Tiskanje ove knjige pomogli su Ministarstvo znanosti, obrazovanja i športa Republike Hrvatske, Institut za geološka istraživanja – Zagreb i Rudarsko-geološko-naftni fakultet Sveučilišta u Zagrebu

Institut za geološka istraživanja – Zagreb

Josip Tišljar

Sedimentologija klastičnih i silicijskih taložina

Zagreb, 2004.

Izdavač:
Institut za geološka istraživanja – Zagreb

Za izdavača:
Mr. sc. Đuro Benček

Glavni urednik:
Dr. sc. Ivo Velić

Recenzenti:
Dr. sc. Davor Pavelić, izv. prof.
Dr. sc. Igor Vlahović

Lektura i korektura:
Dr. sc. Josip Tišljar, red. prof.
Dr. sc. Igor Vlahović

Izrada grafičkih priloga:
Dr. sc. Josip Tišljar, red. prof.

Tehnički urednik:
Dr. sc. Igor Vlahović

Izrada fotolita, tisak i uvez:
PagiGRAF, Klaićeva 21, Zagreb

Naklada:
500 kom.

Ilustracija na koricama:
Dr. sc. Josip Tišljar, red. prof.

Mojoj obitelji – Vesni, Zvonimiru i Mladenu, uz zahvalnost za podršku i okruženje u kojem je bilo moguće istraživanje, prikupljanje gradiva, pisanje i opremanje ove knjige

CIP - Katalogizacija u publikaciji
Nacionalna i sveučilišna knjižnica - Zagreb

UDK 552.55
552.52

TIŠLJAR, Josip
Sedimentologija klastičnih i
silicijskih taložina / <tekst i grafički
prilozi> Josip Tišljar. - Zagreb :
Institut za geološka istraživanja, 2004.
Bibliografija. - Kazalo.

ISBN 953-6907-03-8

I. Sedimentne stijene -- Klastična ležišta
II. Sedimentne stijene -- Silicijska
ležišta

441029016

Predgovor

Već pri pripremi knjige "*Sedimentologija karbonata i evaporita*", koja je u izdanju *Instituta za geološka istraživanja* u Zagrebu iz tiska izašla u travnju 2001. godine, bilo je na poticaj kolega geologa iz *Instituta za geološka istraživanja*, a posebice direktora Zavoda za geologiju Đure Benčeka, planirano da se posebnom knjigom obuhvati i sedimentološka problematika klastičnih sedimenata. Na taj bi način dvije knjige obuhvatile cjelokupnu sedimentološku tematiku.

Sukladno tom planu nastala je ova knjiga – "*Sedimentologija klastičnih i silicijskih taložina*".

Želja, kako autora tako i izdavača, je da ovim dvjema knjigama naša geologija dobije na hrvatskom jeziku manje–više cjelovito gradivo kakvo je u svijetu uobičajeno za sedimentologiju – geološku znanstvenu disciplinu koja obuhvaća kako petrološku i dijagenetsku tako i problematiku vezanu uz istraživanja uvjeta i okoliša taloženja sedimenata, oblika pojavljivanja sedimentnih stijena i sedimentnih tijela, kao i značajke njihovog unutarnjeg ustrojstva.

Na međusobnu povezanost i jedinstvenost tih dviju knjiga trebala bi, zahvaljujući tehničkom uredniku Igoru Vlahoviću, ukazivati i njihova jednaka grafička oprema, format i vanjski izgled.

Knjiga je zamišljena, jednako kako je to bio slučaj i sa "*Sedimentologijom karbonata i evaporita*", kao putokaz, ali i pomoć istraživačima, osobito mladim znanstvenicima, magistrantima i doktorantima, koji se bave znanstveno–istraživačkim radom vezanim uz terene sastavljene od klastičnih i silicijskih taložina, te svim geolozima koji klastične i silicijske sedimente istražuju u svrhu izrade geoloških, inženjersko–geoloških i hidrogeoloških karata, za potrebe istraživanja i eksploatacije mineralnih sirovina, posebice nafte i plina, boksita, lapora, glina, kvarcnih pijesaka i kamena.

S obzirom da su pješčani, pjeskovito–šljunčani i šljunčani sedimenti i/ili klastične sedimentne stijene glavne kolektorske stijene nafte i plina, a izvan karbonatnih i krških terena praktično i jedini značajniji vodonosnici, gradivo ove knjige koje se odnosi na njihove petrološko–dijagenetske značajke i taložne sustave, u prvom redu oblike i geometriju sedimentnih tijela te njihove odnose prema izolatorskim stijenama, trebalo bi imati važnu, ponekad i presudnu ulogu, ili biti velika pomoć pri geofizičkim, naftno–geološkim, kao i hidrogeološkim istraživanjima.

Knjiga bi, vjerujem, mogla poslužiti i stručnjacima – istraživačima – iz drugih struka čija su istraživanja vezana uz klastične sedimente u vezi s prostornim planiranjem i projektiranjem prometnica, inženjersko–tehničkih radova i objekata, kao i geomorfolozima, geografima i pedolozima.

"*Sedimentologija klastičnih i silicijskih taložina*" obuhvaća u prva četiri dijela cjelokupnu sedimentološku problematiku – od načina trošenja, prijenosa i taloženja detritusa, preko prikaza i objašnjenja procesa nastajanja teksturno–strukturnih značajki sedimenata i sedimentnih stijena, njihove sistematike i klasifikacije, do kompleksnih mehaničkih i kemijskih dijagenetskih procesa kojima od rasutih i/ili mekanih i vodom natopljenih taloga postaju čvrste klastične, vulkanoklastične, mješovite i silicijske sedimentne stijene. Gradivo dijelom obuhvaća – uz dopune i izmjene – i neke sadržaje iz udžbenika Sveučilišta u Zagrebu "*Sedimentne stijene*" (Tišljar, 1994) kao temelje neophodne za logički nastavak prikazivanja ukupne petrološke i sedimentološke problematike klastičnih i silicijskih taložina. Posebice se to odnosi na strukturno–teksturne značajke klastita i metode njihovih istraživanja, kao i sistematiku sitnozrnastih, srednjozrnastih i krupnozrnastih klastita.

U petom dijelu knjige posebna je pozornost posvećena taložnim mehanizmima, uvjetima i okolišima taloženja i metodologiji prikupljanja svih relevantnih podataka na temelju kojih bi istraživači mogli i trebali temeljiti svoje interpretacije o facijesnim i svim drugim sedimento-

loškim značajkama istraživanih klastičnih, vulkanoklastičnih i silicijskih taložina. Mehanizmi i uvjeti taloženja s opisima i grafičkim prikazima obuhvatili su pustinjske, eolske i glacijalne okoliše, riječne (fluvijalne), jezerske i močvarne okoliše, taloženje u deltama, marinskim taložnim sustavima niskih klastičnih obala, plitkog šelfa, podmorskih padina i dubokog mora.

Uz neophodno *Kazalo* na hrvatskom jeziku, knjiga sadrži i *Tumač pojmova* s definicijama i tumačenjima stranih termina čija je uporaba bila nužno potrebna radi nedostatka domaćeg nazivlja, bez obzira jesu li korišteni izravno u tekstu u izvornom obliku ili su pisani u zagradi *kurzivom* iza hrvatskog nazivlja, odnosno njihovog prijevoda na hrvatski.

Glavnina grafičkih priloga, terenskih fotografija, fotografija mikroskopskih izbrusaka, crteža i taložnih modela uzeta je iz domaće literature, odnosno rezultat je vlastitih istraživanja ili istraživanja i interpretacija hrvatskih sedimentologa u našim terenima. Sve crteže izradio sam na računalu osobno, pa molim autore čiji su materijali korišteni kao ilustracija pojedinih okoliša i uvjeta taloženja za razumijevanje za moguće pogreške, manje izmjene ili dopune. Svima im na ovom mjestu upućujem zahvalnost, jer će uključivanje njihovih interpretacija pojedinih okoliša taloženja s domaćih terena, vjerujem, pomoći i znatno olakšati praćenje sveukupne problematike istraživanja i interpretacije uvjeta i okoliša taloženja klastičnih sedimenata i sedimentnih stijena korisnicima ove knjige.

Brojnim kolegama geolozima *Instituta za geološka istraživanja* s kojima sam tijekom trideset godina kao član ekipa boravio na terenu i na taj način prikupio materijal za ovu knjigu na gotovo cijelom području Hrvatske zahvaljujem na suradnji, proširivanju spoznaja i otvaranju stručne i znanstvene problematike vezane uz istraživanja klastičnih sedimenta.

Zahvaljujem recenzentima knjige, dr. sc. Davoru Paveliću i dr. sc. Igoru Vlahoviću na korisnim sugestijama koje sam sa zadovoljstvom i dužnim uvažavanjem nastojao usvojiti, što je pridonijelo poboljšanju teksta.

Osjećajući zahvalnost prema svima koji su poticanjem i izravnom pomoći pridonijeli da ova knjiga bude tiskana, osobito mi je zadovoljstvo i čast ovim putem posebno zahvaliti svojem nekadašnjem učeniku, a sada uvaženom kolegi sedimentologu dr. sc. Igoru Vlahoviću na svestranoj pomoći i izuzetnom trudu uloženom pri recenziranju teksta i grafičkih priloga ove knjige. Kao recenzent dao je niz korisnih sugestija, pružio pomoć pri uporabi hrvatskog stručnog nazivlja, a kao tehnički urednik uložio je mnogo znanja i iskustva pri opremanju i grafičkom uređivanju knjige. Hvala mu i na velikoj pomoći pri lektoriranju i korekturi.

Zahvaljujem *Ministarstvu znanosti, obrazovanja i športa Republike Hrvatske* koje je izravnom novčanom pomoći potpomoglo tiskanje ove knjige, ali i posredno putem znanstveno-istraživačkih projekata 195005 i 0195034 omogućilo prikupljanje materijala za nju.

Veliku zahvalnost upućujem i izdavaču, *Institutu za geološka istraživanja*, posebice direktoru Zavoda za geologiju mr. sc. Đuri Benčeku na poticaju za pisanje ovog drugog dijela Sedimentologije, kao i svesrdnoj podršci tijekom njezina tiskanja.

Zahvalan sam i glavnom uredniku dr. sc. Ivi Veliću, te svojoj matičnoj ustanovi, *Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu* na razumijevanju i podršci.

Posebice sam zahvalan svojoj obitelji, supruzi i sinovima na razumijevanju prigodom terenskih istraživanja i prikupljanja materijala, kao i podršci pri mukotrpnoj samostalnoj izradi svih grafičkih priloga. Bez razumijevanja, podrške i strpljenja obitelji pisanje ove knjige bilo bi nemoguće.

Zagreb, svibanj 2004.

Josip Tišljar

Sadržaj

Uvod ... 1

I – Postanak klastičnih sedimenata i njihove teksturno-strukturne značajke ... 3

1. Rasprostranjenost, uloga i važnost sedimenata i sedimentnih stijena u Zemljinoj kori i njihova osnovna podjela ... 3
1.1. Rasprostranjenost sedimentnih stijena u Zemljinoj kori ... 3
1.2. Uloga i značenje sedimentnih stijena ... 3
1.3. Postanak i osnovna podjela sedimentnih stijena ... 4
1.4. Preobrazba sedimentnih stijena ... 4

2. Procesi postanka klastičnih taložina ... 6
2.1. Trošenje ... 6
2.1.1. Fizikalno trošenje ... 6
2.1.2. Kemijsko trošenje ... 8
2.1.2.1. Hidratacija i autigeneza ... 9
2.1.2.2. Oksidacija ... 11
2.1.3. Biološko trošenje ... 11
2.1.4. Stabilnost petrogenih minerala prema trošenju ... 12
2.2. Transport i sedimentacija ... 14
2.2.1. Prijenos materijala vodom, ledom i vjetrom ... 14
2.2.2. Gravitacijska kretanja velikih masa sedimenata ... 16
2.2.2.1. Odroni i sipari ... 16
2.2.2.2. Puzanja, klizanja i rotacijska klizanja ili slampiranja ... 17
2.2.2.3. Gravitacijski tokovi sedimenata ... 19
2.2.2.4. Kretanja miješanih masa sedimenata ... 22
2.2.2.5. Debritni ili detritni tokovi ... 22
2.2.2.6. Muljni tokovi ... 23
2.2.2.7. Turbiditni tokovi ... 23
2.2.3 Taloženje ili sedimentacija ... 25
2.3. Dijageneza ... 28

3. Teksturno-strukturne značajke i građa klastičnih sedimenata i sedimentnih stijena ... 31
3.1. Definicija teksture i strukture i njihovo značenje u hrvatskoj, engleskoj i njemačkoj terminologiji ... 31
3.2. Sedimentološko značenje teksturno-strukturnih odlika sedimentnih stijena ... 32
3.3. Slojevitost ... 34
3.3.1. Definicija slojevitosti, sloja, lamine i njhovih međusobnih odnosa ... 34
3.3.2. Vanjska ili eksterna i ciklička slojevitost: postanak i podjela ... 36
3.3.2.1. Ciklička slojevitost: ciklusi i sekvencije ... 37
3.3.3. Unutarnja ili interna slojevitost: unutarslojni oblici ... 40
3.3.3.1. Lisnatost, horizontalna i vijugava laminacija ili konvolucija ... 40
3.3.3.2. Kosa slojevitost i kosa laminacija ... 41

3.3.3.2.1. Planarna i tabularna kosa slojevitost ... 43
3.3.3.2.2. Koritasta kosa slojevitost ... 44
3.3.3.2.3. Humčasta kosa slojevitost ... 45
3.3.3.3. Flazerska, valovita i lećasta slojevitost ... 47
3.3.3.4. Gradacijska slojevitost ... 48
3.3.3.5. Strukture nastale istiskivanjem vode ... 50
3.4. Oblici na gornjim slojnim površinama ... 52
3.4.1. Pukotine isušivanja ili desikacije ... 52
3.4.2. Otisci stopala gmazova, tragovi kišnih kapi, tragovi otjecanja vode i tragovi mreškanja ... 53
3.4.3. Riplovi ili "*ripple marks*" ... 54
3.4.3.1. Valni riplovi ... 55
3.4.3.2. Strujni riplovi, megariplovi ili podvodne (subakvatske) dine ... 56
3.4.3.3. Eolski riplovi ili riplovi nastali vjetrom ... 59
3.5. Oblici na donjim slojnim površinama ... 59
3.5.1. Tragovi nastali erozijskim djelovanjem turbiditnih struja i drugih vrtložnih tokova ... 60
3.5.2. Tragovi nastali erozijskim djelovanjem predmeta pri kretanju po dnu ... 64
3.5.3. Strukture nastale utiskivanjem ... 65
3.6. Oblici nastali podvodnim klizanjem i razaranjem slojeva ... 67
3.7. Oblici nastali kemijskom dijagenezom i tlačnim otapanjem ... 69
3.7.1. Konkrecije, nodule, geode i septarije ... 69
3.7.2. Stiloliti ... 71
3.8. Biogeni oblici: bioturbacija i ihnofosili ... 74
3.9. Definicija siliciklastičnih zrna, skeletnog i biokemijskog detritusa i kemijskim i biokemijskim procesima izravno iz vodenih otopina kristaliziranih sastojaka ... 76
3.10. Podjela sedimenata na temelju veličine zrna ... 77
3.11. Morfometrijske značajke zrna ... 79
3.11.1. Oblik zrna ... 79
3.11.2. Sferičnost zrna ... 82
3.11.3. Zaobljenost zrna ... 82
3.12. Sedimentni sklop ili orijentacija i način pakiranja zrna ... 84
3.12.1. Način pakiranja zrna: zrnska, klastna, muljna i matriksna potpora ... 84
3.12.2. Orijentacija zrna i imbrikacija ... 86
3.13. Glavni tipovi struktura klastičnih sedimenata ... 88
3.14. Glavni tipovi struktura silicijskih sedimenata ... 89

4. Metode određivanja veličine zrna i istraživanje teksturno-strukturnih odlika primjenom acetatnih folija ... 91
4.1. Metode određivanja veličine zrna sedimenata na terenu ... 91
4.2. Laboratorijske metode određivanja veličine zrna u sedimentima – granulometrijske analize ... 92
4.2.1. Izravna mjerenja i mjerenja mikroskopom (granulometrijska analiza mjerenjem zrna) ... 92
4.2.2. Određivanje veličine zrna sijanjem (granulometrijska analiza sijanjem) ... 95
4.2.2.1. Priprema uzoraka za granulometrijsku analizu ... 95
4.2.2.2. Sijanje uzoraka ... 97
4.2.3. Sedimentacijska analiza ili određivanje veličine zrna na temelju brzine padanja čestica ... 97
4.2.3.1. Sedimentacijska analiza u Atterbergovom cilindru i analiza metodom izvlačenja ... 99
4.2.3.2. Sedimentacijska analiza pipetnom metodom i areometriranjem ... 101
4.2.3.3. Granulometrijska analiza sedimentacijskom vagom ... 102

4.2.4. Obrada rezultata granulometrijskih analiza ... 102
4.2.4.1. Načini prikazivanja rezultata granulometrijskih analiza ... 102
4.2.4.2. Ruhinov genetički dijagram ... 106
4.2.4.3. Passegin CM dinamički dijagram ... 108
4.3. Istraživanje teksturno-strukturnih odlika sedimentnih stijena primjenom acetatnih folija ... 108

II – Sistematika i dijageneza klastičnih sedimentnih stijena ... 112

5. Krupnozrnaste (ruditne) klastične stijene ... 112
5.1. Definicija i podjela ... 112
5.2. Intraformacijske breče i konglomerati ... 115
5.3. Breče ili kršnici ... 117
5.3.1. Definicija i podjela breča ili kršnika ... 117
5.3.2. Vulkanske i vulkanoklastične breče ... 117
5.3.3. Ekstraformacijske kataklastične breče ... 117
5.3.3.1. Odronske ili siparišne breče ... 118
5.3.3.2. Debritne breče ... 119
5.3.3.3. Rasjedne i tektogene breče ... 121
5.3.3.4. Emerzijske i kolapsne breče ... 122
5.3.3.4.1. Emerzijske breče i breče okršavanja ... 122
5.3.3.4.2. Breče otapanja i urušavanja ili kolapsne breče ... 122
5.3.4. Postsedimentacijske dijagenetske breče ... 123
5.3.4.1. Tektogeno-dijagenetske breče ... 123
5.3.4.2. Stilolitizacijske breče ... 125
5.4. Konglomerati ili valutičnjaci ... 126
5.4.1. Oligomiktni ili ortokvarcitni konglomerati ... 127
5.4.2. Petromiktni konglomerati ... 127
5.4.3. Parakonglomerati ... 129

6. Pješčenjaci ili srednjozrnasti (arenitni) klastični sedimenti ... 131
6.1. Sastav pijesaka i pješčenjaka ... 131
6.1.1. Fiziografske i genetske značajke najvažnijih sastojaka pijesaka i pješčenjaka ... 132
6.1.1.1. Kvarc kao sastojak pješčenjaka ... 132
6.1.1.2. Feldspati kao sastojci pješčenjaka ... 133
6.1.1.3. Odlomci stijena kao sastojci pješčenjaka ... 135
6.1.1.4. Tinjci, kloriti, minerali glina i karbonati kao sastojci pješčenjaka ... 136
6.1.1.5. Teški minerali u pijescima i pješčenjacima ... 137
6.1.2. Zajednice mineralnih sastojaka kao indikatori matičnih stijena ... 142
6.2. Metode izdvajanja ili separacije teških minerala ... 142
6.3. Klasifikacija pješčenjaka ... 146
6.3.1. Arenitni pješčenjaci (areniti) ... 149
6.3.1.1. Arkozni areniti i subarkoze (feldspatski areniti) ... 149
6.3.1.2. Litični areniti i sublitoareniti ... 150
6.3.1.3. Kvarcni areniti ... 152
6.3.2. Grauvakni pješčenjaci (grauvake) ... 153
6.3.2.1. Litične grauvake ... 154
6.3.2.2. Feldspatske i kvarcne grauvake ... 155

6.3.3. Miješani ili hibridni pješčenjaci ... 155
6.3.3.1. Kalkarenacejski pješčenjaci ... 155
6.3.3.2. Zeleni ili glaukonitični i fosfatni pješčenjaci ... 156
6.4. Dijageneza pješčenjaka ... 158
6.4.1. Ranodijagenetski procesi ... 158
6.4.1.1. Kompakcijski procesi ... 158
6.4.1.2. Kemijska dijageneza u ranoj fazi ... 160
6.4.1.2.1. Kemijska dijageneza u uvjetima morske i evaporacijske zone ... 160
6.4.1.2.2. Kemijska dijageneza u uvjetima meteorske i vadozne zone ... 161
6.4.2. Dijageneza pješčenjaka na većoj dubini prekrivanja ... 162
6.4.2.1. Tlačno otapanje ... 162
6.4.2.2. Promjene mineralnog sastava povišenjem temperature ... 163
6.4.2.3. Cementacija pješčenjaka ... 166
6.4.2.4. Autigeneza feldspata ... 168
6.4.2.5. Potiskivanje kvarca i feldspata karbonatima i karbonata kvarcom ... 168

7. Sitnozrnasti (pelitni) klastični sedimenti ... 170
7.1. Definicija i podjela pelitnih sedimenata ... 170
7.1.1. Gline i glinjaci ... 170
7.1.2. Siltiti ili prahovnjaci ... 171
7.1.3. Šejlovi i muljnjaci ... 173
7.1.3.1. Granulometrijski i mineralni sastav i teksturno-strukturne značajke šejlova i muljnjaka ... 173
7.1.3.2. Naftni šejlovi i naftni muljnjaci ... 175
7.1.3.3. Organska tvar u pelitnim sedimentima ... 176
7.1.4. Les ili prapor ... 177
7.1.5. Lapori i marliti ili lapornjaci ... 179
7.2. Dijageneza glinovitih i pelitnih sedimenata ... 181
7.2.1. Mehanička dijageneza – zbijanje ili kompakcija ... 181
7.2.2. Kemijska dijageneza glinovitih sedimenata ... 184
7.3. Rezidualni sedimenti ... 186
7.3.1. Lateriti ... 187
7.3.2. Rezidualne gline i kaolini ... 187
7.3.3. Zemlja crvenica (*terra rossa*) ... 188
7.3.4. Boksiti ... 189
7.3.4.1. Mineralni sastav, strukture i klasifikacija boksita ... 189
7.3.4.2. Postanak boksita ... 192

8. Vulkanoklastični sedimenti ... 193
8.1. Definicija, sastav, podjela i postanak vulkanoklastičnih sedimenata ... 193
8.1.1. Definicija i sastav vulkanoklastičnih sedimenata ... 193
8.1.2. Granulometrijska klasifikacija piroklastičnog materijala i podjela vulkanoklastičnih sedimenata ... 194
8.1.3. Postanak i glavne značajke taloženja vulkanoklastičnih sedimenata ... 196
8.1.3.1. Vulkanoklastični sedimenti nastali piroklastičnim tokovima ... 196
8.1.3.2. Vulkanoklastični sedimenti nastali padanjem piroklastičnog materijala iz zraka ... 198
8.1.3.3. Vulkanoklastični sedimenti nastali iz uskovitlanih turbulentnih tokova male gustoće ... 198

8.1.4. Kontinentalni vulkanoklastični sedimenti (kontinentalna tefra) ... 199
8.1.5. Podmorski vulkanoklastični sedimenti (podmorska tefra) ... 200
8.2. Vulkanoklastične breče i aglomerati ... 201
8.3. Lapilni tufovi ... 202
8.4. Tufovi ... 203
8.4.1. Staklasti ili vitroklastični tufovi ... 204
8.4.1.1. Kiseli i neutralni staklasti tufovi ... 204
8.4.1.2. Bazični staklasti tufovi ... 206
8.4.2. Kristalni ili kristaloklastični tufovi ... 206
8.4.3. Litoklastični ili litični tufovi ... 207
8.5 Izmjene ili alteracije tufova ... 207
8.5.1. Izmjene ili alteracije kiselih i neutralnih tufova ... 207
8.5.2. Izmjene ili alteracije bazičnih tufova ... 208

III – Podjela, postanak i dijageneza silicijskih sedimenata ... 209

9. Silicijski sedimenti ... 209
9.1. Definicija, mineralni sastav i podjela silicijskih sedimenata i stijena ... 209
9.2. Biogeni silicijski sedimenti ... 211
9.2.1. Podjela i postanak biogenih silicijskih sedimenata ... 211
9.2.2. Dijatomejski muljevi, dijatomejske zemlje i dijatomiti ... 211
9.2.3. Radiolarijski muljevi, radiolarijske zemlje i radiolariti ... 214
9.2.4. Spikulni muljevi i spikuliti ... 215
9.2.5. Dijageneza biogenih silicijskih sedimenata ... 216
9.3. Silicijski sedimenti različitog postanka i njihova dijageneza ... 217
9.3.1. Rožnjaci i njihovi varijeteti jaspis, flint, novakulit i porculanit ... 217
9.3.1.1. Sastav i teksturno-strukturne značajke rožnjaka ... 218
9.3.1.2. Postanak rožnjaka ... 221
9.3.1.2.1. Postanak nodularnih rožnjaka ... 221
9.3.1.2.2. Postanak slojevitih rožnjaka ... 223
9.3.2. Tripoli, kremenaste sedre (silicijski sinteri) i gejzirit ... 228
9.3.3. Silkrete ... 229

IV – Organogeni rezidui ... 231

10. Podjela, postanak i petrografija organogenih rezidua ... 231
10.1. Definicija i podjela organogenih rezidua ... 231
10.2. Treset ... 231
10.3. Ugljeni ... 232
10.3.1. Procesi pougljenjivanja i vrste ugljena ... 232
10.3.2. Petrografija ugljena ... 233

V – Okoliši taloženja i facijesi klastičnih, rezidualnih i silicijskih taložina ... 235

11. Okoliši taloženja i njihov odnos prema facijesu ... 235
11.1. Definicija, fizikalne, kemijske i biološke značajke okoliša taloženja ... 235

11.2. Podjela okoliša taloženja ... 236
11.3. Odnos okoliša taloženja i facijesa ... 237
11.4. Taložne sekvencije i sekvencijalna stratigrafija ... 238
11.4.1. Definicija i postanak taložne sekvencije s obzirom na relativne promjene morske razine ... 238
11.4.2. Taložne sekvencije, sekvencijske granice i taložne jedinice unutar sekvencija s obzirom na stanje morske razine ... 240
11.4.2.1. Taložne sekvencije tipa 1 i tipa 2 i sekvencijske granice tipa 1 i tipa 2 ... 240
11.4.2.2. Talozi niskog stanja morske razine (talozi niske razine – LSD) ... 243
11.4.2.3. Transgresivni talozi – TD ... 244
11.4.2.4. Talozi visokog stanja morske razine (talozi visoke razine – HSD) ... 246
11.4.3. Vrste ciklusa s obzirom na trajanje i mehanizme taloženja ... 247
11.4.4. Transgresivne i regresivne sekvencije i megasekvencije ... 248

Kontinentalni i prijelazni okoliši taloženja klastičnih sedimenata ... 250

12. Pustinjski i eolski okoliši taloženja ... 250
12.1. Taloženje u pješčanim pustinjama i obalni eolijaniti ... 250
12.2. Oblici eolskih pješčanih tijela ... 250
13. Glacijalni okoliši taloženja ... 252
13.1. Podjela i značajke glacijalnih okoliša taloženja ... 252
13.2. Glacijalni laminiti i varve ... 253
14. Fluvijalni (aluvijalni) ili riječni okoliši taloženja ... 254
14.1. Opće značajke, glavni tipovi litofacijesa i podjela riječnih ili fluvijalnih okoliša taloženja ... 254
14.2. Aluvijalne lepeze ... 260
14.2.1. Postanak aluvijalnih lepeza i oblici njihovih sedimentnih tijela ... 260
14.2.2. Glavne teksturno-strukturne značajke sedimenata aluvijalnih lepeza ... 264
14.3. Okoliši prepletenih rijeka ... 265
14.3.1. Definicija, granulometrijski sastav i oblici sedimentnih tijela taložnog sustava prepletenih rijeka ... 265
14.3.2. Značajke proksimalnih i distalnih područja taložnog sustava prepletenih rijeka ... 269
14.4. Okoliši meandrirajućih rijeka ... 273
14.4.1. Definicija i oblici sedimentnih tijela taložnog sustava meandrirajućih rijeka ... 273
14.4.2. Ciklusi u taložnom sustavu meandrirajućih rijeka ... 277
14.5. Okoliši rijeka s opetovanim račvanjem i spajanjem korita (anastomozirajućih rijeka) ... 279
14.6. Okoliši taloženja izvan riječnih korita – talozi poplavnih ravnica ... 279
15. Jezerski i močvarni okoliši taloženja ... 282
15.1. Opći fizikalno-kemijski i sedimentološki uvjeti taloženja u jezerima ... 282
15.2. Sedimentacija u hidrološki otvorenim jezerima ... 283
15.2.1. Jezera s pretežito siliciklastičnim talozima ... 284
15.2.2. Jezera s pretežito karbonatnim talozima ... 286
15.3. Sedimentacija u hidrološki zatvorenim (i slanim) jezerima ... 288
15.3.1. Taložni sustav plaja ... 288
15.3.2. Taložni sustav zatvorenih trajnih ili perenijalnih jezera ... 289
15.4. Močvarni okoliši taloženja ... 289
16. Taloženje u deltama ... 291
16.1. Sedimentološke značajke jezerskih i marinskih delta ... 291
16.1.1. Opće sedimentološke značajke delta ... 291

16.1.2. Sedimentološke značajke delta Gilbertovog tipa ... 291
16.1.3. Facijesi i deltne sekvencije marinskih delta ... 294
16.2. Uvjeti i okoliši taloženja na deltnoj ravnici ... 296
16.2.1. Deltne ravnice s prevlašću fluvijalnih uvjeta ... 296
16.2.1.1. Riječna korita kao opskrbni (distribucijski) kanali na deltnoj ravnici s prevlašću fluvijalnih uvjeta ... 297
16.2.1.2. Područja između riječnih korita (opskrbnih kanala) na deltnoj ravnici s prevlašću fluvijalnih uvjeta ... 298
16.2.2. Deltne ravnice s prevlašću plimnih struja ... 299
16.3. Uvjeti i okoliši taloženja na čelu delte ... 300
16.3.1. Čela delta s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja ... 301
16.3.1.1. Pješčani prudovi ušća na čelu delte ... 302
16.3.2. Čela delta s prevlašću taloženja pod utjecajem plimnih struja ... 303
16.3.3. Čela delta s prevlašću djelovanja valova ... 304
16.4. Taloženje u prodelti ... 304

Morski okoliši taloženja klastičnih sedimenata ... 308

17. Okoliši klastičnih obala ... 308
17.1. Podjela okoliša klastičnih obala ... 308
17.2. Okoliši klastičnih obala s prevlašću djelatnosti valova ... 311
17.2.1. Uvjeti taloženja na žalovima s prevlašću djelatnosti valova ... 311
17.2.1.1. Stražnji žal ... 312
17.2.1.2. Prednji žal ... 313
17.2.1.3. Obalno lice ili potopljeni žal ... 313
17.3. Okoliši klastičnih obala s mješovitom djelatnošću valova i plima ... 316
17.4. Uvjeti i okoliši taloženja na klastičnim obalama s prevlašću djelatnosti plima ... 318
17.4.1. Uvjeti taloženja u estuarijima ... 318
17.4.2. Plimne ravnice ... 319
17.4.2.1. Taloženje na muljevitim, miješanim pješčano–muljevitim i pješčanim plimnim ravnicama ... 322
17.4.2.2. Taloženje u plimnim kanalima ... 322
17.4.3. Uvjeti taloženja na prednjem žalu i obalnom licu s prevlašću plimnih struja ... 323
18. Okoliši taloženja na aridnim i evaporitnim klastičnim obalama ... 325
18.1. Taloženje evaporita u zajednici s miješanim siliciklastično–karbonatnim sedimenatima ... 325
19. Plitkomorski klastični okoliši taloženja – šelf ... 327
19.1. Opće značajke taloženja i podjela okoliša taloženja na šelfu ... 327
19.2. Taloženje na unutarnjem šelfu pod utjecajem plimnih struja ... 328
19.3. Taloženje na unutarnjem šelfu pod utjecajem valova i oluja ... 331
19.3.1. Uvjeti taloženja na unutarnjem šelfu pod utjecajem valova i oluja ... 331
19.3.2. Tempestitne sekvencije i tempestiti ili olujni sedimenti ... 331
19.3.3. Taložni sustav unutarnjeg šelfa pod prevlašću djelatnosti valova niže energije ... 333
19.4. Facijesi plitkomorskih muljevitih sedimenata unutarnjeg šelfa ... 334
20. Dubokomorski klastični okoliši taloženja ... 336
20.1. Resedimentacijski procesi: erozija, prijenos i taloženje u dubokomorskim okolišima ... 336
20.1.1. Prijenos materijala na podmorskim padinama ... 336
20.1.2. Pridnene i površinske struje, pelagično taloženje i hemipelagični talozi (hemipelagiti) ... 338
20.2. Facijesi dubokomorskih klastičnih okoliša taloženja ... 339

20.2.1. Facijes slampova i klizišta ... 339
20.2.2. Facijes debrita ... 339
20.2.2.1. Sastav i teksturno-strukturne značajke debrita ... 339
20.2.2.2. Debritna sekvencija i prijelaz u turbidite ... 341
20.2.2.3. Vapnenački debriti ... 341
20.2.3. Facijes turbidita ... 342
20.2.3.1. Sedimentacija iz turbiditnih struja: Boumine sekvencije i srednjozrnasti turbiditi .. 342
20.2.3.1.1. Taloženje iz turbiditnih tokova ... 343
20.2.3.1.2. Kompletna turbiditna sekvencija ili Boumina sekvencija ... 344
20.2.3.2. Krupnozrnasti i sitnozrnasti ili muljni turbiditi ... 348
20.2.3.2.1. Krupnozrnasti turbiditi ... 348
20.2.3.2.2. Sitnozrnasti ili muljni turbiditi ... 353
20.2.3.3. Turbiditne lepeze, proksimalni i distalni turbiditi ... 355
20.2.4. Facijes konturita ... 356
20.3. Modeli klastičnih dubokomorskih okoliša ... 357
20.3.1. Padine ili padinski zastori ... 357
20.3.2. Podmorske lepeze ... 358
20.3.3. Bazenske ravnice ... 368
21. Dubokomorske crvene gline i manganske nodule ... 371
Literatura ... 372
Tumač pojmova ... 386
Kazalo ... 409

Uvod

Talozi ili sedimenti iz kojih se kompleksnim fizikalnim, kemijskim i geološkim dijagenetskim procesima tvore sedimentne ili taložne stijene, nastaju na i pri površini Zemlje pri temperaturama i tlaku primjerenim tim uvjetima, točno određenim biološkim, fizikalnim, kemijskim i geološkim procesima, bilo na račun trošenja drugih starijih stijena bilo kao proizvodi životne djelatnosti organizama ili pak kemijskim izlučivanjima. Već sam naziv "taložine" ili "sedimenti", odnosno "sedimentne stijene" (od *sedimentum* = talog) govori nam da su to stijene nastale taloženjem nekog neorganskog i organskog, krutog ili iz vodenih otopina izlučenog materijala.

Međutim, sedimentnim stijenama pripadaju i stijene koje nisu izravno taložene već su nastale naknadnim dijagenetskim kemijskim procesima iz nekih prethodno taloženih sedimenata ili pak starijih sedimentnih stijena. To su, primjerice, kasnodijagenetski dolomiti nastali dolomitizacijom vapnenaca, kasnodijagenetski anhidriti čiji je postanak vezan uz procese anhidritizacije vapnenaca i dolomita posredstvom otopina koje su donosile sulfatni anion $(SO_4)^{2-}$, rožnjačke nodule, kvrge i leće nastale potiskivanjem vapnenaca, dolomita, muljnjaka, šejlova i pješčenjaka djelatnošću pornih otopina koje sadrže silicijsku kiselinu (H_4SiO_4), i sl.

Dok se pod terminima "talozi" ili "sedimenti" obično podrazumijevaju mekani, rasuti i nelitificirani talozi, pod nazivom "sedimentne stijene" ili "taložne stijene" uglavnom se podrazumijevaju litificirani talozi u obliku čvrste stijene, ali i sve taložine ili sedimenti i sedimentne stijene zajedno.

Dok **petrologija sedimentnih stijena** obuhvaća dio sedimentologije koji se odnosi na petrološke značajke sedimenata, tj. njihov granulometrijski, mineraloški i kemijski sastav, teksturno-strukturne značajke, mehaničke i kemijske dijagenetske procese, **sedimentologija** je kompleksna geološka znanstvena disciplina čiji je zadatak istraživanje ukupne problematike sedimenata i sedimentnih stijena: od proučavanja mehanizama i uvjeta taloženja, teksturno-strukturnih, petroloških, litofacijesnih, biofacijesnih, kemijskih, geokemijskih, paleontoloških, litostratigrafskih i stratigrafskih, pa do sekvencijalno stratigrafskih, paleogeografskih i ekoloških odlika sedimenata i sedimentnih stijena. Zbog toga je sedimentologija usko povezana ili se međusobno isprepliće s općom geologijom, paleontologijom, stratigrafijom, petrologijom, geologijom nafte, geologijom ležišta mineralnih sirovina, geokemijom, strukturnom geologijom i tektonikom.

Razvoju sedimentologije i petrologije sedimentnih stijena pogodovao je brz razvoj tehnike i tehnologije uz razradu i razvoj novih aparatura, instrumenata i metodologija za istraživanje sedimenata i s onih stajališta koja se donedavno nisu mogla niti zamisliti klasičnim metodama. To se prije svega odnosi na razvoj novih metoda izotopskih, elektronsko-mikroskopskih (SEM) i atomsko-apsorpcijskih, rentgenskih i rentgenspektroskopskih istraživanja.

Kudikamo najveći i najvažniji napredak u rješavanju podrijetla i načina postanka, okoliša sedimentacije i geoloških, bioloških, biokemijskih, fizikalnih, kemijskih i hidrodinamičkih uvjeta u kojima se zbivalo taloženje nekog sedimenta, iz kojeg su dijagenetskim procesima nastale stijene, donijela su znanstvena istraživanja recentnih sedimenata na kopnu i u morima, rijekama, jezerima te priobalnim okolišima i deltama. Dakle, princip aktualizma, odnosno proučavanje recentnih sedimenata i primjenjivanje spoznaja o načinu i uvjetima postanka teksturno-strukturnih značajki, oblika sedimentnih tijela i mehanizama sedimentacije s recentnih taloga na stare sedimente s istim takvim odlikama, imali su presudno značenje za razvoj mišljenja i interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja geološki starih sedimentnih stijena.

Današnja, a i buduća, uloga petrologije sedimentnih stijena i sedimentologije usko je povezana uz sve opsežnije i intenzivnije potrebe znanstvenog i stručnog proučavanja sedimentnih stijena i suvremenih sedimenata radi istraživanja i dobivanja nafte, plina, vode, nemetalnih i metalnih mineral-

nih sirovina te inženjersko-tehničkih radova i zaštite čovjekovog životnog okoliša.

U ovoj knjizi obuhvaćeni su kompleksni petrološko-sedimentološki sadržaji vezani uz klastične, rezidualne i silicijske taložine i taložne stijene. Na taj način ova knjiga čini zajedno s već objavljenom knjigom "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001) jedinstvenu cjelinu – *sedimentologiju* – sadržaji koje su u SAD-u i u zapadnoeuropskim zemljama obično obuhvaćeni pojmovima "*Petrologija sedimenata*", "*Sedimentologija*" i "*Taložni okoliši i facijesi klastičnih sedimenata*" (*Sedimentary petrology, Sedimentology, Sedimentary environments and facies*).

U prvom dijelu knjige izloženo je gradivo u vezi s procesima postanka, prijenosa i taloženja klastičnog materijala, te su podrobno prikazane i genetski objašnjene najvažnije teksturno-strukturne osobine i metode njihovih istraživanja na terenu i u laboratoriju.

Drugi dio knjige obuhvaća sistematiku, podjelu i dijagenezu klastičnih, rezidualnih i vulkanoklastičnih taloga i taložnih stijena, opise njihovog sastava i teksturno-strukturnih značajki. Posebna je pozornost posvećena ranodijagenetskim i kasnodijagenetskim mehaničkim i kemijskim procesima koji su doveli do toga da mekani, rahli, vodom zasićeni krupnozrnasti, srednjozrnasti i sitnozrnasti talozi postanu čvrste klastične stijene – konglomerati, breče, pješčenjaci, prahovnjaci, muljnjaci, šejlovi, lapori, boksiti, lateriti, aglomerati, vulkanske breče, tufovi, tufiti, itd.

U trećem dijelu prikazani su podjela, postanak i dijageneza silicijskih sedimenta, a u četvrtom dijelu podjela organogenih rezidua – treseta i ugljena – i procesi pougljenjivanja s petrografijom ugljena.

U posebnom, petom dijelu knjige opsežno su prikazani okoliši i uvjeti taloženja u kojima su nastali pojedini klastični, rezidualni i silicijski sedimenti i sedimentne stijene, kao i metodologija na osnovi koje se za istraživane sedimente i/ili stijene interpretiraju mehanizmi, uvjeti i okoliši taloženja i objašnjava postanak i rekonstrukcija sedimentnih tijela s obzirom na njihove oblike i geometriju u vremenu i prostoru.

Pri redoslijedu i načinu izbora građe i koncepcije knjige temeljna je ideja vodilja bila prikazati kompleksnu problematiku istraživanja klastičnih sedimentnih stijena, i to tako da korištenjem ove knjige – udžbenika i priručnika – pri istraživanjima geologu bude omogućeno dobivanje odgovora na sljedeća pitanja:

- kakve su teksture i strukture stijena koje istražuje, u kakvim su uvjetima i okolišima nastale i što njihova pojava znači za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja,
- kakve su strukture, mineralni i kemijski sastav i fosilni sadržaj stijena i pod kojim su i kakvim sedimentacijskim, dijagenetskim i drugim geološkim uvjetima nastale,
- kakav je petrološki, dijagenetski, genetski i sedimentološki tip istraživane stijene,
- u kakvim su uvjetima i okolišima taloženja stijene nastale i pod kojim fizikalnim, kemijskim i geološkim uvjetima,
- kakvi su facijesi, i
- kakav oblik ima sedimentno tijelo, te u kojim se asocijacijama ili formaciji i zašto pojavljuje?

I – POSTANAK KLASTIČNIH SEDIMENATA I NJIHOVE TEKSTURNO-STRUKTURNE ZNAČAJKE

1. Rasprostranjenost, uloga i važnost sedimenata i sedimentnih stijena u Zemljinoj kori i njihova osnovna podjela

1.1. Rasprostranjenost sedimentnih stijena u Zemljinoj kori

Premda sedimentne stijene izgrađuju, izraženo u volumnim postocima, samo oko 5% ukupnog volumena oko 16 km debele vanjske ljuske Zemlje – kamene kore, njihovo je značenje izuzetno veliko, osobito za gospodarski razvoj čovječanstva, jer sedimentne stijene čine više od 75% površine Zemlje do dubine za koju je vezana sva ljudska djelatnost. Usporede li se podaci o udjelu sedimenata u građi površinskog dijela Zemlje s debljinom Zemljine kore i ukupnom površinom Zemlje, očito je da sedimentne stijene nemaju veliku debljinu. Ako bi se ukupna masa sedimenata ravnomjerno rasporedila po čitavoj Zemljinoj kugli dobio bi se sedimentni pokrivač prosječne debljine od samo 735 m. Međutim, debljina sedimentnog pokrivača nije po čitavoj Zemljinoj površini jednolična, već ona varira od 200 do 3.000 m na oceanskim dnima do maksimalno 13 km na kontinentima, odnosno na kontinentima prosječno od 1,8 do 2,2 km (Pettijohn, 1975).

Sve vrste sedimentnih stijena ne sudjeluju s jednakim udjelima u građi Zemljine kore. Najrasprostranjeniji su šejlovi, pješčenjaci i vapnenci. Ta tri tipa sedimentnih stijena čine oko 95% udjela svih sedimentnih stijena u Zemljinoj kori. No, ni oni nisu podjednako zastupljeni. Udio je šejlova i njima sličnih pelitnih sedimenata od 80 do 83%, pješčenjaka oko 8 do 15%, a vapnenaca od 5 do 9% (Clarke, 1924; Wickman, 1954).

Sedimentne stijene u Hrvatskoj imaju izuzetno veliko značenje, jer u geološkoj građi sudjeluju s više od 90% i to često u debljinama od nekoliko kilometara (primjerice karbonatni sedimenti Jadranske karbonatne platforme ili tercijarni klastiti Panonskog bazena).

1.2. Uloga i značenje sedimentnih stijena

Koliko je važno istraživanje i proučavanje sedimentnih stijena proizlazi iz činjenice da se oko 85 do 90% svih mineralnih sirovina u svijetu dobiva iz sedimentnih stijena, a samo 10 do 15% potječe iz magmatskih i metamorfnih stijena (Goldschmidt, 1937). Sedimentnog su postanka i pojavljuju se samo u sedimentima sva mineralna goriva – nafta, prirodni plin, ugljen i naftni šejlovi. Dok nafta i plin ispunjavaju pore u sedimentnim stijenama, ugljen i naftni šejlovi sedimentne su stijene.

Mnoge mineralne sirovine dobivaju se iz sedimenata: većina željeza, aluminija i neke rude mangana, bakra, urana i magnezija vade se iz sedimentnih stijena. Iz naplavina i rezidua dobivaju se kositar, volfram, zlato, platina, različito drago i poludrago kamenje, rijetke zemlje, posebice cirkonij i torij, a praktički i sav aluminij. Osim toga, mnoge sedimentne stijene izravno se koriste kao sirovine za dobivanje cementa (lapori), stakla (kvarcni pijesci), keramike i porculana (gline i kaoliniti), građevnog

materijala poput betona (agregati vapnenaca, dolomita ili pješčenjaka, šljunci, pijesci) ili tehničkog i arhitektonsko–građevnog kamena (vapnenci, dolomiti, pješčenjaci) te opeka i crijepa (gline).

Sedimentnog su podrijetla i sva mineralna fosfatna, nitratna i kalijeva gnojiva te mineralne soli (halit, kizerit, karnalit), kao i gips i anhidrit.

Sedimentne su stijene i glavni vodonosnici ili kolektori vode, osobito pitke, ali i industrijske, koja već danas, uz energetske sirovine, postaje primarni problem cjelokupnog čovječanstva.

1.3. Postanak i osnovna podjela sedimentnih stijena

Sedimenti i sedimentne stijene nastaju na i pri površini Zemlje, u morima, jezerima i rijekama pri temperaturama i tlakovima primjerenim površinskim uvjetima, odnosno uvjetima koji vladaju pri površini i ispod površine Zemlje na većim dubinama prekrivanja (do oko 13 km).

U sedimentne stijene ubrajaju se i talozi nastali akumulacijom vulkanoklastičnog materijala izbačenog vulkanskim erupcijama nakon prenošenja vjetrom, vodom ili ledom – to su vulkanoklastične stijene.

Osnovni uvjet za nastajanje sedimenata jest postojanje ishodišnog materijala, a to su u evoluciji Zemljine kamene kore primarno bile magmatske, a poslije i metamorfne i starije sedimentne stijene. Proces taloženja napredovao je na Zemljinoj površini sve više tijekom njezine evolucije, tako da se površina i debljina sedimentnog pokrivača u litosferi neprestano povećava, ali i ponovno smanjuje, bilo tektonskim pokretima (globalnom tektonikom, tektonikom ploča), vulkanizmom ili erozijom, koji na površinu Zemlje dovode metamorfne i magmatske stijene.

S obzirom na prevladavajući tip fizikalnih, kemijskih, biokemijskih, sedimentoloških i općenito geoloških procesa, sedimenti i sedimentne stijene dijele se u dvije temeljne genetske skupine. To su (sl. 1–1):

1) egzogeni ili klastični sedimenti i sedimentne stijene, i
2) endogeni ili kemijski i biokemijski sedimenti i sedimentne stijene.

Između tih dviju temeljnih skupina postoje mješoviti sedimenti i sedimentne stijene.

Klastični sedimenti i sedimentne stijene dijele se na kataklastične, vulkanoklastične i rezidualne sedimente (isprane krupne i sitne rezidualne sedimente i sedimentne stijene – sl. 1–1).

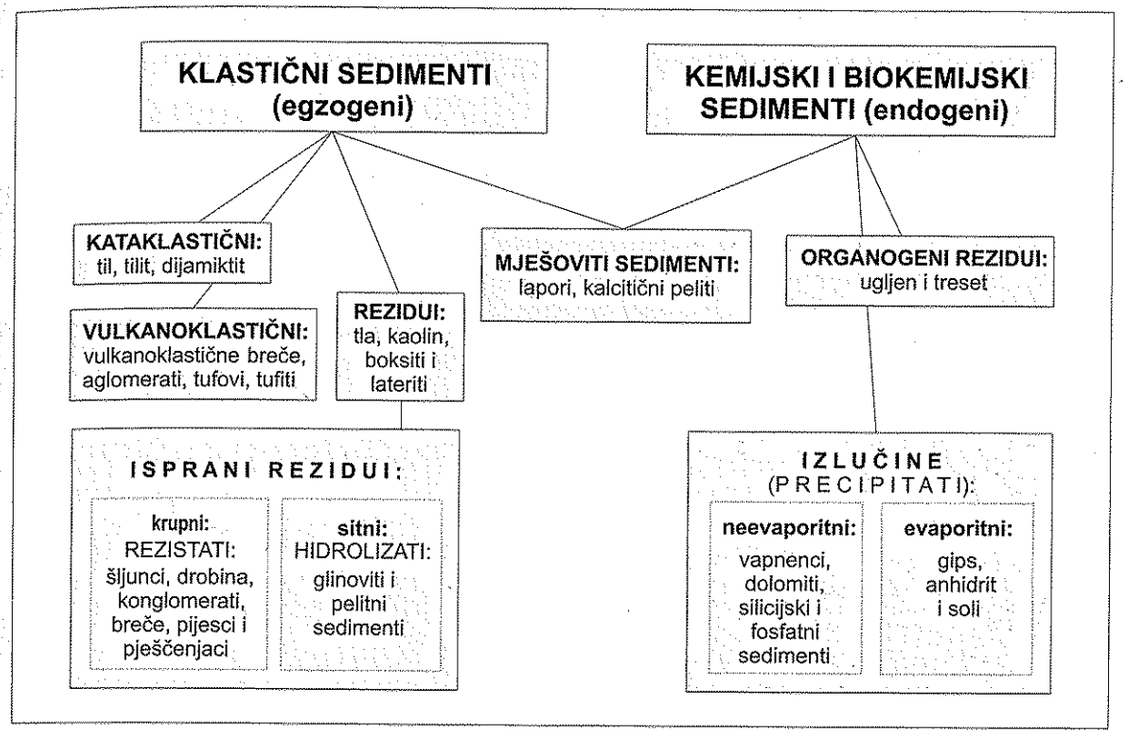
Kemijski i biokemijski sedimenti i sedimentne stijene obuhvaćaju organogene rezidue i neevaporitne i evaporitne izlučine ili precipitate (sl. 1–1).

Podjela i sistematika klastičnih sedimenata i sedimentnih stijena iscrpno je prikazana u drugom dijelu ove knjige, a kemijskih i biokemijskih sedimenata i sedimentnih stijena u posebnoj knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

1.4. Preobrazba sedimentnih stijena

Nakon što sedimenti, zbog neprekinutog taloženja novih naslaga ili drugim geološkim procesima, dospiju dublje pod površinu Zemlje, a to znači u uvjete povišenih temperatura i tlakova, njihovi pojedini sastojci postaju nestabilni, pa se transformiraju u nove, stabilne sastojke. Sve mehaničke i kemijske promjene koje se u talozima i sedimentnim stijenama zbivaju do temperatura od približno 220°C i tlaka od 2.500 kg/cm^2 pripadaju dijagenezi, a iznad tih vrijednosti započinje metamorfoza, odnosno njihovo preobražavanje u metamorfne stijene. Ako temperatura i tlak porastu vrlo visoko može doći do *anateksisa* – parcijalnog pretaljivanja sedimenata, pri čemu iz tih stijena nastaju miješane metamorfno–magmatske stijene ili migmatiti.

Praktički sve do dubine od 4 do 5 km u sedimentima se ne opažaju neke značajnije metamorfne promjene, pa se, prema tome, može uzeti da se njihova metamorfoza ne zbiva pri tlaku nižem od oko 2.500 kg/cm^2 i temperaturama manjim od 220°C. Računajući samo povišenje temperature zbog geotermičkog stupnja, tj. porasta temperature



Slika 1–1 Temeljna genetska podjela sedimenata i sedimentnih stijena (prema Pettijohnu, 1975).

povećanjem dubine, koji u području srednje Europe iznosi prosječno 1°C za svaka 33 m dubine, temperature od 200 do 220°C odgovaraju dubinama od oko 6.600 do 6.660 m. Jasno je, međutim, da povišenje temperature u Zemljinoj kori nije samo funkcija porasta dubine i geotermičkog stupnja nego također i blizine magme, vulkanizma i drugih termodinamičkih čimbenika, pa se dubine na kojima prestaju dijagenetski, a počinju metamorfni procesi bitno razlikuju od mjesta do mjesta.

Općenito se, ipak, može reći da se na većim dubinama zbog porasta tlaka i temperature sedimentne stijene postupno preobražavaju ili metamorfoziraju, odnosno prelaze u metamorfne stijene (vidi sl. 7–12).

2. Procesi postanka klastičnih taložina

Ishodišni materijal za postanak egzogenih ili klastičnih sedimenata i sedimentnih stijena jesu magmatske i metamorfne, ali i starije sedimentne stijene nakon njihova fizikalnog i kemijskog trošenja. Postanak sedimenata i sedimentnih stijena, odnosno **litogeneza**, obuhvaća sljedeće procese:

- trošenje magmatskih, metamorfnih i starijih sedimentnih stijena,
- prijenos ili transport materijala u krutom ili otopljenom stanju,
- taloženje ili sedimentaciju, i
- dijagenezu.

2.1. Trošenje

Trošenje *obuhvaća sve promjene kojima su izložene stijene i minerali u dodiru s atmosferom, hidrosferom i biosferom, a obuhvaća skup kompleksnih procesa razaranja stijena i minerala na Zemljinoj površini ili plitko pod površinom zbog erozije, djelovanja atmosferilija, vode, leda, klimatskih i temperaturnih promjena, insolacije i životne djelatnosti organizama.*

Djelovanjem vode, posebice vodenih tokova poput rijeka, povremenih bujica i olujnih plima i valova, stijene se troše na dva načina:

- mehanički, zbog brzine i snage vodenih tokova i djelovanja vodenim tokom prenošenog materijala (odjeljak 2.1.1), i
- kemijski, zbog otapanja djelovanjem slabih ugljičnih i huminskih kiselina (odjeljak 2.1.2).

Postoji i treći način trošenja – biološko trošenje. Prva dva, a često i treći način trošenja međusobno su usko povezani i obično se zbivaju zajedno, premda ovisno o fizikalnim, kemijskim, klimatskim, mineraloško–petrološkim i općenito geološkim uvjetima jedan od tih načina trošenja može znatno prevladavati nad druga dva.

Pri kemijskom se trošenju bitno mijenja mineralni sastav stijene, jer dio primarnih minerala zbog slabe otpornosti na trošenje nestaje, izlužuje se ili se pretvara u nove minerale koji su stabilni u uvjetima trošenja. Takvi novonastali minerali zovu se **autigeni minerali**. Odnos između ovih dvaju procesa, tj. nestajanja jednih i tvorbe drugih minerala, određuje karakter trošenja stijena.

2.1.1. Fizikalno trošenje

Fizikalno trošenje *je, u pravilu, samo razaranje i usitnjavanje stijena bez tvorbe novonastalih autigenih minerala.* Njime se mnogostruko povećava reakcijska površina i time pospješuje brzina i intenzitet procesa kemijskog trošenja. Proces usitnjavanja stijena u sitno raspršene čestice osnovni je čimbenik fizikalnog trošenja. To uzrokuje povećanje volumena i smanjenje prostorne mase, što zatim zbog intenziviranja oksidacije i hidratacije primarnih mineralnih sastojaka stijena olakšava i ubrzava njihovo kemijsko trošenje.

Obično se razlikuje pet glavnih tipova fizikalnog trošenja – to su djelovanje jednosmjernog tlaka, insolacija, hidratacija–dehidratacija, smrzavanje–otapanje i erozija.

Djelovanje jednosmjernog tlaka je široko rasprostranjeni proces koji se zbiva pri tektonskim pokretima u Zemljinoj kamenoj kori, a rezultira snažnim pucanjem, lomljenjem i drobljenjem stijena.

Insolacija je najvažniji faktor fizikalnog trošenja u području s aridnom klimom, dakle u pustinjama. Opetovane izmjene vrućih dana i hladnih noći uzrokuju ponavljanje rastezanja i stezanja pojedinih mineralnih sastojaka stijene, što zbog anizotropnih svojstava minerala uzrokuje različite napone koji dovode do slabljenja međumineralnih veza, pucanja i raspadanja stijene. Ovaj je proces osobito intenzivan u površinskim dijelovima ogoljenih tamnoobojenih stijena, npr. bazalta, peridotita, gabra, norita i drugih stijena bogatih feromagnezijskim, melanokratnim mineralima.

Apsorpcija i desorpcija vode uzrokovana je velikim temperaturnim razlikama koje pri promjenama tlaka vodenih para u zraku i u porama stijena izazivaju otapanje ili izlučivanje mineralnih soli u stijeni ili pospješuju snažnu hidrataciju pojedinih minerala (npr. anhidrita u gips), što zbog opetovanih promjena volumena može dovesti do potpunog razaranja stijene. Naime, pri nižim temperaturama, kakve su obično noću, atmosfera je zasićenija vodenom parom, pa je isparavanje vode iz pora stijena slabije. Međutim, na visokim temperaturama po danu tlak vodenih para u zraku pada, te je isparavanje vode iz stijena veliko. Ove promjene uzrokuju opetovana otapanja i kristalizacije soli. Dok otapanjem soli iz stijene nastaju šupljine koje pospješuju daljnje fizikalno i kemijsko trošenje te stijene, dotle kristalizacija soli u porama razara stijenu zbog naprezanja koja nastaju pri povećanju volumena. Primjerice, pri hidrataciji anhidrita u gips povećanje volumena iznosi oko 38%.

Smrzavanje u umjerenim klimatskim područjima i na visokim planinama tijekom zime u stijenama natopljenim vodom uzrokuje zbog povećanja volumena leda u odnosu na volumen vode velika naprezanja i tlak. Takva naprezanja mogu razarati i najtvrđe stijene. Osobito su razaranju smrzavanjem podložne stijene visoke poroznosti sa snažnim upijanjem vlage ili stijene koje su prije natapanja vodom bile tektonski jače raspucane i razdrobljene (kataklazirane) ili usitnjene (milonitizirane) u sitnozrnastu masu poput "kamenog brašna".

Erozija (= razaranje) je najvažniji proces fizikalnog trošenja stijena, razaranja i odnošenja površinskih dijelova Zemlje djelovanjem vode, leda i vjetra. Taj proces najjače učinke ima pri bujičnim vodenim tokovima, kretanjima ledenjaka, kao i u području abrazijske djelatnosti valova, odnosno uvijek tamo gdje se vodom ili ledom pokreće i prenosi velika masa stijenskog kršja. Erozijska je snaga vode to veća što je veći nagib terena, što su stijene koje se razaraju mekše, tj. slabije litificirane i snažnije kemijski rastrošene, te kad na njima ne postoji biljni pokrivač. Snažna erozija može nastupiti i djelovanjem vjetra, a mjestimice i gravitacijskim spuštanjem velikih masa stijenskog kršja, tj. kamenih odrona i lavina, niz strme planinske padine.

Procesi erozije, ispiranja, ogoljavanja, snižavanja kopna zbog odnošenja materijala iz viših u niže predjele, doline, riječne doline, jezera i mora, uz stalno ispunjavanje takvih depresija akumulacijom taloga naziva se **denudacija** (*denudation*).

Riječna erozija, kao i bujična erozija, izravno ovise o količini vode, nagibu terena i količini materijala koji se prenosi riječnim ili bujičnim tokom. Tokovima gorskih rijeka, potoka i bujica prenose se velike količine materijala različitih veličina zrna, od sitnih čestica gline, mulja, zrna pijeska i šljunka pa do velikih kamenih blokova. Što je veća brzina protjecanja to rijeka ili bujica prenosi više materijala, a taj je materijal krupnozrnastiji. U riječnom koritu voda se kovitla zajedno sa stijenskim materijalom i snažno udara o stijene na dnu i na stranama korita, otrgnuti se komadi ruše u rijeku i uključuju u njezin tok i pri tomu drobe, raspadaju, usitnjavaju. Na taj način veliki komadi daju sve više sitnozrnastijeg detritusa, postupno postaju šljunčane valutice i pješčana zrna uz velike količine zrnaca dimenzija praha ili silta.

Abrazijska djelatnost valova je to intenzivnija što su veće brzina i snaga valova, što je veća količina materijala koji se prenosi valovima, što su mu veće dimenzije zrna, a manja čvrstoća stijena i tvrdoća mineralnih sastojaka stijena koje su izložene abraziji, odnosno udaru valova. Valovi za olujnog nevremena mogu prenositi vrlo velike komade stijena i pomicati kamene blokove teške i više stotina tona.

Udaranjem visokih valova o stjenovitu obalu stijene se razaraju, ne samo zbog snage vode i valova, nego i zbog hidrauličkog djelovanja vode sadržane u šupljinama i pukotinama u stjenovitim obalama. Naime, zrak koji voda sabije u šupljine stijene pri udaru vala širi se eksplozivnom snagom, razbijajući pritom stijenu po pukotinama ili razarajući stijenu u smjeru svojeg širenja. Daljnjim djelovanjem valova i premještanjem velike količine stjenskog materijala, zbog međusobna sudaranja i trenja zrna i fragmenata, nastaju dobro zaobljena zrna šljunka

i pijeska (vidi poglavlja 3.10 i 3.11), a stjenovito se kršje pritom sve više i više usitnjava.

Pri eroziji i abraziji osim što se razaraju stijene preko kojih se kreću voda ili led koji prenose detritus, sve se više usitnjava i sâm materijal koji se prenosi vodom, a u manjoj mjeri i onaj prenošen ledom.

Ledenjačka (glacijalna) erozija, odnosno **kretanje ledenjaka**, ubraja se među najrazornije čimbenike fizikalnog trošenja stijena na površini Zemlje. Na mjestima kretanja ledenjaka tlo je udubljeno u obliku korita ili amfiteatra, koji se naziva *krnica*, a između dviju susjednih krnica obično postoji uzak i oštar greben. Krećući se niz padinu ledenjak zahvaća blokove kamenja, uklapa ih u sebe i tako razara podlogu i bokove urezujući dugačke brazgotine u stijenama, nazvane strije.

Vjetar koji prenosi velike količine pijeska i praha može pri sudaranju zrna sa stijenama i struganju zrna po njihovoj površini snažno razarati i vrlo tvrde stijene.

2.1.2. Kemijsko trošenje

Kemijsko se trošenje zbiva pod *djelovanjem ugljične kiseline* (H_2CO_3) i vode, osobito u vezi s njezinim pH, temperaturom i kemizmom, te pod *djelovanjem kisika*. Katkad važnu ulogu pri kemijskom trošenju mogu imati organske kiseline i drugi proizvodi životne djelatnosti organizama. Nužni su preduvjeti kemijskog trošenja povoljna temperatura i dovoljno oborina, pa je stoga u suhoj klimi kemijsko trošenje neznatno.

Procesi kemijskog trošenja stijena mogu se u prirodi zbivati brzo, ali i vrlo sporo. Tako npr. promatranja trošenja kamenih blokova i ploča na građevinama u gradovima pokazuju da se vidljivi znakovi kemijskog trošenja kvarcita opažaju već nakon 600 do 650 godina, granita 40 do 350, a mramora od 20 do 135 godina. Potpuno raspadanje granitne ploče debljine 5 cm i površine 400 cm^2 utvrđeno je nakon približno 1.500 godina, a iste takve mramorne ploče nakon otprilike 340 do 1.000 godina. U posljednjem stoljeću atmosfera je, posebice u industrijskim gradovima, znatno zasićena sumpornim dioksidom, ugljikovim dioksidom i drugim agresivnim plinovima, pa je proces kemijskog trošenja kamenih blokova danas znatno ubrzan u odnosu na prikazane vrijednosti.

Kemijsko trošenje nije vezano samo uz površinu Zemlje ili područje plitko pod njezinom površinom već se ono zbiva i pod vodom. Procesi trošenja u atmosferi poznati su kao **subaersko trošenje,** pod utjecajem vode, tj. u hidrosferi, kao **subakvatsko trošenje**, a posebno samo pod utjecajem morske vode kao **halmiroliza**.

Kemijsko trošenje ovisi o klimi. Toplina, dnevna i godišnja temperaturna kolebanja, kao i vlaga, bitno ubrzavaju trošenje stijena na površini Zemlje. Poznato je da povišenje temperature za 10°C ubrzava tok kemijskih reakcija za 2 do 2,5 puta. Primjerice, srednja je godišnja temperatura tla u ekvatorijalnom pojasu oko 20°C viša od srednje temperature tla u srednjoj Europi, a kemijsko trošenje je u ekvatorijalnom pojasu 8 do 10 puta brže od trošenja u srednjoj Europi.

S obzirom na klimu razlikuju se tri glavne zone subaerskog trošenja prema intenzitetu i konačnim produktima:

- **Zona s aridnom (suhom) i ekstremno hladnom arktičkom klimom** nema kemijskog trošenja ili je ono vrlo slabo zbog usporavanja brzina kemijskih procesa, pa tu prevladava fizikalno trošenje stijena. U aridnim područjima s toplom klimom, zbog visokih temperatura na površini Zemlje (katkada i do 80°C) i male vlažnosti, mogu se izlučivati bezvodni minerali koji tvore *kore cvjetanja* ili *pustinjske prevlake* i na taj način pridonose trošenju stijena.
- **U zoni s vlažnom i hladnom klimom,** kao i **vlažnom umjerenom klimom**, kemijskom su trošenju podložni svi minerali osim kvarca i manjeg broja nekih stabilnih minerala. Kao produkti trošenja tu nastaju *autigeni kaolinit* ili *haloazit*, a uz njih još i *ilit, vermikulit* i *montmorilonit*.
- **U zoni s vlažnom tropskom (humidnom) klimom** kemijsko trošenje stijena je brzo i intenzivno. Ekvatorijalna zona sa svojim visokim temperaturama i velikom vlagom pruža optimalne uvjete za kemijsko trošenje. Tu se iz stijena

odstranjuje ili izlužuje mnogo više SiO_2 nego Al_2O_3, pa nastaju aluminijem bogati autigeni minerali kao što su *gibbsit*, *bemit*, *dijaspor*, te posebice u velikim količinama *kaolinit*, a zbog prezasićenosti s Fe još se izlučuju i *getit* ili *hematit*.

Na intenzitet kemijskog trošenja utječu morfologija terena i životna djelatnost organizama. Na blagom i zaravnjenom reljefu produkti raspadanja stijena dulje se nalaze na površini Zemlje bez značajnijeg transporta, pa podliježu snažnijem kemijskom trošenju. Na strmom reljefu se stijensko kršje kotrlja niz padinu i zbog toga dodatno usitnjava, pa tu fizikalno raspadanje prevladava nad kemijskim trošenjem.

2.1.2.1. Hidratacija i autigeneza

Kemijsko trošenje silikatnih, kao i karbonatnih minerala može se opisati kao proces hidratacije, odnosno primanja $[H]^+$ iona i oslobađanja alkalijskih (Na^+, K^+, Li^+) ili zemljoalkalijskih (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Sr^{2+}) elemenata, a kod silikatnih minerala još i oslobađanja silicija (Si^{4+}). Velika se količina alkalijskih i zemljoalkalijskih kemijskih elemenata oslobođena pri kemijskom trošenju stijena prenosi u otopljenom, pretežito ionskom, ali dijelom i koloidnom stanju u vodi na velike udaljenosti, tj. u rijeke, jezera i mora, gdje se naknadno, pri povoljnim fizikalno–kemijskim uvjetima ponovno iz vode izlučuju novi minerali.

Glavni čimbenik kemijskog trošenja stijena je voda koja sadrži otopljeni CO_2 u obliku ugljične kiseline te slobodne $[H]^+$ i $[OH]^-$ ione kojima se označava njezina kemijska aktivnost. Prema količini i sastavu tih iona voda djeluje neutralno (pH = 7), kiselo (pH = 1–7) i lužnato (pH = 7–14).

Karakter trošenja i autigeneze, odnosno proces tvorbe novih minerala, izravno je ovisan o pH vode. Primjerice *kaolinit*, kao najvažniji mineral zone trošenja, nastaje u kiseloj sredini s pH oko 5, a *montmorilonit* u slabo alkalnoj sredini s pH>7. Voda pri kemijskom trošenju, osim toga, ima i bitnu ulogu u odnošenju velikih količina lako topljivih kationa i aniona, kao i, što je posebice važno, velikih količina *silicijske kiseline* (H_4SiO_4), odnosno Si-iona koji se oslobađaju pri trošenju silikatnih minerala (vidi: proces kaolinizacije).

Raste li tlak CO_2 u atmosferi povisit će se i njegova topljivost u vodi, što uzrokuje porast kiselosti vode i tvorbu slabe ugljične kiseline. Takva voda ima vrlo agresivno kemijsko djelovanje na mnoge petrogene minerale, a posebice intenzivno razara karbonate, feldspate i amfibole.

Proces djelovanja vode koja sadrži otopljeni ugljikov dioksid na kalcit vapnenaca vrlo je brz i snažan. Pritom u vodi nastaje topljivi kalcij-hidrogenkarbonat. Taj se proces može prikazati sljedećom kemijskom reakcijom:

$$\underset{\text{kalcit}}{CaCO_3} + H_2O + CO_2 \rightarrow$$
$$\underset{\text{ugljična kiselina}}{[H]^+ + [HCO_3]^-} \rightarrow$$
$$\underset{\text{kalcij-hidrogenkarbonat}}{Ca^{2+} + 2\,HCO^{3-}\ (Ca(HCO_3)_2)}$$

Pri kemijskom trošenju primarnih minerala matične stijene u zoni trošenja, posebice silikatnih minerala, procesima hidratizacije i izluživanja kao i oksidacije, pod utjecajem vode mogu nastati potpuno novi minerali poznati kao **autigeni minerali**, a sam proces kao **autigeneza**, odnosno **nastanak novih minerala**. Prije svega u zoni trošenja kao autigeni minerali nastaju minerali glina i aluminijski hidroksidi.

Proces tvorbe autigenih minerala glina, odnosno autigenog kaolinita pri trošenju feldspata može se prikazati sljedećom kemijskom reakcijom:

$$\underset{\text{ortoklas}}{2KAlSi_3O_8} + 10\,H_2O + CO_2 \rightarrow$$
$$\underset{\text{ugljična kiselina}}{[H]^+ + [HCO^{3-}]} \rightarrow$$
$$\underset{\text{kaolinit}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + \underset{\text{silicijska kiselina}}{4\,H_4SiO_4} + 2K + (CO_3)^{2-}$$

To je dobro poznati proces kaolinizacije koji se svodi na to da se djelovanjem vode, koja s otopljenim CO_2 na feldspate djeluje kao blaga ugljična kiselina, izlužuju alkalije (K, Na), oslobađa Si u obliku silicijske kiseline, a novonastali mineral – autigeni kaolinit – prima $[H]^+$ ione. Područje stabilnosti kaolinita pritom ovisi o pH vode, koncentraciji Al i silicijske kiseline.

Općenito se može reći da minerali iz *skupine kaolinita* i *haloazita* pri trošenju stijena uvijek nastaju tamo gdje velika količina oborina u tlu djeluje kao slabo kisela otopina, pa su u zoni trošenja optimalni uvjeti za tvorbu autigenog kaolinita postojanje slabo kiselih otopina s pH oko 5 i dovoljno otopljenog silicija u obliku silicijske kiseline.

U područjima s vlažnom i toplom (humidnom) klimom s obiljem oborina, iz feldspatima bogatih stijena (granita, riolita, arkoznih ili feldspatskih pješčenjaka, gnajseva) u zoni trošenja nastaje, uz sudjelovanje organskih kiselina, humusno tlo, a uz to i kisele otopine s pH<6 koje su zasićene sa Si i Al, što pospješuje izlučivanje kaolinita. Takav je način trošenja, kod kojeg SiO_2 i Al_2O_3 uzrokuju tvorbu autigenih minerala glina iz skupine kaolinita, poznat kao *sialitičko trošenje*. Za razliku od takvoga trošenja postoji i alitičko trošenje, kod kojega se SiO_2 i Al_2O_3 odstranjuju na neki drugi način, primjerice, Al_2O_3 izlučivanjem Al-hidroksida ili Al-oksihidrata, a SiO_2 odnošenjem pri velikom protoku vode, kako je to slučaj pri postanku lateritnih boksita.

Pri sialitičkom trošenju *in situ* nastali kaoliniti sadrže mnoge rezistentne minerale, posebice *kvarc*, koji su preostali pri trošenju. Naknadnim pretaložavanjem takvih kaolinita uz izdvajanje rezistentnih minerala i taloženje najsitnijih čestica čistog *kaolinita* nastaju **ležišta kaolina**, koja imaju veliko gospodarsko značenje kao sirovine za porculan i keramiku ili u industriji papira (odjeljak 7.3.2).

Minerali glina iz skupine smektita obično nastaju izmjenama detritičnih tinjaca u zoni trošenja, pa su redoviti sastojci mnogih tala. Njihova je temeljna odlika hidratacija međuslojnih kationa i sorpcija raznih tekućina što rezultira bubrenjem, pa u kontaktu s vodom značajno povećavaju volumen, pa uzrokuju klizanje terena, odnosno pojavu klizišta.

U zoni trošenja bazičnih i ultramafitnih magmatskih stijena može nastati *montmorilonit*, premda su njegove značajnije količine vezane uz djelovanja hidrotermi na vulkanska stakla i tufove ili pak morske vode na tufove (poglavlje 8.5). Pod imenom montmorilonit (prema nalazištu *Montmorillon* u Francuskoj) obično se označavaju miješano-slojni minerali glina (*mixed layer minerals*) iz skupine *aluminijevih dioktaedrijskih smektita* serije *montmorilonit–bajdelit*, a koji su glavni sastojci **bentonita** – stijena koje nastaju izmjenama kiselih i neutralnih tufova u alkalnoj sredini (odjeljak 8.5.1).

U zoni trošenja montmoriloniti obično nastaju u uvjetima kad nema čestih jakih kiša i ako u tlu nakon povremenih kiša ostaju neutralne do slabo alkalne otopine bogate alkalijama, posebice Na. Iz bazalta u vlažnoj klimi Havaja nastaje, primjerice, **lateritno tlo** s velikim sadržajem *hidrargilita* (Al-hidroksid) i *haloazita* (Al-hidrosilikat iz skupine kaolinskih minerala koji sadrži međuslojnu vodu), a u suhim područjima iz bazalta nastaje *montmorilonitno tlo* (odjeljak 7.3.1).

Pri kemijskom trošenju tinjaca iz njihove se slojevite strukture izlužuju određeni ioni tako da od prvobitne kristalne rešetke ostane samo dio slojevite strukture. Posebno se lako iz rešetke trioktaedrijskih tinjaca iz skupine biotita u uvjetima vlažne klime izlužuje K^+, a kemijska se ravnoteža pritom uspostavlja zamjenom hidroksilnog iona $[OH]^-$, oksidacijom Fe^{2+} u Fe^{3+}, te u tetraedrijskom sloju zamjenom Al i Si. Ovaj proces ima svoj odraz i u vanjskom izgledu biotitnih listića koji se manifestira u promjeni boje od gotovo crne kakvu ima svježi *biotit*, $K(Fe, Mg)_3[(OH, F)_3AlSi_3O_{10}]$, do zlatnožute ili blijedožute kakvu ima produkt njegovog trošenja *vermikulit* $(Mg, Al, Fe)_3[(OH)_2(Si, Al)_4O_{10}]Mg_x \cdot nH_2O$, što je poznato pod imenom **bauerizacija**. Takav je autigeni mineral u našoj literaturi poznat kao "*macino zlato*".

Transformacija biotita u vermikulit u uvjetima površinskog trošenja zbiva se postupno uz tvorbu interstratificiranog *biotita–vermikulita* (ranije poznatog kao "hidrobiotit"). Napredovanjem procesa trošenja sve više raste udio vermikulitnih, a smanjuje se udio biotitnih slojeva. Osim trošenjem trioktaedrijskih tinjaca iz skupine biotita i flogopita, vermikulit u zoni trošenja nastaje i trošenjem klorita.

Pri trošenju dioktaedrijskih tinjaca iz skupine *muskovita*, ako se iz rešetke tinjaca djelomice ili potpuno izlužuje K^+, a zadržava se slojevita struktura prvobitnog tinjca, može nastati *ilit*. Taj mineral u odnosu na normalni muskovit sadrži manje K^+, a više Si, pri čemu je višak Si u odnosu na muskovit vezan na tetraedrijski sloj u kome je odnos Si:Al >3:1. Osim toga, Al iz oktaedrijskog sloja je u ilitu zamijenjen kationima R^{2+} (uglavnom Mg^{2+}).

Iz produkata trošenja neke stijene pri hidrataciji, karbonatizaciji i lateritizaciji nastaju **tla** koja su vrlo različita u pojedinim klimatskim zonama. S obzirom na to da je ugljična kiselina u površinskim dijelovima kamene kore aktivnija od silicijske kiseline ona potiskuje katione iz silikatnih minerala, a lakše topljivi kationi odstranjuju se vodom iz zone trošenja pa se tlo obogaćuje teško topljivim kationima i anionima.

Lateritizacija obuhvaća kompleksne procese kemijskog trošenja stijena u uvjetima vlažne tropske klime, gdje zbog intenzivnog izluživanja lako topljivih iona iz primarnih minerala stijena nastaju **lateritna tla** sastavljena od aluminijskih hidroksida gibbsita, bemita i dijaspora, željeznih oksida i hidroksida hematita, getita, limonita, i minerala glina iz skupine kaolinita i smektita (odjeljak 7.3.1).

2.1.2.2. Oksidacija

Oksidacija je vrlo važan čimbenik kemijskog trošenja stijena. Oksidacijskim procesima mijenjaju se primarna boja, poroznost, volumen i mineralni sastav stijene uz tvorbu autigenih minerala. Oksidacijska zona najveću dubinu ima u stijenama područja u kojima je temeljna voda duboko ispod površine, jer se oksidacija zbiva uglavnom samo iznad razine temeljne vode u vadoznoj zoni područja sa strmim reljefom i toplom klimom. Kisikom, koji je uzročnik oksidacijskih procesa, obogaćene su samo oborinske vode koje u dubinu prodiru kroz pore stijena.

U dubljim slojevima na većim dubinama prekrivanja vode postupno gube kisik, sve se više zasićuju otopljenim kationima i anionima i gube oksidacijsko djelovanje. Stagnirajuće podzemne vode u pravilu više ne sadrže slobodni kisik pa, prema tome, više i nemaju oksidirajuće djelovanje. Zbog toga je razina stagnirajuće podzemne vode granica oksidacijske zone, a ujedno u vapnencima i dolomitima i granica do koje doseže okršavanje. U močvarnim terenima i predjelima s trajno smrznutim tlom oksidacijska zona potpuno nedostaje.

Učinak oksidacijskih procesa na promjenu boje stijena najljepše se može promatrati na svježe otvorenim izdancima tamnosivih sedimenata duž i oko tektonskih prslina, pukotina ili otvorenih slojnih površina. Tu se duž zona po kojima je cirkulirala oborinska voda obogaćena kisikom i koja je dublje ili pliće penetrirala u stijenu vidi promjena boje stijene jer tamnosiva boja prelazi u žućkastosmeđu. Naime, takve su promjene boje s jedne strane posljedica *oksidacije organske tvari*, a s druge strane posljedica *oksidacije dvovalentnog u trovalentno željezo* u mineralima koji u svojem kemijskom sastavu sadrže dvovalentno željezo, kao što su to, primjerice, pirit, markazit, pirotin, siderit, biotit, željezno-aluminijski kloriti, olivin, broncit, hipersten, aktinolit i dr.

Od mineralnih sastojaka stijena najlakše se oksidiraju *sulfidi*, a od ostalih sastojaka stijena *organska tvar*.

Posebnu važnost ima *oksidacija pirita* jer se pri tom procesu uz prijelaz Fe^{2+} u Fe^{3+} i tvorbu autigenog hematita oslobađa i slobodna sumporna kiselina koja ima važnu ulogu pri daljnjim procesima trošenja i autigeneze. Proces oksidacije pirita može se prikazati sljedećom reakcijom:

$$\underset{\text{pirit}}{4FeS_2} + 8H_2O + 15O_2 \rightarrow \underset{\text{hematit}}{2Fe_2O_3} + \underset{\substack{\text{sumporna}\\ \text{kiselina}}}{8H_2SO_4}$$

Oksidacijom pirita, koji se u sedimentnim stijenama obično pojavljuje zajedno s organskom tvari u anaerobnim (anoksičnim) uvjetima, pa su te stijene u pravilu tamnosive ili crne, *tvorbom autigenog hematita*, *limonita* ili *getita* izrazito se mijenja boja stijene u crvenkastosmeđu ili svjetlosmeđu (hematit, getit) žutosmeđu, crvenkastožutu ili prljavožutu (getit i limonit). Do promjene boje, osim toga, dolazi i zbog *oksidacije organske tvari*, kao i djelovanja oslobođene sumporne kiseline te oksidacije Fe^{2+} u Fe^{3+} i u drugim mineralima osim pirita.

2.1.3. Biološko trošenje

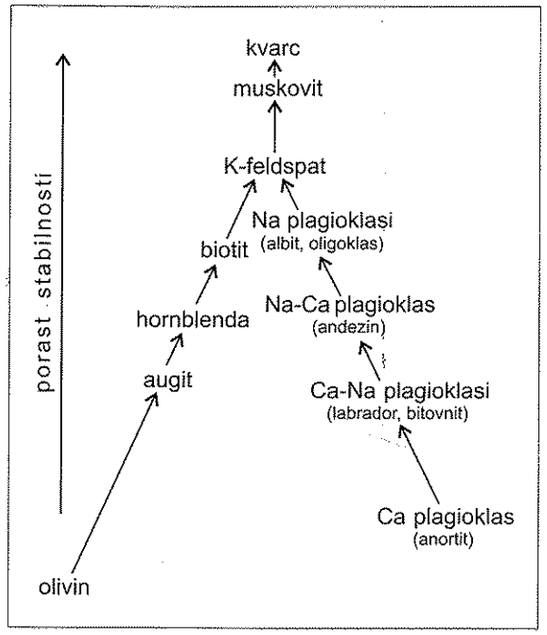
Biološko trošenje se zbiva pod utjecajem organskih procesa koji uključuju biološko otapanje stijena, uglavnom zbog velike aktivnosti bakterija i huminskih kiselina koje potječu od truljenja organske tvari, kao i fizikalno razaranje stijena uzro-

kovano rastom korijenja drveća. Rast biljaka i biljni pokrivač ubrzavaju kemijsko trošenje, a organizmi nakon ugibanja, procesa raspadanja i truljenja mijenjaju kemizam okoliša, osobito njegov pH.

Vode obogaćene *huminskom kiselinom* pospješuju *raspadanje feldspata* i drugih petrogenih minerala. Osim toga, kemijsko trošenje i autigeneza u oksidativnim uvjetima bit će sasvim drukčiji od onih u reduktivnim uvjetima uzrokovanim biološkim procesima, zbog nejednake stabilnosti pojedinih minerala pri različitom oksidacijsko–reduktivnom potencijalu.

Biološko je trošenje osobito značajno u karbonatnim stijenama, posebice pri djelatnosti *endolitnih alga i bakterija* koje buše podlogu. To je proces biološkog trošenja poznat pod imenom **bioerozija**.

2.1.4. Stabilnost petrogenih minerala prema trošenju



Tablica 2–1 Redoslijed stabilnosti glavnih petrogenih minerala prema trošenju (modificirano prema Goldich, 1938, iz Pettijohn, 1975).

Petrogeni minerali, tj. bitni mineralni sastojci stijena, nisu jednako otporni na fizikalno i kemijsko trošenje u kori trošenja i kasnije, tijekom transporta detritusa. Postojanost minerala prema trošenju u kori trošenja uvjetovana je prije svega njihovim kemizmom i uvjetima postanka, a tijekom transporta njihovim fizikalnim svojstvima, prvenstveno tvrdoćom, kalavošću i anizotropijom. Redoslijed stabilnosti glavnih petrogenih minerala prema trošenju obrnuto je proporcionalan Bowenovom nizu kristalizacije petrogenih minerala iz magme, kako to prikazuje tablica 2–1.

Kvarc, najčešći mineral u litosferi, razmjerno je postojan na fizikalno i kemijsko trošenje, pa se obično nalazi koncentriran kao siliciklastični sastojak u klastičnim sedimentima, osobito u sitnozrnastim konglomeratima, pješčenjacima, tlima i šejlovima.

Karbonatni minerali, pa prema tome i karbonatne stijene – vapnenci i dolomiti, stabilni su prema trošenju samo dok je voda u ravnoteži s atmosferskim CO_2. Međutim, čim voda zbog porasta parcijalnog tlaka CO_2 u zraku primi više tog plina koji se u njoj otopi i tako s njom tvori slabu ugljičnu kiselinu (odjeljak 2.1.2 – kemijska reakcija otapanja kalcita), karbonati se vrlo lako i brzo kemijski razgrađuju i prelaze u otopljeni *kalcij-hidrogenkarbonat* (*kalcit, aragonit*), *kalcij-hidrogenkarbonat i magnezij-hidrogenkarbonat* (*dolomit, magnezit*) ili *željezo-hidrogenkarbonat* (*siderit*).

Feldspati su u odnosu na druge glavne petrogene minerale slabo stabilni na kemijsko trošenje (odjeljak 2.1.2). Ovisno o vrsti feldspata postoji velika razlika u stabilnosti.

Najstabilniji su prema kemijskom trošenju *niskotemperaturni K-feldspati* (*mikroklin*) *i kiseli plagioklasi* (*albit, oligoklas*), koje praktički i jedine nalazimo kao detritične sastojke pješčenjaka, prahovnjaka i šejlova, kao i pjeskovitih konglomerata i pjeskovitih prahovitih lapora.

Neutralni plagioklasi (*andezin*) bitno su manje postojani na kemijsko trošenje, pa se u znatnoj količini u pješčanom detritusu nalaze samo u slučajevima prevladavanja fizikalnog nad kemijskim trošenjem.

PETROGENI MINERALI KOJI NESTAJU PRI KEMIJSKOM TROŠENJU (od najnestabilnijih prema sve stabilnijim)	PETROGENI MINERALI OTPORNI PREMA KEMIJSKOM TROŠENJU: GLAVNI SASTOJCI DETRITUSA	GLAVNI AUTIGENI MINERALI ČIJA JE TVORBA VEZANA NA PROCESE KEMIJSKOG TROŠENJA
olivin	muskovit	kaolinit
kalcit	rutil	vermikulit
Ca–plagioklasi	cirkon	smektit
pirokseni	turmalin	ilit
CaNa–plagioklasi	kvarc	zeoliti
amfiboli	monacit	dijaspor
NaCa–plagioklasi	granati	bemit, gibbsit
Na–plagioklasi	apatit	hematit
biotit	staurolit	getit
K–feldspati	disten	limonit
	Na–plagioklasi	Mn–oksidi/hidroksidi
	mikroklin	kloriti

Tablica 2–2 Tri glavne skupine minerala s obzirom na učinke kemijskog trošenja magmatskih, starijih sedimentnih i metamorfnih stijena.

Bazični plagioklasi (*labrador, bitovnit, anortit*) kojima iz magme ili lave po Bowenovu nizu kristalizacije postupnim hlađenjem pri razmjerno visokim temperaturama započinje kristalizacija feldspata, potpuno su nestabilni u uvjetima kore trošenja, pa ih praktički uopće ne nalazimo kao detritične sastojke, slično kao i *visokotemperaturne K-feldspate* (*sanidin*).

Nezosilikati i inosilikati ("ortosilikati"i "metasilikati"), koji kao feromagnezijski minerali u građi litosfere sudjeluju s oko 16,5%, bitno su manje otporni na kemijsko trošenje od kiselih plagioklasa i K-feldspata. Osobito se brzo raspadaju nezosilikati, posebice *olivin*, potom odmah slijede *rompski pirokseni* (*enstatit, broncit, hipersten*), a zatim i *monoklinski pirokseni* (*diopsid, hedenbergit, augit, dijalag*). Zbog toga su bazične i ultramafitne magmatske stijene, koje kao glavne sastojke sadrže olivin i/ili piroksene, vrlo slabo otporne na kemijsko trošenje, pa njihove odlomke ili bitne mineralne sastojke iz skupine olivina i piroksena vrlo rijetko ili samo u malim količinama nalazimo kao sastojke siliciklastičnog materijala.

Amfiboli (*hornblenda, tremolit, aktinolit*) su u relativnom nizu stabilnosti prema kemijskom trošenju nešto stabilniji od piroksena, ali slabije stabilni od biotita, odnosno njihova je otpornost prema kemijskom trošenju približno jednaka onoj kakvu imaju Na–Ca plagioklasi, odnosno neutralni plagioklasi – andezini (tablica 2–1).

Tinjci su već prema vrsti različito otporni na kemijsko i fizikalno trošenje. Najmanje stabilan je *željezom bogati biotit*, a najpostojaniji je *muskovit* koji se obično i nalazi kao više–manje redoviti sastojak siliciklastičnog materijala u pješčenjacima, tlima, šejlovima i prahovitim laporima. Pri kemijskom trošenju *biotit* brzo gubi K, obogaćuje se OH^- ionima i tako prelazi u *vermikulit i dioktaedrijski ilit* (odjeljak 2.1.2). To je razlog zbog kojeg se u klastičnim sedimentima nalazi s bitno manjim udjelom ili znatno rjeđe od muskovita.

Zbog velikih razlika u otpornosti prema kemijskom trošenju od primarnih mineralnih sastojaka magmatskih, starijih sedimentnih i metamorfnih stijena nakon kemijskog trošenja i autigeneze ostaju različiti produkti koji se općenito mogu izdvojiti u tri skupine minerala, kako to prikazuje tablica 2–2.

O stabilnosti minerala i njihovom udjelu u sastavu stijena koje se troše, te o intenzitetu i uvjetima kemijskog trošenja zavisi kakvi će biti produkti tog trošenja, odnosno koji će mineralni sastojci nestati, koji će se u obliku krutih ostataka trošenja koncentrirati kao klastični detritus, a koji će se tvoriti kao *novonastali* ili *autigeni minerali*.

Naime, iz iste vrste stijene koja se troši u različitim klimatskim i fizikalno–kemijskim i sedimentološkim uvjetima mogu nastati vrlo različiti produkti trošenja sastavljeni od svih triju, kombinacije dviju ili samo treće skupine minerala iz tablice 2–2. U uvjetima nešto intenzivnijeg kemijskog trošenja, posebice kaolinitizacije feldspata i trošenja biotita, primjerice u granitu i/ili gnajsu, nastati će **litoklastični pijesci** ili **feldspatski pijesci**, koji se pretežito sastoje od *odlomaka granita i/ili gnajseva, kvarca, K-feldspata, Na-plagioklasa i muskovita* s manjom količinom autigenog kaolinita, vermikulita i/ili ilita, te rutilom, cirkonom, monacitom, turmalinom i granatima kao sporednim ili akcesornim sastojcima. Zavisno od sedimentoloških uvjeta (separacije detritusa tijekom transporta i uvjeta i okoliša taloženja, količine autigenih minerala glina u odnosu na cement, kao i drugih dijagenetskih procesa) iz takvog će detritusa nastati pješčenjak – **litični arenit** ili **litična grauvaka** (odjeljci 6.1.1, 6.3.1.2 i 6.3.2.1), odnosno **feldspatski arenit** (arkoza) ili **feldspatska grauvaka** (odjeljci 6.1.1.2, 6.3.1.1 i 6.3.2.2).

U uvjetima vrlo snažnog kemijskog trošenja granita i/ili gnajsa u posebnim sedimentološkim uvjetima kao konačni produkti mogu ostati na jednoj strani **kvarcni pijesci**, odnosno **kvarcni areniti** (odjeljci 6.1.1.1 i 6.3.1.3) s razmjerno visokom koncentracijom najrezistentnijih minerala – *kvarca* i *muskovita*, kao i minerala koji su bili sporedni sastojci granita i/ili gnajsa (rutil, cirkon, monacit, turmalin i granat), a na drugoj strani nakon pretaloživanja čisti *autigeni kaolinit* u obliku **ležišta kaolina** (odjeljak 7.3.2).

2.2. Transport i sedimentacija

2.2.1. Prijenos materijala vodom, ledom i vjetrom

Produkti fizikalnog i kemijskog trošenja stijena prenose se od matične stijene iz koje potječu do mjesta taloženja u krutom ili otopljenom stanju. Voda je jedino sredstvo prijenosa materijala u otopljenom stanju i najvažnije sredstvo prijenosa krutog materijala kako na male, tako i na vrlo velike udaljenosti. Vjetar nema toliku važnost kao voda, ali i vjetrom se mogu prenositi velike količine sitnozrnastog krutog materijala na velike udaljenosti.

Uz vodu i vjetar i ledenjaci, koji su ograničeni samo na strogo određena klimatska ili planinska područja, mogu prenositi velike količine krutog materijala.

Kretanje vode, kojom se, kao što je već spomenuto, prenosi najveća količina detritusa čijim taloženjem nastaju sedimentne stijene, može biti laminirano ili turbulentno.

Laminirano kretanje vode je lagano kretanje u kojemu svaki dio tekućine zadržava svoj identitet i kreće se ravno između susjednih dijelova tekućine, jer se pojedini dijelovi tekućine kreću u međusobno paralelnim slojevima koji su ujedno i paralelni sa strujanjem vode i pritom se međusobno ne miješaju. Ako takvo laminirano strujanje naiđe na neku prepreku slojevi tekućine se blago povijaju oko prepreke, a iza nje se ponovno dalje kreću u međusobno paralelnim slojevima bez međusobnog miješanja.

Turbulentno ili **vrtložno kretanje vode** je kretanje pri kojem se duž glavne linije toka mijenjaju ne samo brzine već i smjerovi pojedinih dijelova toka. Pritom se zbog razlike u brzinama i zbog vrtloženja međusobno miješaju veće mase tekućine, a time, naravno, i mase materijala prenošene tom tekućinom.

Materijal se može prenositi vučenjem, saltacijom, suspenzijom, klizanjem sedimenata, podvodnim klizanjem i gravitacijskim tokovima, a u subaerskim uvjetima i u obliku stijenskih odrona i lavina.

Vučenje je takav način prijenosa pri kojemu čestice i zrna materijala klize ili se kotrljaju po dnu. Pri manjim brzinama zrna se kotrljaju ili klize po dnu, a kod većih brzina i jače energije toka cijela se masa materijala pomiješa s vodom i u obliku "tepiha" kreće po dnu ili neposredno iznad dna (*traction carpet*).

Saltacija je poseban način transporta zrna pri kojemu se pojedinačna zrna premještaju u kratkim skokovima, tj. udaraju u dno i odbijaju se od dna u tekućinu. Njihovo taloženje započinje kad je energija vode (ili vjetra) toliko smanjena da ih više ne može podići s dna (ili tla).

Suspenzijom se prenosi uglavnom samo sitnozrnasti glinovito–prahoviti ili glinovito–prahovito–pjeskoviti detritus, a moguća je samo kad turbulentno kretanje vode nadjača djelovanje sile teže, dok u suprotnom dolazi do taloženja materijala iz suspenzije. S obzirom na to da zbog djelovanja sile teže veća zrna brže padaju na dno, u suspenziji će doći do stanovite separacije materijala i to tako da se zrna najvećih dimenzija nakupljaju pri dnu, a sitne čestice u višim dijelovima toka. Zbog toga će pri slabljenju toka krupnija zrna biti istaložena prije nego sitne čestice, što pri donosu detritusa u veliki sedimentacijski prostor obično uzrokuje horizontalnu separaciju materijala (sitne se čestice prenose mnogo dalje u taložni prostor od krupnijih).

Vjetar može prenositi značajne količine materijala sitnih dimenzija na velike udaljenosti, osobito rasutog materijala u područjima sa suhom aridnom klimom, odnosno u pustinjama, jer tamo nema vegetacije niti vlage kojima bi sitni pijesak i prašina bili slabije ili jače vezani i na taj način onemogućavali otpuhivanje vjetrom. Glavna djelatnost vjetra u pustinji sastoji se u otpuhivanju, dizanju u zrak i prenošenju pijeska i prašine određene veličine zrna ovisno o jačini i brzini vjetra. S druge pak strane, pri slabljenju snage i brzine vjetra taj se već pri otpuhivanju s tla i tijekom prijenosa separirani materijal još i dodatno sortira postupnim taloženjem, najprije najkrupnijih, a na kraju i najdalje odnesenih najsitnijih čestica.

Pješčana zrna vjetar obično ne nosi daleko, jer samo najsnažniji vjetrovi mogu pokrenuti krupnija pješčana zrna tako da poskakuju po tlu i pritom se prenose u smjeru puhanja vjetra. Vrlo se rijetko tako vjetrom zahvaćena pješčana zrna podižu – poskakuju – više od 1 m od tla. Premještanjem pijeska vjetrom nastaju pješčane dine (poglavlje 12.2).

Suprotno tomu sitni pijesak i prah snažnim vjetrom, odnosno zračnim vrtložnim strujanjima, mogu biti podignuti visoko od tla i prenošeni na vrlo velike udaljenosti. Najsitniju prašinu vjetar može podići tisuće metara visoko u zrak i nositi je stotine kilometara daleko od mjesta gdje je bila podignuta, odnosno otpuhnuta. Kad se takva prašina istaloži nastaje **eolski nanos** poznat kao **les** ili **prapor** (odjeljak 7.1.4).

Vjetar osim u pustinjama otpuhuje pijesak i prašinu s aluvijalnih nanosa, poplavnih riječnih ravnica, gornjih dijelova deltnih ravnica i niskih priobalnih morskih područja, posebice stražnjeg žala (*backshore*). Sav se taj materijal ponovno taloži bliže ili dalje od mjesta otpuhivanja u obliku posebnih sedimenata i sedimentnih tijela, koja su poznata kao **eolijaniti**, **eolske dine** i **megadine** (poglavlje 12), odnosno **les** ili **prapor** (odjeljak 7.1.4 i poglavlje 12.2).

Ledenjaci mogu prenositi velike količine materijala, i to, za razliku od vjetra, vrlo različitih dimenzija, od najsitnijih čestica gline pa do blokova metarskih dimenzija. Ledenjaci se materijalom opskrbljuju pri eroziji bokova i podloge po kojoj se spuštaju u niže predjele. Materijal prenošen ledenjacima nema sortiranost jer njegovim uklapanjem u ledenu masu ne postoji nikakva mogućnost razvrstavanja detritusa po veličini zrna. Stoga su sedimenti taloženi iz ledenjaka ekstremno loše sortirane stijene koje sadrže čestice od dimenzija gline pa do blokova promjera više decimetara pa i metara, kao što je slučaj kod **dijamiktita** (vidi poglavlje 5.1).

Krupnozrnasti i sitnozrnasti detritus može se prenositi i ledom koji u obliku santi pliva po rijekama, jezerima ili morima. Nakon postupnog otapanja santi leda takav se materijal istaloži na riječnom, jezerskom ili morskom dnu i obično se svojim granulometrijskim i mineraloškim sastavom znatno razlikuje od uobičajenih jezerskih ili morskih taloga. Primjerice, tako nastaju krupni klasti kristalinskih

ili eruptivnih stijena uloženi u sitnozrnaste dubljemorske karbonatne (pelagične i hemipelagične) ili siliciklastične muljeve.

Uloga je leda u prijenosu materijala ograničena samo na područja s trajnim ledenim i snježnim pokrivačem, osobito na visokim planinskim masivima s ledenjacima i morenama gdje se tijekom ljeta otapa dio leda i snijega, a akumulira stijensko kršje u obliku **morene** (poglavlje 13.1). Primjerice u Alpama granica je leda na oko 2.400 m, u Stjenjaku na oko 4.000 m, a na Aljasci između 700 i 2.400 m. Gomilanjem snijega iz godine u godinu njegovi se stariji slojevi zbijaju i zaleđuju u zrnastu masu zvanu ***neve*** (= smrznuti snijeg), koja se poslije pretvori u **snježnik** ili ***firn*** iz kojeg je istisnut sav zrak. Zbog sile teže takva se masa pomiče niz padinu u obliku ledenjaka koji erodira svoju podlogu i bokove i pritom u sebe uklapa veliku količinu stijenskog kršja i sitnog detritusa koji na taj način prenosi u niže predjele.

Osim toga što erodira ledenjak i prenosi stijenski materijal, i to u obliku golemih masa kamenja – sedimentnog tijela – poznatog pod imenom **morena.** Morene su sastavljene od materijala različite veličine i različitih tipova sedimenata i sedimentnih stijena (til, tilit, dijamiktit – vidi poglavlja 5.1 i 13.1). Brzina klizanja ledenjaka vrlo je različita, a ovisi o nagibu padine, debljini leda, širini površine preko koje se pomiče, hrapavosti podloge i o klimatskim promjenama, posebice temperaturi. Općenito, brzina kretanja ledenjaka može biti od samo nekoliko milimetara pa do više metara na dan. Primjerice, neki ledenjaci na Aljasci dnevno prosječno prevaljuju i do 66 m.

Otapanjem ledenjaka na čelima morena nakupljeni materijal može se dalje prenositi vodom koja potječe od otapanja leda. To su **fluvioglacijalni tokovi** koji imaju visoku energiju i mogu snažno erodirati podlogu, ali i dalje usitnjavati materijal koji prenose, a čijim taloženjem nastaju **fluvioglacijalni sedimenti** (vidi poglavlje 13).

2.2.2. Gravitacijska kretanja velikih masa sedimenta

Najveće količine sedimenata u morskim i jezerskim taložnim prostorima prenošene su **gravitacijskim kretanjima velikih masa sedimenata** (*gravity mass movements*), posebice u dubokomorskim okolišima na donjim dijelovima kontinentalnih padina i na morskom i oceanskom dnu u blizini takvih padina. Mehanizme i načine prijenosa velikih masa sedimenata gravitacijskim kretanjima ili gravitacijskim tokovima objasnili su i razradili Middleton i Hempton (1976), Stow (1980), Allen (1982), Lowe (1982), Komar (1985), Postma (1986), Nemec (1990) i mnogi drugi, a sumarno su ih prikazali i sistematizirali Stow (1986) i Einsele (1992). Na temelju tih radova unutar mehanizama gravitacijskih kretanja velikih masa sedimenata razlikuju se:

1) kretanje masa litificiranih, vezanih stijena,
2) puzanja, klizanja i slampiranja mekanih do poluočvrsnutih sedimenata,
3) gravitacijski tokovi sedimenata,
4) kretanje miješanih masa sedimenata,
5) debritni tokovi,
6) muljni tokovi, i
7) turbiditni tokovi.

U prirodi najčešće istodobno pri prijenosu materijala gravitacijskim tokovima djeluje više od jedne od nabrojenih vrsta tokova, a česte su i kombinacije s drugim mehanizmima prijenosa detritusa, kao što su saltacija i vučenje. Proučavanja mehanizama prijenosa i taloženja klastičnih sedimenata pokazuju da je pjeskovito–šljunkoviti materijal u geološkoj prošlosti najčešće bio prenošen vučenjem i saltacijom, kao i gravitacijskim tokovima (debritnim i turbiditnim tokovima), a detritus pelitnih sedimenata suspenzijom i muljnim tokovima, o čemu će više riječi biti u poglavljima 11 do 20.

2.2.2.1. Odroni i sipari

Kretanje klasta, odnosno mase stijenskog kršja ili drobine može se zbivati:

- niz strme padine i litice na kopnu, pa je poznato pod nazivom **kamene lavine**, **sipari** ili **kopneni kameni odroni**;
- duž podmorskih priobalnih litica ili strmih podmorskih padina i rasjednih brazgotina, pa je poznato pod nazivom **podmorski kameni odroni**;
- niz padinu pomiješano s muljem i vodom kao **gravitacijski debritni tok**, ili
- niz podmorsku padinu u obliku gravitacijskog toka poznatog kao **turbiditna struja velike gustoće**.

Dužina transporta takvih masa stijenskog kršja i blokova jako je ograničena, osim ako odroni na dugačkim padinama ne prijeđu u kretanja mješovitih odronsko–debritnih i debritno–turbiditnih masa, tj. u debritne ili turbiditne tokove.

Kameni odroni (*rock falls*) i **lavine** (*avalanche*) nagli su i brzi odroni kamenja – stijenskog kršja – niz strme padine i litice pod djelovanjem sile teže. Na kopnu su česti u planinskim područjima i poznati kao **sipari** i **kamene lavine,** a razmjerno rijetki na podmorskim liticama i kontinentalnim padinama kao **podmorski kameni odroni** (*submarine rockfall*), jer su nagibi tih padina na morskom dnu većinom preblagi za takav gravitacijski prijenos materijala. Oni se na morskom dnu uglavnom mogu pojaviti na strmim rasjednim padinama, na strmim rubovima karbonatnih platforma ili u duboko usječenim submarinskim kanjonima gdje su inicirani intenzivnom i naglom erozijom, potresima ili tektonskim šokovima.

Bitna značajka tako transportiranog detritusa – stijenskog kršja – vrlo je loša sortiranost klasta i njihovo slabo habanje i zaobljavanje. Unutar loše sortiranog kršja često se mogu pojaviti veliki blokovi – **olistoliti** – promjera većeg od nekoliko desetaka metara, o kojima se podrobnije govori u poglavlju 3.6 i odjeljku 20.2.2.

2.2.2.2. Puzanja, klizanja i rotacijska klizanja ili slampiranja

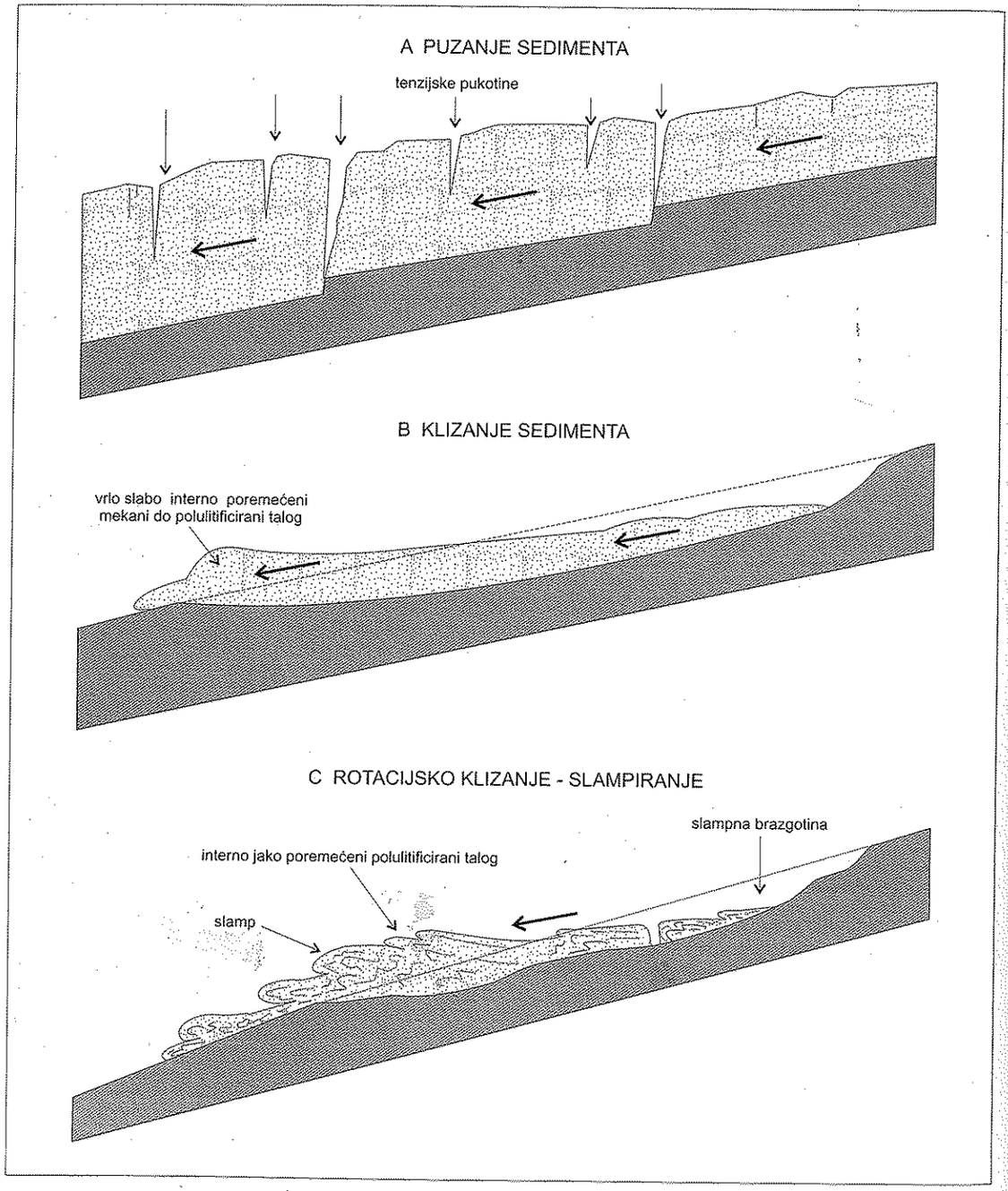
Puzanja i **klizanja** se zbivaju u mekanim do poluočvrsnutim sedimentima na padinama različitog kuta nagiba, pri čemu do kretanja mase taloga dolazi ako napon smicanja (*shear stress*) u nekoj dubini ispod površine taloga prekorači veličinu otpora prema smicanju (*shear strength*). Napon smicanja raste s nagibom padine i porastom debljine taloga, tako da u talozima velike debljine na blagoj padini može biti jednako velik kao i u tanjim talozima na padinama većeg nagiba. Zbog toga i na blagoj padini može doći do puzanja ili klizanja debele mase taloga jednako kao što je to slučaj s tankom masom taloga na padini sa strmijim nagibom.

Kretanje mase taloga niz padinu može biti izazvano:

- potresima, odnosno tektonskim šokovima,
- na plićim dijelovima morskih padina iznad osnovice valova olujnog vremena djelatnošću olujnih valova,
- promjenom kuta nagiba padine zbog tektonskog izdizanja kopna ili tonjenja morskog dna,
- velikim obrocima taloženja, odnosno naglom akumulacijom taloga, kako je to slučaj na čelima delta,
- smanjenjem otpora smicanju pri visokom pornom tlaku nevezanih rahlo pakiranih i brzo taloženih sedimenata, ili
- tvorbom metana i drugih biogenih plinova u gornjih desetak metara podinskih sedimenata bogatih organskom tvari.

Puzanje sedimenata (*creep of sediments, sediment creep*) proces je polaganog puzanja i spuštanja sedimenta niz padinu izazvanog unutarnjim tlakovima u donjem dijelu nekonsolidiranih taloga pri stalnom nagomilavanju novih sedimenata s visokim sadržajem vode. Pri puzanju u talogu koji puzi niz padinu ne nastaju nikakve unutarnje deformacije osim tenzijskih pukotina (sl. 2–1A). Takvo puzanje sedimenata može trajati od samo nekoliko sati pa do tisuću godina. Pri većim brzinama puzanje postupno prelazi u klizanje ili u slamp, u kojem su deformacije primarnih slojeva znatno jače negoli pri puzanju.

Kretanje klizanjem (*sliding*) ograničeno je na kretanje masa slabo očvrsnutih ili poluvezanih, vodom natopljenih taloga po čvrstoj podlozi duž manjeg ili većeg nagiba padine sve dok je zadržana određena unutarslojna koherencija. Takvo kliza-



Slika 2–1 Shematski prikaz mehanizama gravitacijskih kretanja mase sedimenata: A – puzanjem, B – translacijskim klizanjem i C – rotacijskim klizanjem ili slampiranjem. Modificirano prema Middletonu i Hamptonu (1973), Stowu (1986) i Einseleu (1992).

nje moguće je već i na padini s nagibom od svega 0,5°, a ograničeno je uglavnom na okoliše s velikim obrocima sedimentacije, kao što su čela delta i podmorski kanjoni, te gornji dijelovi podmorskih padina. U posljednjem slučaju klizanjem se mogu prenositi goleme količine materijala obujma više stotina prostornih metara, pri čemu klizišta imaju velike dimenzije.

Klizanja predstavljaju kretanja taloga niz padinu i njegovo resedimentiranje sa samo manjim unutarnjim teksturno-strukturnim deformacijama koje ovise o tomu je li klizanje bilo translacijskog ili rotacijskog tipa.

Translacijska klizanja obuhvaćaju klizanja taloga subparalelno s podinskom površinom, tj. translacijska kretanja poluvezanih taloga niz padinu bez smicanja. Pritom se talog u svojem najnižem dijelu i na rubovima može ponašati plastično, a na površini elastično. Površina smicanja translacijskih klizanja je pretežito ravna ili slabo valovita, obično paralelna s podinskim slojevima.

Translacijskim klizanjem nastaje sedimentno tijelo humčastog, slabo konveksnog oblika koje može pokazivati samo slabu deformaciju slojevitosti i biti konkordantno s podinskim slojevima (sl. 2–1B) ili pak imati jako deformiranu slojevitost, posebice u osnovici i na rubovima gdje može tvoriti debritne akumulacije.

Rotacijska klizanja ili **slampiranja** su elastična ili elastično–plastična kretanja mase taloga bez smicanja duž zasebnih konkavnih površina smicanja, pri čemu je talog zahvaćen i rotacijskim klizanjem (sl. 2–1C). Sedimentno tijelo nastalo slampiranjem u donjem i gornjem dijelu pokazuje jaku deformaciju primarne unutarnje i vanjske slojevitosti – *slampnu strukturu*. Pritom u središnjem dijelu takvog tijela deformacije mogu biti vrlo slabe, a u donjem i gornjem dijelu jake, tako da prema podini i krovini uvijek postoji jasna kutna diskordancija. Slampovi se odlikuju unutarnjim deformacijskim strukturama ili "boranjima", obično asimetričnih, svinutih, i u smjeru kretanja taloga, tj. niz padinu, "prevrnutih" oblika (sl. 2–1C).

Pojedini se jače litificirani dijelovi klizanjem ili slampiranjem kidaju, brečiraju i uklapaju u homogenizirane plastične taloge. Slampovi poluvezanih taloga mogu se na dugačkim padinama razviti u *debritne tokove* iz kojih se talože *debriti*.

Dimenzije slampnih sedimentnih tijela su vrlo promjenljive: debljine su im često samo nekoliko centimetara, a širine i dužine nekoliko desetaka metara, ali pri dnu padine mogu nastati i slampovi velikih dimenzija poznati pod imenom *megaslampovi*, ako su rotacijska klizanja pretrpjele velike mase padinskih taloga. Sedimentna tijela nastala klizanjem obično imaju širinu od desetak pa do nekoliko stotina metara, a dužinu više stotina metara do nekoliko kilometara. Pri dnu padine (sl. 20–11) velike mase taloga koje su klizale niz padinu obično tvore humčasta (brežuljkasta) sedimentna tijela ili pak *klizne lobove ili režnjeve* (*creep lobes*).

Puzanjima, klizanjima i rotacijskim klizanjima ili slampiranjima mase sedimenata se, u odnosu na druge tipove gravitacijskih kretanja, prenose na razmjerno kratke udaljenosti, a akumuliraju se na blagim padinama ili na morskom dnu neposredno uz stopu padine.

2.2.2.3. Gravitacijski tokovi sedimenata

Gravitacijski tokovi sedimenata (*sediment gravity flow*, *mass flow*, *sediment flow*) tokovi su sedimenata ili smjese sedimenata i tekućine koji se kreću niz padinu pod djelovanjem sile teže ili gravitacije. Za razliku od klizanja sedimenata ili slampiranja u gravitacijskim tokovima ne postoji interna deformacija sedimenata, jer se gravitacijskim tokovima kreću pojedina zrna i čestice, a ne već više–manje konsolidirani i poluvezani dijelovi taloga. Pod gravitacijskim tokovima podrazumijevaju se "tokovi sastavljeni od sedimenata koji se kreću niz padinu pod djelovanjem sile teže, pri čemu takav materijal sadrži različitu količinu vode koja pospješuje njegovo kretanje" (Middleton i Hampton, 1976).

Prema prirodi mehanizma podržavanja zrna u toku razlikuje se više tipova gravitacijskih tokova. To su fluidizacijski tokovi, likvefakcijski tokovi, zrnski tokovi, debritni (detritni) tokovi, turbiditni tokovi i muljni tokovi, od kojih najveće sedimentološko značenje svakako imaju debritni tokovi, turbiditni tokovi i muljni tokovi, koji će stoga biti posebno izdvojeni i objašnjeni.

Fluidizacijski tokovi (*fluidized flows*) su izrazito viskozni, kratkotrajni tokovi kohezivnih zrna čije je kretanje podržavano kretanjem porne vode naviše. U fluidizacijskom toku sediment se suprotstavlja djelovanju gravitacije – taloženju – istiskivanjem fluida iz pora sedimenta i njegovim strujanjem naviše, pa su ti tokovi usko povezani s likvefakcijom i likvefakcijskim tokovima. Naime, kad se zbog težine sedimenta iz vodom natopljenog pijeska i mulja istisne porni fluid on svojim strujanjem naviše podiže zrna sedimenta i tako djeluje suprotno od sile teže. Pritom sediment gubi stabilnost i pokrene se niz padinu, a nastali fluidizacijski tok djeluje suprotno od sile teže pa sprečava taloženje, odnosno omogućava prijenos detritusa.

Likvefakcijski tokovi su također kratkotrajni tokovi, ali nekohezivnih taloga, u kojima su čestice i zrna sedimenta podržavane istiskivanjem porne vode naviše, pri čemu vrlo brzo dolazi do urušavanja taloga ili ukrućivanja, tzv. zamrzavanja toka (*freezing*). Trajanje je takva toka obično od jedne minute do jednog sata. Likvefakcijskim tokovima i likvefakcijom nastaju posebne unutarnje teksturno-strukturne značajke, o čemu će iscrpnije biti riječi u 3. poglavlju.

Fluidizacijski i likvefakcijski tokovi srodni su procesi koji uključuju urušavanje ili kolaps nestabilne strukture taloga. Zrna u sedimentu, zbog podržavanja pornim fluidom koji se istiskuje i struji naviše, suspendiraju se s fluidom, čime je stabilnost taloga pala na ništicu. Rahlo pakirani prah (*silt*) i pijesak osobito su osjetljivi na fluidizaciju i likvefakciju, a šljunak je obično vrlo porozan i kohezivnim silama otporan na fluidizaciju (Lowe, 1975, 1979).

Fluidizirani se pijesak ponaša slično fluidu velike viskoznosti i može naglo teći niz padinu nagiba većeg od 2–3°. S obzirom na to da se tlak nastao istiskivanjem fluida brzo smanjuje, u vremenu od jedne minute do jednog sata, ovisno o debljini taloga i toka kao i o granulometrijskom sastavu taloga, taloženje je vrlo brzo. Ako tok naiđe na prepreku ili padinu koja ima manji nagib od potrebnog za svladavanje unutarnjeg trenja, zrna se odmah smiruju, tj. nastupi "zamrzavanje" toka koje napreduje od njegovog dna prema vrhu.

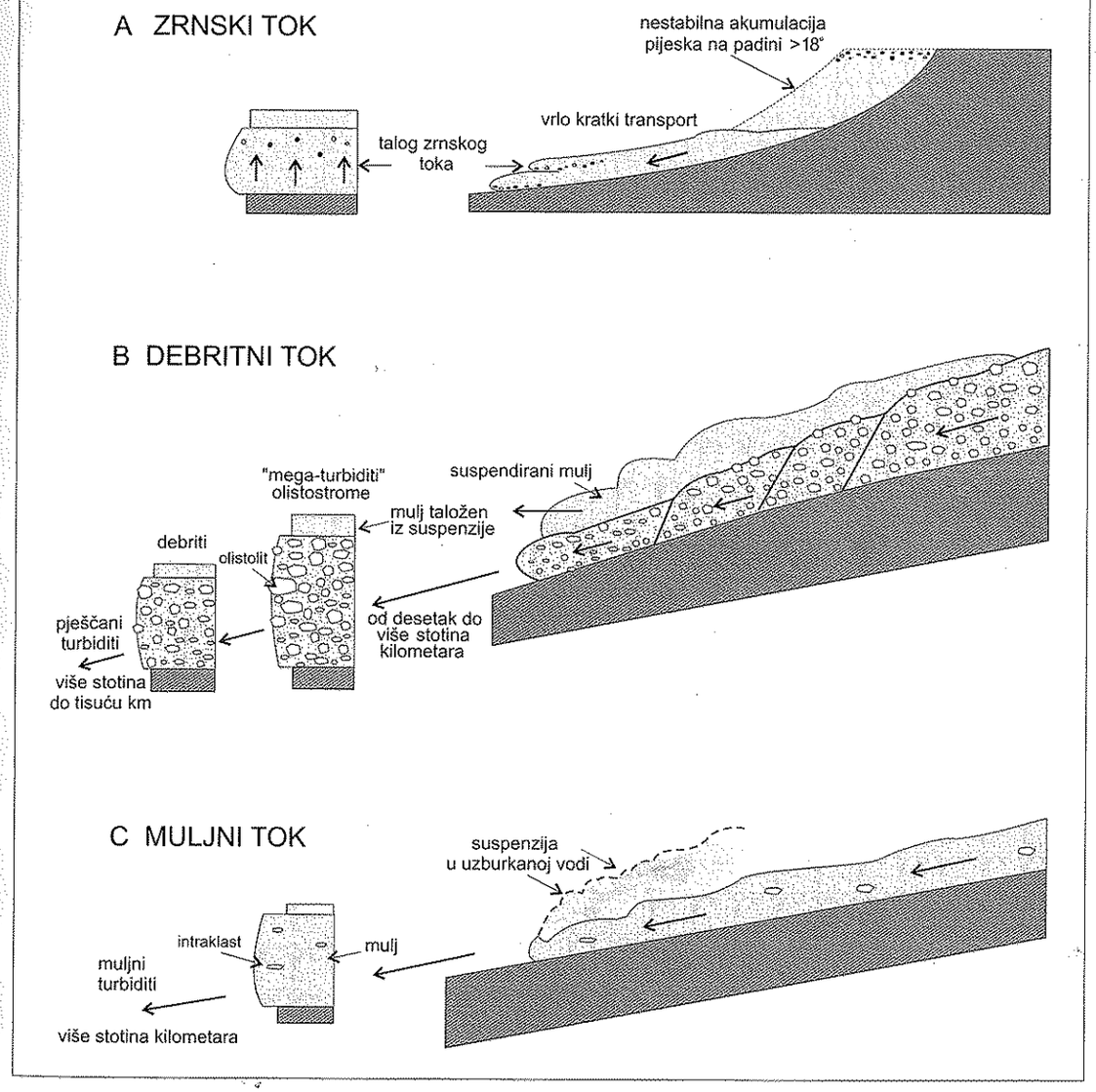
Sedimenti taloženi iz fluidizacijskih tokova u mnogo su slučajeva slični sedimentima taloženim iz zrnskih tokova. U njima nalazimo pješčane dajkove i pješčane silove, kao i zdjelaste strukture (*dish structures*), odnosno teksture nastale istiskivanjem vode (odjeljak 3.3.3.5). Sedimenti taloženi iz fluidizacijskih tokova pretežito su srednjozrnasti do krupnozrnasti, ponegdje sitnozrnasti pijesci. Sedimentacija iz fluidizacijskih tokova posebno je značajna u posljednjim stadijima taloženja iz suspenzije ili zrnskih tokova pri razmjerno velikim obrocima taloženja ili brzom taloženju.

Fluidizacijski i likvefakcijski tokovi rijetko se pojavljuju kao samostalni procesi, već su uglavnom udruženi s drugim gravitacijskim tokovima. Obično se zbivaju u završnoj fazi taloženja iz turbiditnih struja velike gustoće (odjeljak 20.2.3.2).

Zrnski tokovi (*grain flow*) su definirani kao kvaziviskoplastični gravitacijski tokovi u kojima su zrna zbog disperznog tlaka podržavana izravnom interakcijom "zrna na zrno", i to tako da su veća zrna neprestano gurana u zonu najmanjeg stresa, tj. prema vrhu toka, a istodobno između njih propadaju manja zrna kao rezultat kinetičkog mehanizma prosijavanja u mediju male gustoće, odnosno u toku bez matriksa (Bagnold, 1954 – iz Stow, 1986).

Na taj je način taloženje iz zrnastih tokova obilježeno obrnutom gradacijom, odnosno porastom veličine zrna od dna prema vrhu sloja taloženog iz zrnskog toka.

Zrnski tokovi se sastoje od čistog pijeska i pojavljuju se samo mjestimice na malim površinama na padinama s kutom nagiba >18° (Shepard i Dill, 1966, iz Stow, 1986; Einsele, 1992), budući da je za svladavanje trenja između zrna potreban disperzni tlak koji može biti ostvaren samo na strmim padinama nagiba između 18 i 37° (sl. 2-2A). Zrnski tokovi, stoga, najčešće nastaju na čelima submarinskih kanjona i delta po kojima se zrna spuštaju niz padinu u obliku malih pješčanih lavina. Trajanje im je kratko, od minute do jednog sata, a materijal mogu prenositi samo na male udaljenosti, obično do 100 m. Rezultat taloženja iz takvih tokova je istodobna akumulacija male količine materijala u obliku tankih masivnih pješčanih slojeva s klastima ili valuticama veličine sitnog i srednjeg šljunka raštrkanim u pijesku.



Slika 2–2 Shematski prikaz gravitacijskih kretanja mase sedimenata: A – zrnskim tokom, B – debritnim tokom i C – muljnim tokom. Modificirano prema Middletonu i Hamptonu (1973), Stowu (1986) i Einseleu (1992).

Za razliku od većine debritnih tokova zrnski tokovi sadrže dobrosortirane pješčane sedimente bez gline, premda mogu sadržavati i pojedinačne veće raštrkane klaste (sl. 2–2A). Odlikuju se oštrim, ravnim donjim slojnim površinama ili nejasnom slojevitošću. U donjem dijelu sloja pokazuju obrnutu gradaciju.

Debljina pijesaka taloženih iz zrnskih tokova nije veća od nekoliko centimetara, pa zrnski tokovi ne mogu dati pješčana tijela niti pješčenjake s većim debljinama slojeva (Lowe, 1975). Oni, međutim, mogu imati veće značenje zbog toga što se na padinama mogu razviti u turbiditne struje velike gustoće koje pretaložavaju loše sortirani pijesak i mulj.

2.2.2.4. Kretanja miješanih masa sedimenata

Kretanja miješanih masa sedimenata uzrokovana su naglim nakupljanjima veće mase sedimenata kao posljedice klizanja, slampiranja ili kretanja zrnskim tokovima iz viših dijelova padine. Naime, ako se u donjim dijelovima padina čiji su nagibi veći od 1,5° na visokoporozne glinovite taloge klizanjem, slampiranjem ili zrnskim tokom naglo nagomilaju velike količine krupnozrnastog i pješčanog detritusa cjelokupna se masa novonataloženog materijala i podinskih glinovitih taloga zbog prekoračenja nosivosti i stabilnosti pokrene i počinje gravitacijski kretati niz padinu u bazensku ravnicu. Pritom krupni klasti unutar sitnozrnastog ili muljevitog matriksa mogu dospjeti daleko od podnožja padine na bazensku ravnicu (Moore i dr., 1982).

2.2.2.5. Debritni ili detritni tokovi

Debritni (detritni) tokovi ili **tokovi stijenskog kršja** (*debris flow*) definirani su kao "*visokokoncentrirane, jako viskozne disperzije sedimenta koje imaju veliku nosivu snagu i pokazuju ponašanja plastičnog toka*" (Jonhson, 1970). Drugim riječima, debritni tokovi obuhvaćaju brzo kretanje guste mase lošesortiranog detritusa (stijenskog kršja ili drobine, pijeska, mulja, gline) i vode, pri čemu je smicanje raspoređeno po cijeloj masi taloga. To su nekohezivni tokovi koji uključuju muljne tokove, ali svi debritni tokovi nisu muljeviti, premda sadrže najmanje 4% glinovite komponente (Lowe, 1982).

Zbog toga što su veća zrna – klasti – poduprta glinovitom masom bogatom intersticijskim fluidom, tj. klasti zbog hidrostatičkog tlaka, odnosno matriksnog uzgona (*matrix bouyancy*) plivaju u matriksu zbog male razlike u gustoći između blokova i detritusa, ali i kohezije smjese voda–glina, pri istiskivanju fluida i gline remeti se stabilnost sedimenta i tako inicira njegovo kretanje niz padinu (Rodine i Johnson, 1976). Dakle, klasti se u debritnom toku suprotstavljaju sili teži kohezivnom silom muljevitog matriksa i njegovim uzgonom i na taj način podržavaju tok.

Debritni tok može biti pobuđen već i na padinama malog nagiba (>1°) i po takvim se padinama, uz brzinu do 20 cm/s, može kretati na vrlo velike udaljenosti (sl. 2–2B). Smatra se da debritni tokovi najčešće mogu biti pobuđeni:

- seizmičkim šokovima,
- pokretanjem – klizanjem ili slampiranjem – brze akumulacije velikih količina detritusa,
- pokretanjem mase taloga s padine uz tvorbu padinskih ožiljaka (*scars* na sl. 20–11) kao posljedice promjene kuta nagiba padine,
- naglim razvojem plinova u padinskim talozima, što lokalno u talozima uzrokuju visoke tlakove koji dovode do njihove nestabilnosti i pokretanja niz padinu, ili
- obilnim kratkotrajnim kišama i bujičnjacima u planinskim pustinjskim i kopnenim okolišima.

Ako sila teža koja detritus vuče niz padinu više ne nadvisuje silu unutarnjeg trenja sedimentne mase, ili kad je prestalo prekoračenje pornog tlaka, tok se naglo zaustavlja ili "zamrzava" (*freeze*). Pritom može doći ili do potpunog "kohezivnog zamrzavanja" (*cohesive freezing*) ili, u slučaju nekohezivnog pješčanog matriksa, do "zamrzavanja trenjem" (*frictional freezing*).

Debritni tok se, uz pogodan granulometrijski sastav detritusa i dovoljno dugačku padinu, može razviti u **turbiditni tok** (sl. 20–1 i 20–11) i/ili **muljni tok** (sl. 2–2B i C). Debritni tokovi mogu nastati u mnogim okolišima – od pustinjskih i kontinentalnih padina do podvodnih i podmorskih padina.

U *pustinjskim okolišima* debritni je tok masa sastavljena od odlomaka stijena, pijeska i mulja, koja se likvificira pri obilnim kišama i pokreće niz padinu brežuljka. Kretanje je u početku sporo, ali se porastom količine vode može ubrzati do snažnih bujičnih tokova koji nose sve pred sobom.

Subakvatski debritni tokovi tipični su za submarinske kanjone na čelima delta i kontinentalnim rubovima (sl. 20–1, 20–5 i 20–11).

Talozi nastali iz tih tokova poznati su kao **debriti, talozi debritnih tokova** ili kao **olistostrome** (odjeljak 20.2.2). Oni sadrže detritus dimenzija blokova, šljunka ili drobine, pijeska, praha i gline, a odlikuju se masivnim teksturama i lošom sortiranošću detritusa (sl. 2–2B i 20–1). Klasti u debritima imaju matriksnu potporu, mogu pokazivati slučajni raspored bez neke određene organizacije ili mogu međusobno biti orijentirani subparalelno, što je obično slučaj u donjem i gornjem dijelu debritnog tijela. U donjem dijelu tijela moguća je obrnuta gradacija. Veličina klasta i količina muljevitog matriksa u pravilu je jako promjenljiva.

Debritna sedimentna tijela pojavljuju se u obliku ploča ili pokrova te kao ispune kanala. Dimenzije su im vrlo različite, debljine od nekoliko centimetara do više desetaka metara, dužine od stotinjak metara do više kilometara uz vrlo promjenljive širine (odjeljak 20.2.2).

Poseban primjer sedimenata taloženih iz debritnih tokova su **dijamiktiti** (poglavlja 5.1 i 13.1)

2.2.2.6. Muljni tokovi

Muljni tokovi su kretanja velikih količina s vodom pomiješanog muljevitog detritusa, uglavnom zrnaca dimenzija praha (silta) i gline, s razmjerno malim udjelom krupnih klasta i ljušturica mikro- i makrofosila (sl. 2–2C). Najčešće su udruženi s debritnim tokovima, pa obično ne postoji oštra granica između krajnjih članova sedimenata transportiranih i taloženih debritnim i muljnim tokovima. Krupniji klasti u pravilu po svojem podrijetlu pripadaju intraklastima nastalim pri gravitacijskim tokovima i slampiranju.

Sedimenti taloženi iz muljnih tokova koji sadrže pojedinačne krupne intraklaste, ali i klaste drukčijeg podrijetla, u literaturi imaju različita imena. Najčešće su poznati kao "*homogeniti*" (Cita i Ricci Lucchi, 1984), "*megaturbiditi*" (Elmore i dr., 1979), "*megaturbiditi*" ili "*seizmoturbiditi*" ako je muljni tok bio iniciran seizmičkim udarima (Mutti i dr., 1984).

2.2.2.7. Turbiditni tokovi

Turbiditni tokovi ili **turbiditne struje** (*turbidite flows, turbidite currents*) obuhvaćaju gravitacijske tokove u kojima su veći klasti, zrna i sitni talog podržavani u turbulentnom toku jakom turbulencijom fluida, pa se mogu prenositi na vrlo velike udaljenosti niz dugačke padine malog kuta nagiba (0,5–1°).

Glavni mehanizam prijenosa sedimenta u suspenziji u turbiditnim tokovima je turbulencija, koja je najintenzivnija u donjem i gornjem dijelu toka. Sedimentni detritus koji je suspendiran u vodi odupire se djelovanju gravitacije, tj. taloženju na dno, snažnom turbulencijom i kretanjem vode i suspenzije. Da bi se takav tok pokrenuo i dalje nastavio kretanje dovoljni su vrlo mali nagibi dna, tek nešto veći od 0,5°.

Termin "turbiditna struja" (*turbidity current*) uveo je Johnson (1938), a termin "turbidit" Kuenen (1957). Mehanizme prijenosa materijala i sedimentaciju iz turbiditnih ili mutnih tokova razradili su Kuenen (1937, 1951, 1959), Kuenen i Migliorini (1950), Kuenen i Carozzi (1953), Nelson i Kulm (1973), Middleton i Hampton (1976), Stow i Bowen (1980), Lowe (1982) i mnogi drugi. Stadije razvoja turbiditnog toka, modele unutarnje građe sedimenata i tumačenja postanka turbiditnih sekvencija nastalih iz turbiditnih tokova dali su Bouma (1962, 1964), Piper (1978), Lowe (1982) i Stow (1986). Postanak posebnih teksturno-strukturnih značajki turbiditnim strujama i resedimentacijskim mehanizmima vezanim za turbiditne struje obrazložili su Sanders (1965), Dzulynski i Walton (1965), Walker (1978), Piper (1978), Allen (1984) i mnogi drugi, o čemu se iscrpnije govori u odjeljku 20.2.3.

Po Boumi koji je iscrpno objasnio mehanizme, teksturne i litološke značajke srednjozrnastih turbidita tipična sekvencija srednjozrnastih ili pješčanih turbidita dobila je ime "*Boumina sekvencija*" (sl. 20–2, 20–3 i odjeljak 20.2.3.1). Krupnozrnaste turbidite i mehanizme njihovog taloženja iz turbiditnih tokova velike gustoće protumačio je Lowe (1982), pa su takvi turbiditi poznati kao "*Loweov model krupnozrnastih turbidita*" (sl. 20–6), a Piper (1978) i Stow (1986) su dali objašnjenja i opisali značajke

sitnozrnastih i/ili muljnih turbidita, pa su takvi turbiditi često u literaturi poznati kao "*Piperov model muljnih turbidita*" i "*Stowov model sitnozrnastih turbidita*" (sl. 20–10 i odjeljak 20.2.3.2.2).

Prema današnjim shvaćanjima turbiditne struje ili tokovi nastaju samo u dubljevodnim okolišima ispod donje granice utjecaja valova, odnosno osnovice valova olujnog vremena, na donjim dijelovima ili podnožjima podmorskih i jezerskih padina, obično na krajevima podmorskih kanjona ili kanala (sl. 20–1, 20–6 i 20–7). Pokrenuta se masa sedimenta zatim sve više suspendira u vodi i na izlazu iz uskog kanjona ili opskrbnog (distribucijskog) kanala bočno širi uz stvaranje čela, tijela i repa turbiditnog toka (sl. 20–1, 20–6 i 20–7).

Prema Boumi (1962, 1972) u razvoju turbiditne struje može se izdvojiti pet karakterističnih stadija.

U **prvom stadiju** nagomilani detritus u jednom trenutku klizne niz padinu (po opskrbnom kanjonu ili kanalu). Do klizanja dolazi zbog prekoračenja odnosa stabilnosti materijala i kuta nagiba dna (tonjenje dna bazena i/ili dizanje kopna), potresa, tsunamija ili podsjecanja podloge taloga akumuliranog na padini.

U **drugom stadiju** pokrenuta masa materijala klizi niz padinu (niz kanjon ili opskrbni kanal) a da još nije primila veću količinu vode, pa se u početku kreće vrlo sporo, a zatim, primanjem sve više vode, zbog gravitacije i akceleracije sve brže i brže.

U **trećem stadiju** masa detritusa još uvijek nije dovoljno turbulentna i suspendirana u vodi, ali već ima previše vode da bi jednostavno samo klizila po dnu. Granulometrijsko razvrstavanje u njoj još nije moguće pa, ako se zbog prestanka nagiba zaustavi na zaravnjenome dnu, tj. istaloži pri dnu padine, nastaju **fluksoturbiditi** (Kuenen, 1958), koji se odlikuju velikom debljinom i masivnom teksturom, a mogu pokazivati slabo izraženu gradaciju i/ili obrnutu gradaciju (odjeljak 3.3.3.4). Oni se sastoje od homogeno raspoređenog krupnozrnastog detritusa unutar sitnozrnastog matriksa.

U **četvrtom stadiju**, koji nastupa ako je nagib bio dovoljno dugačak i dovoljno strm, dolazi do manje–više potpune suspenzije detritusa u vodi i njegovog granulometrijskog razvrstavanja. Ta se suspenzija u dublje dijelove bazena kreće po samom dnu vučenjem ili neposredno iznad njega po mehanizmu "vučenja tepihom" (*traction carpet*). Kako se krupnija zrna kreću brže od sitnijih čestica, ona se sve više odvajaju i nakupljaju u prednjem dijelu toka i pri njegovom dnu, a sitnija sve više zaostaju i u suspenziji se dižu iznad dna. Na taj način turbiditna struja ili tok tvore *čelo toka* s krupnim materijalom, *tijelo toka* sa srednjozrnastim i *rep toka* sa sitnozrnastim (glinovitim) materijalom. Pritom je granulometrijsko razvrstavanje nastupilo ne samo po horizontali nego i po vertikali (krupna zrna naprijed i pri dnu, sitna u suspenziji iznad dna i odostraga u toku).

Čelo turbiditnog toka pri svome kretanju ima vrlo veliku erozijsku snagu pa erodira dno, bilo svojom masom, bilo krupnozrnastim detritusom koji nosi sa sobom. Na dnu nastali erozijski tragovi odmah se ispunjavaju materijalom koji dolazi iza čela turbiditne struje i očuvaju se kao *tragovi na donjim slojnim površinama* ili kao *erozijski kanali* (poglavlje 3.5). Za razliku od čela tijelo ima jednoličan i miran tok i nema erozijsko djelovanje, a u repu toka u suspenziji se zadržavaju samo najsitnija zrnca praha i čestice gline koje za taloženje trebaju izuzetno dugo vrijeme.

Kao **peti stadij** turbiditne struje ili toka označava se dugotrajno taloženje najsitnijih zrnaca praha i čestica gline iz repa mutnog toka.

Iz tako stvorene turbiditne struje, kad niz padinu stigne u zaravnjeni dio bazena i počne gubiti brzinu i snagu, najbrže se istaloži krupnozrnasti detritus iz čela, potom sve sitnija zrna, a na kraju nakon dugog vremena i čestice gline. Ovakva sukcesija procesa u toku rezultira pri pogodnim hidrodinamičkim uvjetima određenom pravilnošću vertikalnog i horizontalnog redanja detritusa uz formiranje posebnih teksturno-strukturnih odlika unutar sloja i na donjim slojnim površinama (odjeljci 3.3.3 i 3.3.3.4), što je iscrpno prikazano u odjeljku 20.2.3.

Cjelokupni prostor koji zauzima materijal istaložen iz turbiditne struje naziva se **turbiditna lepeza**, jer je oblik sedimentnog tijela sličan lepezi (sl. 20–1, 20–4 i 20–5), a kompletna taložna jedinica nastala taloženjem iz jedne turbiditne struje (i bazenskog materijala u interturbiditnoj fazi) pri optimalnim uvjetima njezina razvoja *Boumina sekvencija*. Boumina sekvencija se odlikuje jasno određenim vertikalnim slijedom unutar kojeg se razlikuje pet turbiditnih intervala točno definiranog granulometrijskog sastava i teksturno-strukturnih značajki, kako je to podrobnije objašnjeno u odjeljku 20.2.3.1.2 i prikazano na sl. 20–2.

Sedimentacijom iz turbiditnih struja nastaje velik broj teksturno-strukturnih oblika – osobito gradacijska, horizontalna i kosa slojevitost, konvolucija, ritmično redanje slojeva istovjetnih granulometrijskih, litoloških i teksturnih značajki, kao i mnoge anorganske teksture na donjim slojnim površinama opisane i objašnjene u poglavlju 3.5 te odjeljku 20.2.3.

Prema granulometrijskom sastavu materijala koji prenose, kao i snazi i gustoći struja, razlikuju se turbiditne struje male gustoće i turbiditne struje velike gustoće (Middleton i Hampton, 1976), iz kojih se mogu taložiti sitnozrnasti ili muljni turbiditi, srednjozrnasti (pješčani) turbiditi i krupnozrnasti turbiditi (odjeljak 20.2.3).

Turbiditne struje male gustoće (*low-density turbidity currents*) struje su koje turbulencijom fluida u suspenziji prenose materijal čija su zrna sitnija od pijesaka srednje veličine zrna (<0,05 mm), a to su glina, prah (silt) i sitno do srednjozrnasti pijesak (sl. 3–37). Strujama male gustoće pripadaju turbiditne struje koje sadrže razmjerno malo detritusa (0,025–2,5 g/l).

Pjeskovito–prahoviti i muljeviti detritus takve struje mogu prenositi vučenjem i u suspenziji, a glinovito–prahoviti ili muljeviti detritus u suspenziji. Za njihovo kretanje gotovo da i nije potrebna nikakva padina, već je dovoljna snažna turbulencija fluida (primjerice uskovitlavanje mulja s morskog dna). Brzina kretanja obično im iznosi od 10 do 50 cm/s, a detritus mogu prenositi na udaljenosti od nekoliko stotina kilometara. Iz turbiditnih struja male gustoće taloženjem nastaju **sitnozrnasti** ili **muljni turbiditi** i **srednjozrnasti** ili **pješčani turbiditi** s karakterističnom građom (odjeljak 20.2.3.3 i sl. 20–1, 20–2, 20–3 i 20–10). Prosječna brzina akumulacije taloga iz turbiditnih struja male gustoće varira od 5 cm do 5 m na 1000 godina (Stow, 1986).

Turbiditne struje velike gustoće (*high-density turbidity currents*) su turbiditne struje koje u vodenoj masi sadrže mnogo detritusa (50–250 g/l). Mogu prenositi sitnozrnasti detritus i detritus krupnijeg zrna, tj. osim gline, praha i sitnog do srednjeg pijeska još i zrna krupnog pijeska i krupnog šljunka (100–256 mm; vidi sl. 20–1 i 20–20).

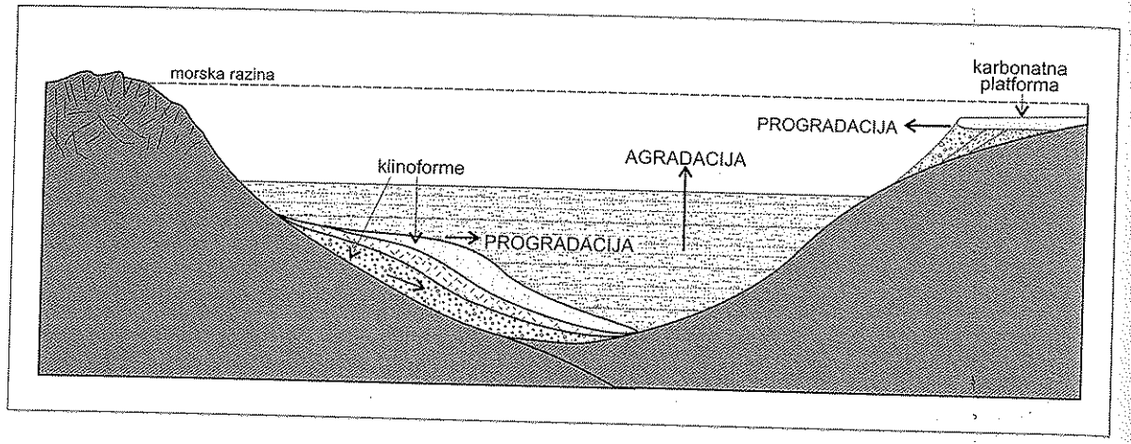
Krupnozrnasti detritus u takvim se strujama uglavnom prenosi vučenjem materijala po dnu u obliku "tepiha" (*traction carpet*). Sitnozrnasti detritus u strujama velike gustoće sudjeluje kao gusta masa suspendirana u vodi (matriks) koja omogućava nošenje i plutanje krupnijih zrna u turbulentnom fluidu i tako pomaže njegov prijenos turbiditnom strujom. Za kretanje takvih struja dovoljne su već i padine s nagibom >0,5°. Brzina kretanja doseže im maksimalno 250 cm/s. Turbiditne struje velike gustoće mogu prenositi detritus na udaljenost od više tisuća kilometara. Prosječni su obroci akumulacije taloga iz turbiditnih struja velike gustoće od 5 cm do 5 m na 1000 godina (Stow, 1986).

Taloženjem krupnozrnastog detritusa iz turbiditnih struja velike gustoće nastaju **krupnozrnasti turbiditi** (Lowe, 1982) sa specifičnom građom unutar jednog sloja – sekvencije (odjeljak 20.2.3.3 i sl. 20–6 i 20–7).

2.2.3. Taloženje ili sedimentacija

Transport ili prijenos detritusa vodom i njegova sedimentacija u morima, jezerima i rijekama ovise o režimu hidrodinamičkih uvjeta u taložnom prostoru te o gustoći i viskoznosti tekućine. Što je energija vode viša, to će učinak gravitacije biti manji, detritus će se teže taložiti, a prenositi će se na veće udaljenosti. Brzina taloženja, kao i obroci taloženja, rezultanta su svih sila koje djeluju u smjeru toka: energijskog potencijala vode, sile potisaka i čeonog otpora, gustoće i viskoznosti tekućine, dimenzija zrna, njihovog oblika, prostorne mase i gustoće.

Viskoznost vode (tj. njezino unutarnje trenje) definirana je unutarnjim otporom na smicanje, i ne ovisi o vrsti kretanja tekućine već o njezinoj temperaturi. *Porastom temperature vode* viskoznost pada, i obratno. To, drugim riječima, znači da promjena



Slika 2–3 Shematski prikaz evolucije sedimentacijskog prostora pri progradaciji detritusa niz priobalnu padinu, tvorbi karbonatne platforme i progradaciji njezinog ruba.

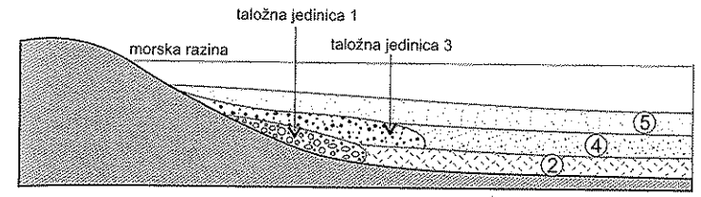
temperature ima bitnu ulogu pri taloženju detritusa, posebice onog iz suspenzije. Što je voda hladnija iz nje se teže talože sitne čestice jer je njezina viskoznost viša, odnosno porastom temperature ubrzava se taloženje sitnih čestica, posebice gline (vidi varve – odjeljci 3.3.3.1 i 15.2.1).

Osim temperature na brzinu i obroke taloženja veliki utjecaj ima i *koncentracija suspendiranog materijala* u vodi. Suspenzija gline u vodi ima uvijek veću gustoću od čiste vode, pa je u muljevitim tokovima brzina sedimentacije sitnih čestica usporena u odnosu na brzinu taloženja takvih čestica iz bistrijih voda. O hidrodinamičkom režimu, kao i brzini sedimentacije, izravno ovise teksturno-strukturne značajke klastičnih, a velikim dijelom i biokemijskih sedimenata. O tome će detaljnije biti riječi u 3. poglavlju.

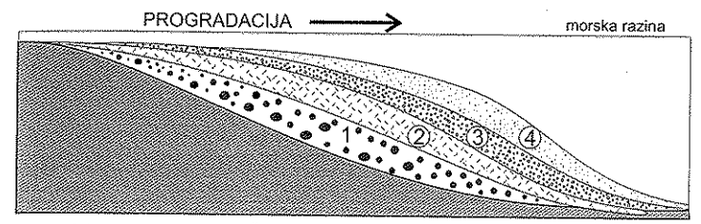
Procesi taloženja i načini akumuliranja taloga vrlo su kompleksni, tako da mogu nastati različiti oblici sedimentnih tijela (vidi poglavlja 11 do 22). Radi lakšeg praćenja i razumijevanja sedimentacijskih procesa, ovdje se spominje i definira nekoliko glavnih procesa. Kako to shematski prikazuju sl. 2–3 i 2–4 pri sedimentaciji i načinima ispunjavanja sedimentacijskog prostora razlikuju se agradacija, progradacija i retrogradacija, koje se manifestiraju različitim oblicima sedimentnih tijela i slojnih oblika, kao što su, primjerice, klinoforme, dine, podvodne dine, lepeze, delte, grebeni, podmorske lepeze, sekvencije i ciklusi, parasekvencije, megasekvencije i dr.

Agradacija *je proces taloženja pri kojem se sedimentacijski prostor na dnu bazena puni u vertikalnom smjeru akumulacijom materijala jednog na drugi* (sl. 2–3 i 2–4A). Pritom sedimentacijski prostor može tonuti u podjednakim obrocima s obrocima taloženja, pa mu se dubina u odnosu na morsku razinu bitno ne mijenja, ili njegovo tonjenje može stagnirati, pa mu se dubina postupno smanjuje, tj. taložni prostor postupno postaje sve plići zbog ispunjavanja sedimentima. Produbljavanje ili oplićavanje sedimentacijskog prostora ovisno je, međutim, i o globalnim oscilacijama morske razine (transgresivni i regresivni procesi), a ne samo o akumulaciji taloga (poglavlje 11.4).

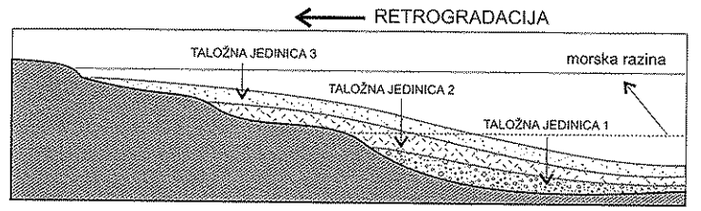
Progradacija *je proces taloženja pri kojemu se sedimentacijski prostor puni bočno i na taj način postupno postaje sve uži* (sl. 2–3 i 2–4A, B), *a pritom se preko naslaga taloženih u dubljem dijelu bazena talože plitkovodni sedimenti*, kako je to primjerice slučaj pri progradaciji sedimentnih tijela tipa karbonatne platforme (sl. 2–3), delte (sl. 16–1 i 16–2), plimne ravnice (sl. 17–5) ili podmorskih lepeza (sl. 20–11).



A - AGRADACIJSKI I PROGRADACIJSKI TALOŽNI SUSTAV: progradacija lepeza (1 i 3) i agradacija jedinica 2, 4 i 5



B - PROGRADACIJSKI TALOŽNI SUSTAV: taložne jedinice 1, 2, 3 i 4 imaju karakterističan vertikalni i bočni slijed - starije jedinice nedostaju u taložnom prostoru udaljenijem od kopna



C - RETROGRADACIJSKI TALOŽNI SUSTAV PRI RELATIVNOM DIZANJU MORSKE RAZINE (TRANSGRESIJI): taložne jedinice 1, 2 i 3 napreduju na kopno usporedno s dizanjem morske razine

Slika 2–4 Prikaz bočnog i vertikalnog slijeda i rasporeda taložnih jedinica pri agradacijskom, progradacijskom i retrogradacijskom taložnom sustavu.

Na karbonatnim platformama progradaciju u pravilu regulira više čimbenika od kojih su najvažniji (Tišljar, 2001):

- snižavanje morske razine,
- odnos obroka taloženja i subsidencije – posebice na plimnoj ravnici i potplimnoj zoni,
- odnos intenziteta rasta grebenotvornih organizama, razgrađujućih procesa i obroka akumulacije kršja, i
- relativne promjene morske razine.

Zasipavanjem klastičnog materijala niz neku padinu i njegovim nakupljanjem pri dnu padine (stopi padine) i uz samu padinu, sedimentno tijelo neprestano raste i širi se od padine u taložni prostor. U deltama i podmorskim lepezama progradacija je, primjerice, uzrokovana stalnim donosom velike količine materijala riječnim tokovima, odnosno turbiditnim strujama opskrbnim kanalima, i njegovim brzim taloženjem na čelu delte ili lepeze (sl. 16–1, 16–2 i 20–11).

Retrogradacija *je proces taloženja koji se zbiva pri širenju sedimentacijskog prostora zbog relativnog ili globalnog dizanja morske razine, tj. tonjenja taložnog prostora ili dizanja razine svjetskih mora, pri čemu vodeno prostranstvo poplavljuje sve veće*

i veće dijelove kopna (sl. 2–4C). Retrogradacija je u pravilu karakteristična za **transgresivni ciklus** ili **transgresivno *onlap* prekrivanje** pri kojem se taloženje zbiva usporedno s nadiranjem mora i pomicanjem obalne crte sve više prema kopnu (sl. 2–4C). Na taj se način preko prvobitno nataloženih plitkomorskih sedimenata talože sedimenti sve dubljeg i dubljeg mora (taložne jedinice 1, 2 i 3 na sl. 2–4C).

Transgresivno prekrivanje ili ***onlap*** (suprotni pojam od *offlap*-a) *je takav način postupnog prekrivanja sedimenata (retrogradacije) pri kojemu mlađe taložne jedinice zbog širenja taložnog prostora pri relativnom porastu morske razine pravilno i progresivno napreduju od ruba obale (ili ruba karbonatne platforme) sve dalje na kopno* (sl. 2–5A). Prethodno nataložene jedinice stalno se transgresivno prekrivaju novim – mlađim – jedinicama tako da svaka nova jedinica ima bočno sve veće rasprostranjenje na neravnoj ili blago nagnutoj podinskoj graničnoj površini (= retrogradacijski taložni sustav – *onlapping transgressive system*). Dobar primjer za takav taložni sustav su, primjerice, gornjobadenski transgresivni sedimenti u Panonskom bazenu.

Regresivno prekrivanje ili ***offlap*** (suprotni pojam od *onlap*-a) *je način taloženja pri napredovanju regresije, odnosno snižavanju razine vode i smanjivanju taložnog prostora (uglavnom u plićacima offshore-a) kod kojeg taložene jedinice tvore vertikalni slijed – sekvenciju – tako da svaka pojedina mlađa jedinica leži preko starije jedinice ali s manjom bočnom rasprostranjenošću.* Zbog toga rubni, obali bliži (ili u plićem području taloženi) dijelovi prethodne (starije) jedinice ostaju nepokriveni mlađom jedinicom (sl. 2–5B). To je, dakle, regresivni taložni sustav s postupnim smanjivanjem taložnog prostora zbog snižavanja morske razine i bočnim širenjem kopna kao posljedice postupnog povlačenja mora i širenja okopnjenog područja po rubovima taložnog bazena (*regressive overlap* = regresivno prekrivanje). Uz postupno snižavanje morske razine i povlačenje mora *offlap*-taloženje može biti povezano i s progradacijom i/ili snažnom tektonskom subsidencijom središnjeg dijela taložnog prostora u kojem obroci tonjenja dna sedimentacijskog bazena znatno premašuju obroke taloženja (sl. 2–5B). Primjer za to može biti poslijebadenski taložni sustav u savskoj i dravskoj depresiji u Panonskom bazenu.

Utjecaj oscilacija morske razine na retrogradacijski i progradacijski sustav taloženja na karbonatnim platformama podrobnije je objašnjen u knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

Klinoforme *su sedimentna tijela klinastih oblika nastala progradacijskim nakupljanjem materijala izravno uz samu podmorsku padinu ili padinu grebena* (sl. 2–3), pri čemu materijal potječe od erozije kopna ili organogenih grebena. Donji dijelovi klinoformi mogu se prstasto ulagati u bazenske ili dubljevodne sedimente taložene agradacijom (sl. 2–4A).

O vrstama slojevitosti, sekvencijama i ciklusima opširno se govori u odjeljku 3.3.2.1, odnosno o taložnim sekvencijama u poglavlju 11.4, a o dinama, podvodnim dinama, deltama i podmorskim lepezama i njihovoj progradaciji u trećem dijelu knjige (poglavlja 16 do 20).

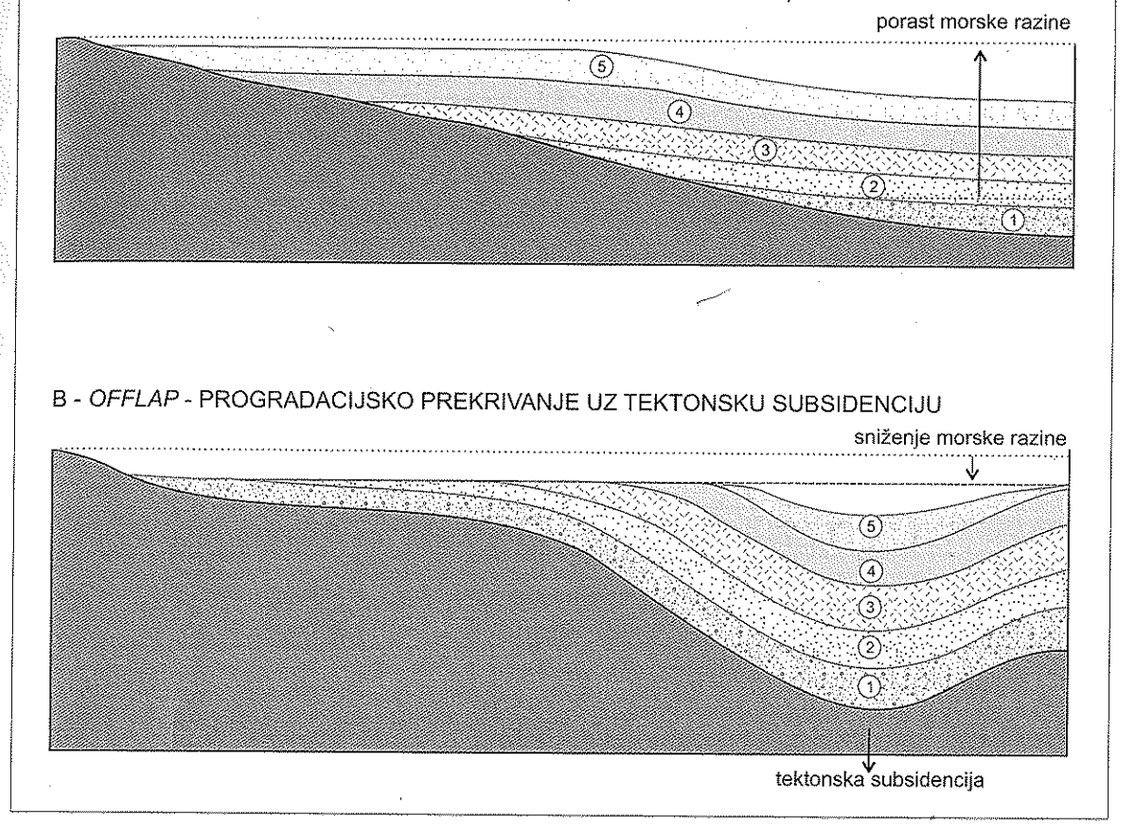
2.3. Dijageneza

Dijageneza *obuhvaća sve mehaničke i kemijske promjene koje se događaju u sedimentu od njegova taloženja pa do početka metamorfnih procesa.* Najvažniji dijagenetski procesi su oni kojima od rahlih, nevezanih, vodom natopljenih taloga nastaju čvrste stijene, a obično su poznati pod zajedničkim imenom kao *procesi litifikacije*. U osnovi se razlikuju mehanička i kemijska dijageneza.

Mehanička dijageneza obuhvaća procese zbijanja ili kompakcije zbog tlaka nadslojeva koji raste povećanjem dubine prekrivanja, što rezultira istiskivanjem porne vode iz taloga i smanjenjem njegove poroznosti i volumena (odjeljci 6.4.1.1, 6.4.2.1 i 7.2.1).

Kemijska dijageneza obuhvaća kompleksne procese otapanja pojedinih mineralnih sastojaka, reakcije između mineralnih sastojaka sedimenata i pornih voda, izlučivanja mineralnih tvari iz pornih i kompakcijskih voda, transformacije nestabilnih u stabilne mineralne faze zbog povišenja temperature i tlaka i nastajanja cijelog niza novih autigenih minerala pri promjenama temperature, tlaka, pH i ionskog potencijala pornih otopina koje cirkuliraju kroz sedimente. U najvažnije kemijske dijagenetske procese pripadaju otapanja lako topljivih mineralnih komponenata, tlačno otapanje, cementacija, autigeneza, rekristalizacija, metasomatoza, potiskivanje, pseudomorfoza i različite pretvorbe minerala (odjeljci 6.4.1.2, 6.4.2.2–6.4.2.5, 7.2.2 i poglavlje 8.5).

Otapanje pojedinih mineralnih sastojaka zbiva se u sedimentu ili pri djelovanju vode određene ionske koncentracije i određenog pH na lakše topljive sastojke, pa je to otapanje sastojaka, ili pod utjecajem povišenog tlaka na kontaktima zrna, pa je to tlačno otapanje (*pressure solution*). Otapanje



Slika 2–5 Shematski prikaz transgresivnog i regresivnog taloženja. A) *onlap* – transgresivno prekrivanje vezano uz širenje taložnog prostora pri relativnom porastu morske razine odlikuje se pravilnim i progresivnim napredovanjem svake mlađe taložne jedinice sve dalje na kopno, tako da svaka nova jedinica ima bočno sve veće rasprostranjenje na neravnoj ili blago nagutoj graničnoj površini. B) *offlap* – regresivno prekrivanje vezano uz napredovanje regresije, odnosno snižavanje razine vode uz smanjivanje taložnog prostora i intenzivnu tektonsku subsidenciju središnjeg dijela bazena: svaka pojedina mlađa jedinica leži preko starije jedinice ali s manjom bočnom rasprostranjenošću, tako da rubni, obali bliži (ili u plićem području taloženi) dijelovi prethodne (starije) jedinice ostaju nepokriveni mlađom jedinicom.

sastojaka, posebice kristala halita i gipsa, česta je pojava u pjeskovito–muljevitim talozima povremenih slanih jezera i plaja (poglavlje 18.1), te u *sabkha* vapnencima, a najrašireniје je otapanje aragonitnih skeleta ako talozi dospiju pod utjecaj meteorskih voda.

Tlačno otapanje je u pravilu redovita pojava u sedimentima na većoj dubini prekrivanja, prvenstveno u kvarcnim pješčenjacima (odjeljak 6.4.2.1 i sl. 6–16) i pri tvorbi stilolita (odjeljak 3.7.2 i sl. 3–33 i 3–34).

Autigeneza (*neoformation*) ili proces tvorbe novih, tzv. autigenih minerala, jest izlučivanje novih ili prirast postojećih minerala u sedimentu. Najčešći su autigeni minerali kvarc, kalcit, opal, kalcedon, dolomit, anhidrit, siderit, muskovit, klorit, kaolinit, albit i gips (vidi odjeljke 2.1.2, 6.4.1.1, 6.4.2 i 9.1).

Cementacija je proces izlučivanja i kristalizacije novih, autigenih minerala u porama i pukotinama nekog sedimenta. Pritom se uvijek smanjuje poroznost, a obično i očvršćuje ili litificira talog, tj. zbiva se cementacija njegovih sastojaka zbog međusobnog povezivanja zrna mineralnim cementom (sl. 6–12A, 9–7A, B i 9–25). Prema tome, cementacija je proces autigeneze, ali autigeneza ne mora uvijek biti i cementacija ako novonastali – autigeni – minerali ne vezuju stijenu ispunjavanjem prethodno praznih prostora (vidi odjeljke 6.4.1.2, 6.4.2.3 i 9.2.5).

Rekristalizacija je proces prekristalizacije neke mineralne tvari tako da se mijenjaju dimenzije i oblici mineralnih sastojaka, a time i strukturne odlike stijene, kao i proces rasta novih kristala na račun prijašnjih (npr. rekristalizacija glinovitog u kloritno–sericitni matriks, rekristalizacija opala u mikrokristalasti kvarc u rožnjacima). Rekristalizacijski procesi mnogo su češći u biokemijskim i kemijskim sedimentima, primjerice silicijskim i evaporitnim stijenama (poglavlja 9.2 i 9.3), vapnencima i dolomitima (Tišljar, 2001), nego u klastičnim sedimentnim stijenama.

Metasomatoza je proces zamjenjivanja jedne mineralne vrste drugom uz dovođenje i odvođenje nekih kationa i/ili aniona. Zbiva se u pravilu uz posredovanje otopina ili difuzijom iona. Široko rasprostranjeni primjeri metasomatoze jesu ranodijagenetska dolomitizacija vapnenačkih taloga i kasnodijagenetska dolomitizacija vapnenaca.

Potiskivanje (*replacement*) je proces gotovo istodobnog otapanja nekog mineralnog sastojka i na njegovu mjestu "korak po korak" izlučivanja novog, stabilnijeg minerala (npr. potiskivanje kvarca kalcitom, odjeljak 6.4.2.5). Ako novonastali mineral zadrži konture i oblik prijašnjeg minerala, a otopljeni i novonastali mineral imaju neke zajedničke kemijske sastojke tad je to **pseudomorfoza** – primjerice pseudomorfoza kaolinita po feldspatu pri procesima kaolinitizacije (odjeljak 2.1.2.1).

Pretvorba minerala je takav dijagenetski proces pri kojemu novonastali mineral pri potiskivanju preuzima i dijelove kristalne rešetke prijašnjeg minerala, tj. minerala koji je potisnut, kako je to, primjerice, slučaj pri pretvorbi ilita u muskovit.

Svi dijagenetski procesi koji se zbivaju u još nevezanim, vodom natopljenim, rahlim talozima nazivaju se **ranodijagenetski procesi**, a oni koji se zbivaju u već očvrsnutim stijenama poznati su kao **kasnodijagenetski procesi**. Razlikovanje tih dvaju procesa ima izuzetno veliko značenje pri istraživanju sedimentnih stijena, osobito dolomita i anhidrita te nekih kvarcnih sedimenata (Tišljar, 2001).

Dijagenetski procesi mogu biti izokemijski ili alokemijski. **Izokemijski dijagenetski procesi** su oni kod kojih se ne mijenja kemijski sastav stijena, npr. transformacija aragonita u kalcit, a **alokemijski dijagenetski procesi** oni kod kojih je došlo do promjene kemijskog sastava stijene, pri čemu je uvijek potrebno dovođenje i odvođenje iona uz sudjelovanje pornih otopina (primjerice silicifikacija, anhidritizacija i dolomitizacija).

Dijagenetski procesi u ovoj se knjizi opširno prikazuju u posebnim poglavljima o dijagenezi, tj. u poglavljima 6.4, 7.2, 8.5, 9.2 i 9.3.

3. Teksturno-strukturne značajke i građa klastičnih sedimenata i sedimentnih stijena

3.1. Definicija teksture i strukture i njihovo značenje u hrvatskoj, engleskoj i njemačkoj terminologiji

Pojam **"tekstura"**, u hrvatskom jeziku "*tkanje*" ili "*potka*", označava ono što se vidi kao vanjski znak neke strukture, sastava ili kompleksnijih tvarnih odnosa, a pojam **struktura** označava unutarnji raspored sastavnih dijelova neke cjeline (materijala, predmeta i sl.), skup u kojemu su dijelovi povezani odnosima ovisnosti, ili pak organizaciju ili način na koji je jedna cjelina sastavljena od više elemenata koji pritom ne gube svoje ustrojstvo, sustav i građu (Anić, 1991; Anić i Goldstein, 1999).

U američkoj i općenito literaturi na engleskom jeziku pod nazivom **"sedimentna struktura"** (*sedimentary structure*) podrazumijevaju se sva obilježja, pojave i oblici koji su nastali unutar sloja ili uzduž kontakta sedimenta i fluida u međureakcijama različitih procesa koji su djelovali prije litifikacije. To mogu biti kemijski, biološki i fizikalni procesi, no fizikalni mehanizmi obično pritom imaju najvažniji utjecaj, osim u slučaju organogenih *in situ* litificiranih stijena kod kojih prevladavaju biološki procesi.

Pod nazivom **"tekstura"** (*texture*) u engleskoj literaturi definirana su svojstva stijena u vezi s veličinom, oblikom i rasporedom mineralnih i drugih komponenata te stijene, odnosno pod tim se pojmom "primarno podrazumijeva mikrogeometrija stijene" (Pettijohn, 1975), a Tucker i Wright (1990) za opise strukturnih značajki dolomita, primjerice tipa "*idiotopic mosaic of euhedral dolomite rhombs*" i "*xenotopic mosaic of anhedral dolomite crystals*" koriste naziv "*dolomitic textures*".

Prema njemačkoj geološkoj školi glavna strukturna obilježja stijene su veličina zrna, međusobni odnos, raspored i oblik pojedinih mineralnih sastojaka.

Naši su geolozi, posebice petrolozi, krajem devetnaestog i početkom dvadesetog stoljeća preuzeli nazivlje prema njemačkoj geološkoj školi, tako da su pojmom "tekstura" zapravo obuhvaćena obilježja definirana engleskim nazivom "*structure*", a pojmom "struktura" one značajke koje se u engleskoj terminologiji podrazumijevaju pod terminom "*texture*". Zbog toga se u našoj literaturi pod teksturom sedimentne stijene (u američkoj terminologiji – "*sedimentary structures*") podrazumijevaju sve značajke njezine građe uvjetovane međusobnim odnosima, prostornim rasporedom i orijentacijom pojedinih komponenata, kao i vanjskim i unutarnjim morfološkim oblicima sedimentne stijene.

Osim pojmova struktura i tekstura često je u uporabi i pojam građa ili **sklop** (engleski "*fabric*", njemački "*Gefüge*"), što stvara dodatnu terminološku zbrku. Pojmom "građa" ili "sklop" obuhvaćen je zasebno samo raspored, uređenost, pakiranje (*packing*) i orijentacija komponenata od kojih je sastavljena stijena. Prema tomu, pojam "sklop" ili "građa" odnosi se na dio obilježja sedimentne stijene obuhvaćenih nazivom "struktura", odnosno engleskim terminom "*texture*".

U sedimentološkoj literaturi u engleskom govornom području često je u uporabi i termin **"slojni oblici"** (*bed forms, bed configuration*), pod kojim se podrazumijevaju bilo koje promjene ili devijacije unutar sloja ili više slojeva istog sedimentnog tijela koje su nastale vodenim tokom, u prvom redu unutar riječnih korita i kanala, pod utjecajem promjena hidrauličkih uvjeta u toku, primjerice brzine i dubine vode.

U novije vrijeme naši sedimentolozi sve više za pojedine teksturne karakteristike sedimenata u smislu njemačke geološke terminologije umjesto naziva **tekstura** upotrebljavaju termin **struktura** prema izravnoj transkripciji anglo-američkog termina **"structure"**, pa se tako, primjerice, spominju "kosolaminirana struktura", "flazerska struktura",

"zdjelaste strukture", "struktura valnih riplova" i sl. Takvo bi nazivlje postupno trebalo sve više prihvaćati, osobito za one značajke sedimentnih stijena koje u engleskoj terminologiji izravno sadrže riječ "*structure*" poput, primjerice, *directional structure* (smjerna struktura), *slump structure* (slampna struktura), *deformational structures* (deformacijske strukture), *load cast structure* (struktura utiskivanja), *flame structure* (jezičasta struktura) i sl.

3.2. Sedimentološko značenje teksturno-strukturnih odlika sedimentnih stijena

Teksture i strukture sedimentnih stijena su – uz njihov mineralni sastav – najvažnije petrološke i sedimentološke značajke klastičnih sedimentnih stijena, jer su izravne posljedice: 1) uvjeta koji su vladali tijekom prijenosa i taloženja materijala; 2) rezultanta svih fizikalnih, kemijskih i bioloških procesa u okolišu taloženja, i 3) odraz kompleksnih dijagenetskih procesa (stilolitizacije, rekristalizacije, tlačnog otapanja, kompakcije i dr.).

Teksturno-strukturne značajke sedimentnih stijena podijeljene su u srodne skupine na temelju različitih kriterija, od kojih se najčešće primjenjuju:

- položaj u odnosu na sloj (unutar ili izvan sloja na donjim i gornjim slojnim površinama);
- u odnosu na vrijeme postanka (primarne ili sinsedimentacijske, sekundarne ili postsedimentacijske, dijagenetske),
- u odnosu na podrijetlo i način postanka (anorganske, organske, hidrodinamičke, eolske, sinsedimentacijsko–tektonske), i
- u odnosu na pravilno ili ritmično i/ili cikličko ili nepravilno vertikalno redanje sedimenata.

S obzirom na to jesu li teksturno-strukturni oblici nastali tijekom taloženja ili kasnije u sedimentu i sedimentnoj stijeni obično se razlikuju primarni i sekundarni oblici.

Primarne sedimentne teksture (*primary sedimentary structures*) *nastaju tijekom taloženja ili odmah nakon njega, a svakako prije zbijanja i litifikacije taloga.* U tu genetsku skupinu pripadaju, primjerice, laminacija, kosa slojevitost, gradacija, flazerska, valovita i lećasta slojevitost, valni riplovi, ostaci skeleta i dr. Primarnim teksturama pribrajaju se i oblici, pojave i obilježja koja su u ili na sedimentu nastala deformacijama istodobno s njegovim taloženjem ili neposredno nakon taloženja (*penecontemporaneous deformation*), poput, primjerice, tragova vučenja, zadiranja, tečenja i vrtloženja, pukotina isušivanja, oblika nastalih istiskivanjem vode i tragova životne djelatnosti organizama (bioturbacija, tragovi plaženja, rovanja, hranjenja, itd.).

U **sekundarne sedimentne teksture** (*secondary sedimentary structures*) *ubrajaju se svi oblici koji u talogu i stijeni nastaju nakon taloženja i tijekom dijagenetskih procesa i često zahvaćaju nekoliko slojeva.* Među njima najvažniji su slampovi, pješčani dajkovi, konkrecije, nodule, geode, tlačna otapanja i stiloliti.

Iscrpnim istraživanjima i proučavanjima teksturno-strukturnih odlika sedimentnih stijena dobivaju se dragocjeni podaci prijeko potrebni za rekonstrukciju uvjeta i okoliša taloženja, kao što su dubina i energija vode, način prijenosa materijala i mehanizam taloženja, smjer toka i paleotransporta, jačina vodenih struja, utjecaj plime, oseke i olujnih valova, uloga organizama i sl. Osim toga, na temelju unutarslojnih oblika i oblika očuvanih na donjim i gornjim slojnim površinama može se odrediti orijentacija slijeda naslaga, odnosno je li serija sedimenata u normalnom, prevrnutom ili prebačenom slijedu, što je osobito važno u tektonski intenzivno poremećenim naslagama i pri istraživanjima jezgara dubokih bušotina.

Proučavanjem sekundarnih teksturno-strukturnih značajka može se rekonstruirati tijek najvažnijih mehaničkih i kemijskih dijagenetskih procesa, kako onih u ranodijagenetskoj fazi tako i onih u kasnodijagenetskoj fazi na velikim dubinama prekrivanja.

U ovoj su knjizi teksturne značajke (*structural characteristics*) sedimentnih stijena prikazane redoslijedom i po podjeli kojima se uobičajeno i najčešće istražuju na terenu, tj. vanjska i unutarnja slojevitost, ritmičnost i cikličnost, oblici na donjim i gornjim slojnim površinama, oblici nastali podvodnim klizanjima i razaranjem slojeva, kemijskom dijagenezom i djelatnošću organizama (poglavlja 3.3–3.8).

Teksture sedimentnih stijena (*sedimentary structures*) se, za razliku od strukturnih (*texture*) odnosa pojedinih sastojaka stijene s obzirom na veličinu, morfološke karakteristike i načine pakiranja zrna, koje će iscrpno biti prikazane u poglavljima 3.9–3.13 i 4.1–4.3, pretežito istražuju i proučavaju na terenu, a tek manjim dijelom i u laboratoriju. Naime, raznovrsnost i njihov veliki broj, cikličko ili ritmično pojavljivanje i bočne promjene, ali i velike dimenzije nekih teksturno-strukturnih oblika sedimentnih stijena zahtijevaju opsežnija, znatno detaljnija i dugotrajnija proučavanja na terenu. Zbog kompleksnosti i važnosti terenskih istraživanja najbolje je da terensku ekipu koja istražuje sedimentne stijene pritom čine sedimentolog, paleontolog/biostratigraf i strukturolog/tektoničar.

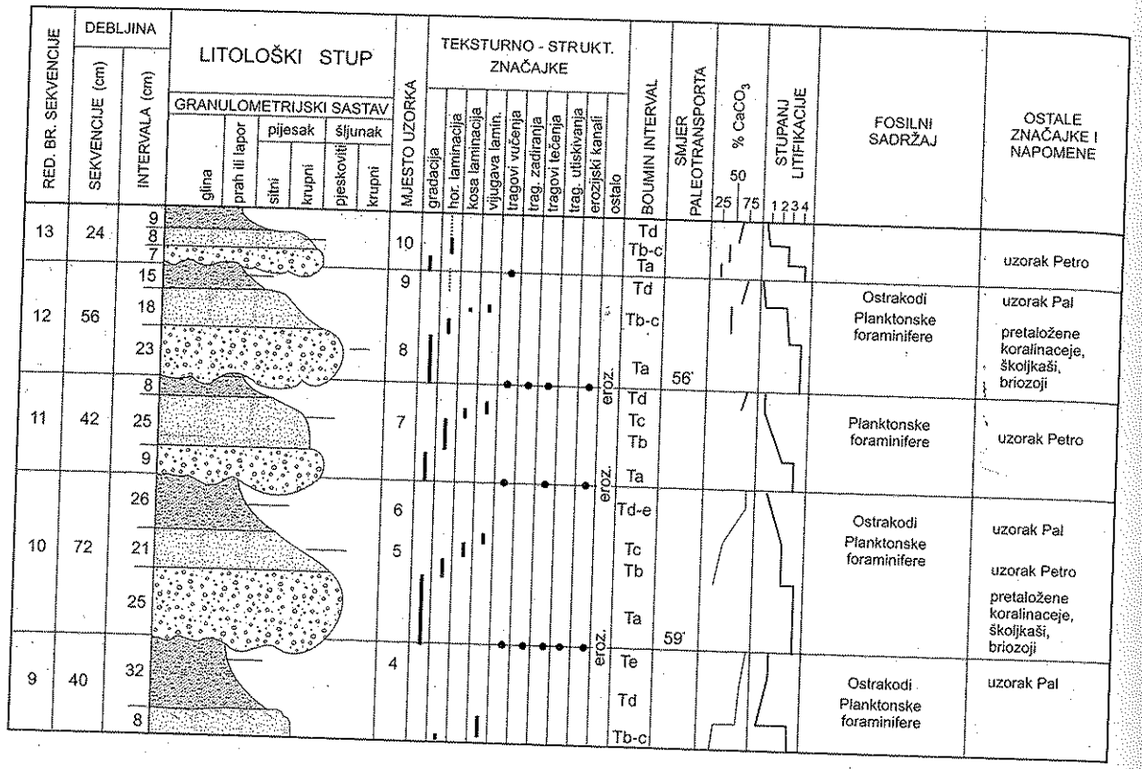
Terenska istraživanja započinju opsežnim pripremama: od pregleda i proučavanja zemljopisnog položaja i morfoloških odlika terena do prikupljanja i studiranja podataka iz ranijih geoloških radova šireg područja terena koji se istražuje. Terenska istraživanja obično obuhvaćaju:

- određivanje kronostratigrafskog i tektonskog položaja slijeda odabranog za detaljno snimanje najboljih profila;
- mjerenje pružanja i nagiba slojeva, mjerenje nagiba terena i izmjera pružanja profila na kojem se sedimenti istražuju radi dobivanja elemenata za izračunavanje prave debljine;
- mjerenje debljine slojeva i elemenata unutarnje ili interne slojevitosti;
- određivanje karaktera slojnih površina;
- izdvajanje sekvencija, ritmova i ciklusa sedimentacije i eventualnih bočnih promjena;
- opis oblika na gornjim i donjim slojnim površinama, mjerenje smjerova ili pravaca paleotransporta;
- određivanje litološkog sastava i terenska determinacija strukturnih i petroloških značajki stijena uz obveznu uporabu povećala i drugih terenskih pomagala;
- opis rasporeda, količine i vrste makro- i mikrofosila;
- determinaciju mineralnog i granulometrijskog sastava;
- određivanje i mjerenje imbrikacije i orijentacije valutica, elemenata slampova i dr.;
- određivanje dimenzija i oblika sedimentnog tijela i mehanizama taloženja, i
- uzimanje reprezentativnih orijentiranih ili neorijentiranih uzoraka za mineraloška, petrološko-sedimentološka, rentgenska i kemijska laboratorijska istraživanja.

Radi operativnosti rada na terenu prije svih tih opsežnih istraživanja prijeko je potrebno pripremiti obrasce terenskih zapisnika posebno prilagođene za istraživanje klastičnih, osobito turbiditnih, a posebno karbonatnih sedimenata. Primjer obrasca terenskog zapisnika s podacima istraživanja turbiditnih sedimenata prikazuje sl. 3–1.

Strukturna obilježja sedimentnih stijena (*textures*), posebice ona koja se odnose na veličine klastičnih zrna ili kemijski i biokemijski izlučenih kristala, njihov međusobni odnos, raspored i oblik, imaju u prvom redu veliku važnost pri svrstavanju ili klasificiranju sedimentnih stijena, ali i pri interpretaciji uvjeta i okoliša njihovog taloženja, kao i dobivanju podataka potrebnih za razumijevanje kompleksnih mehaničkih i kemijskih ranodijagenetskih i kasnodijagenetskih procesa.

Sistematika klastičnih sedimenata u potpunosti se zasniva na veličini klastičnih zrna, njihovom udjelu i odnosu prema matriksu i cementu (poglavlja 5 do 8), a biokemijskih i kemijskih sedimenata na kemizmu mineralnih sastojaka, sadržaju, međusobnim odnosima i dimenzijama skeletnih i neskeletnih, kao i iz morske ili slatke vode i pornih voda izlučenih sastojaka (vidi Tišljar, 2001). Naime, kemijski i biokemijski sedimenti nastaju u drukčijim uvjetima pa imaju drukčija i raznovrsnija teksturno-strukturna obilježja, ali i kod njih se često klasifikacija temelji na veličini i obliku zrna (intrasparit, intrasparrudit, kokina, kokinit, itd.), ili



Slika 3–1 Primjer terenskog zapisnika s podacima istraživanja i snimanja detaljnog geološkog stupa u turbiditnim sedimentima sarmata okolice Okučanskog Benkovca.

pak na veličini i kristalografskim oblicima kristala od kojih je kemijska sedimentna stijena sastavljena ("mikrokristalasta struktura", "euhedralna struktura", "ksenotipna mozaična dolomitna struktura" – vidi Tišljar, 2001).

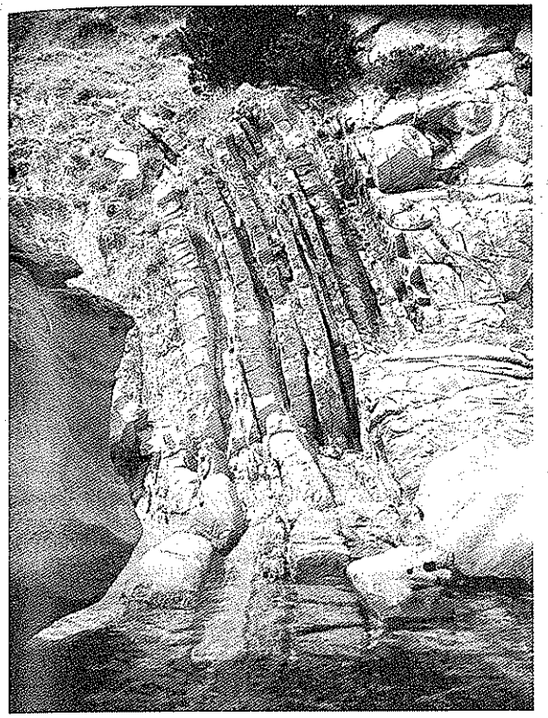
3.3. Slojevitost

3.3.1. Definicija slojevitosti, sloja, lamine i njihovih međusobnih odnosa

Slojevitost (*bedding, stratification*) – *pojava manje ili više jasna izdvajanja pojedinih teksturno-strukturno, granulometrijski ili litološki jedinstvenih slojeva ili članova u sedimentnim stijenama* – jedna je od prvih i temeljnih odlika sedimentnih stijena koja se opaža na terenu (sl. 3–2).

Sloj (*bed*) je geološko tijelo uglavnom jednoličnog sastava i jednoličnih ili genetski sličnih unutarnjih teksturno-strukturnih značajki po cijeloj svojoj debljini (sl. 3–2). Od sedimenata u krovini i podini odvojen je nekakvim diskontinuitetom, otvorenim međuslojnim površinama, bilo zbog promjene granulometrijskog, mineraloškog ili litološkog sastava, bilo orijentacijom, rasporedom i načinom pakiranja sastojaka ili promjenama udjela i vrste fosilne flore i faune ili organske tvari.

Debljina istog sloja nije, međutim, bočno uvijek jednaka, nego varira u širokim granicama, ovisno o morfologiji podine, mehanizmu, načinu i uvjetima taloženja, teksturno-strukturnim oblicima unutar



Slika 3–2 Dobro razvijena slojevitost s jasno otvorenim slojnim površinama: izmjena čvrsto litificiranih slojeva kalklititnih pješčenjaka i slabo litificiranih slojeva prahovitih lapora u flišnim sedimentima na jugozapadnoj obali Paškog zaljeva, otok Pag.

sloja, na gornjim i donjim slojnim površinama. Općenito, sloj se u pravilu može smatrati lećastim, konusnim ili nepravilnim tijelom različite debljine i prostiranja, a u određenim uvjetima i okolišima taloženja i tijelom jasno klinastog oblika, kako je to, primjerice, slučaj kod *foresetova* podvodnih dina (odjeljak 17.4.3).

Diskontinuitet, odnosno odvajanje pojedinih slojeva može biti mehanički, ako između slojeva postoje otvorene **slojne površine** ili **slojne ravnine**, pa je to na terenu najizraženiji tip slojevitosti ili stratifikacije (sl. 3–2). Slojevitost može biti jasno izražena i ako nema mehaničkog odvajanja – otvorenih slojnih površina – zbog izmjene sitnijih i krupnijih sastojaka, raspodjele fosila, organske tvari, promjene boje, poroznosti i načina cementacije ili promjene oblika, vrste mineralnih sastojaka stijene i promjene unutarslojnih obilježja (dijelovi stijenske mase pokazuju kosu, gradacijsku, valovitu ili flazersku slojevitost, horizontalnu ili kosu laminaciju, konvoluciju i sl.).

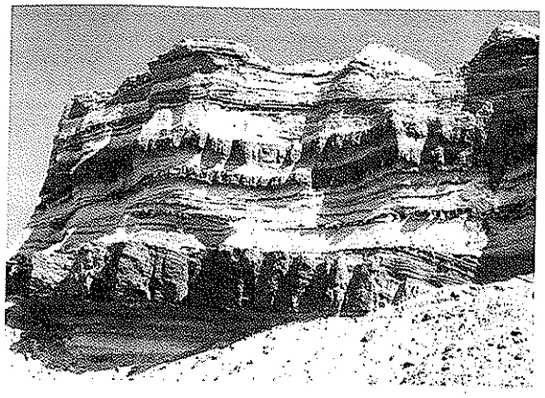
Slojevi mogu biti međusobno odvojeni tanjim, obično mekanim **proslojcima, međuslojevima** ili **interkalacijama** i **laminama**, kao što su glina, mulj, lapor ili pijesak, uloženim između čvrstih slojeva pješčenjaka, konglomerata, rožnjaka i sl. Čvrsto litificirani sloj i mekani krovinski ili podinski međuslojevi ili proslojci na taj način tvore **slojni par** (*bedding couplet*). Ako je međusloj vrlo tanak on samo obilježava slojnu površinu, odnosno tvori litološki i/ili mehanički diskontinuitet.

Set slojeva (*bedset*), odnosno u našem terenskom nazivlju "**paket slojeva**" ("paket naslaga") označava više kontinuirano taloženih, obično litološki homogenih ili genetski postupnim prijelazima litološki povezanih, paralelno orijentiranih slojeva, a **set** označava skupinu kosih slojeva i kosih lamina istog nagiba (vidi odjeljak 3.3.3.2).

U engleskoj terminologiji osim naziva *set* kojim se općenito označava skupina kosih slojeva i lamina istog nagiba, za pobliže označavanje skupine kosih slojeva (debljine >1 cm) istog nagiba koristi se termin **set slojeva** (*bedset*) za razliku od termina **set lamina** (*laminaset*) kojim se označava skupina kosih lamina (debljina <1 cm) istog nagiba.

Hoće li se u nekoj sedimentnoj stijeni pojaviti slojna površina otvorenog tipa često ovisi o intenzitetu trošenja koje uzrokuje pojavu raslojavanja, npr. po površinama horizontalne ili paralelne laminacije, horizontalnim stilolitnim šavovima, glinovitim laminama, slabo cementiranim proslojcima, stromatolitnim proslojcima i sl.

Sedimentne stijene ponegdje mogu biti i bez bilo kakve slojevitosti, pa tada govorimo o **masivnim** ili **neslojevitim stijenama**, što je često slučaj kod breča i kasnodijagenetskih dolomita. Pod nazivom "*masivna stijena*" često se, međutim, misli na stijenu koja nema nikakve unutarnje slojne oblike ili unutarslojne teksturno-strukturne odlike, a ne samo na stijene bez otvorenih slojnih površina.



Slika 3–3 Riječni sedimenti s primjerima različitih vrsta vanjske i unutarnje slojevitosti: planarna kosa slojevitost velikih dimenzija i sekvencije positnjavanja naviše u krupnozrnastim pijescima s uloščima sitnozrnastih šljunaka u riječnim sedimentima s pojedinačnim prudovima unutar glavnog korita donjeg dijela prepletene rijeke Saskatchewan tipa (vidi odjeljak 14.3.2). Slojevi smeđecrvene boje sadrže Fe-okside i hidrokside i obilježavaju razdoblja niskog vodostaja uz izronjavanje taloga i subaerske procese tvorbe hematita. Kvartar – pjeskokop Jerovec kraj Ivanca (Hrvatsko zagorje).

Kod slojevitosti se razlikuje:

- vanjska ili eksterna, ritmična ili ciklička slojevitost, i
- unutarnja ili interna slojevitost.

3.3.2. Vanjska ili eksterna i ciklička slojevitost: postanak i podjela

Vanjska ili **eksterna slojevitost**, odnosno pojava izdvajanja pojedinih slojeva, obično s otvorenim ili jasno obilježenim slojnim površinama, najznačajnija je teksturna odlika sedimentnih stijena. Osnovna jedinica vanjske slojevitosti jest **sloj** nastao kao rezultat taloženja u kontinuiranim i jednoličnim biološkim i/ili fizikalnim i kemijskim uvjetima, kako pri taloženju tako i pri dijagenezi (sl. 3–2 i 3–3).

Među fizikalnim procesima dominantnu ulogu pri tvorbi slojeva imaju način i kontinuitet prijenosa materijala, veličina zrna u odnosu na jačinu i smjer struja i energije vode, valova ili vjetra, i mehanizam taloženja, posebice s obzirom na to jesu li se prijenos materijala i njegovo taloženje zbivali gravitacijskim tokovima, oscilacijskim tokovima, riječnim tokovima ili morskim strujama, strujama plime i oseke ili olujnim valovima.

Među kemijskim parametrima pri tvorbi slojeva svakako su najznačajniji ionska koncentracija, pH, promjena kemijske ravnoteže zbog promjene tlaka i temperature s obzirom na godišnja doba ili globalne klimatske promjene, kao i intenzitet isparavanja i porasta koncentracije soli i sl.

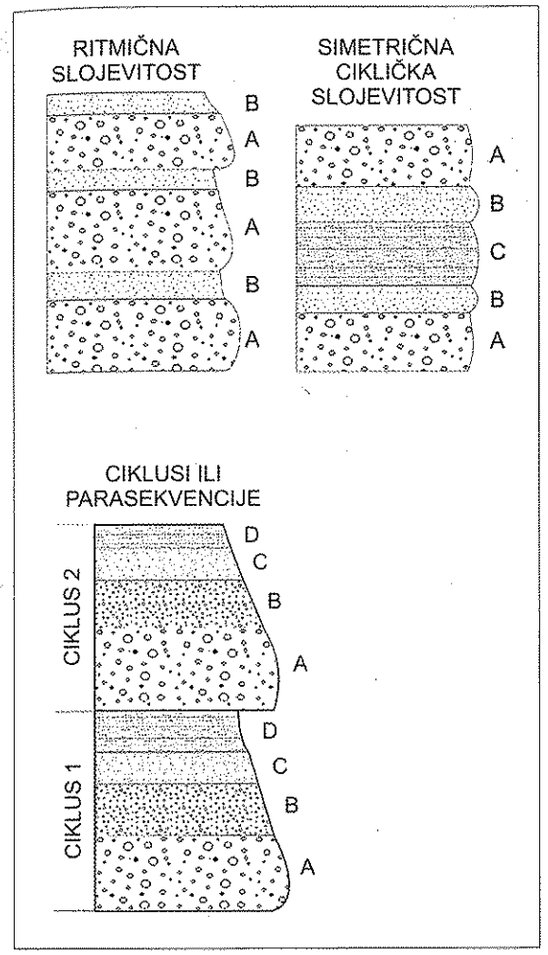
Biološki čimbenici koji utječu na kontinuitet taloženja i tvorbu slojeva su, primjerice, uloga organizama u izlučivanju karbonata ili SiO_2-minerala, kao i sporiji ili brži razvoj i uginuće organizama naglim promjenama ekoloških uvjeta i time varijacija biogenog izlučivanja karbonata i obroka nakupljanja karbonatnih ili silicijskih skeleta.

Pri promjeni bilo kojeg od fizikalnih, kemijskih i bioloških parametara nastupa promjena načina sedimentacije, a time započinje taloženje i oblikovanje novog sloja s drukčijim litološkim, granulometrijskim, vanjskim i unutarnjim teksturno-strukturnim značajkama.

S obzirom na debljine u kojima se zapažaju promjene taloženja čija je posljedica postanak slojevitosti razlikuju se slojevi i lamine. Kao **sloj** smatra se tijelo čija je debljina >1 cm, a **lamini** je debljina <1 cm, pa su s time u vezi i pojmovi **slojevitost**, primjerice "kosa slojevitost", i **laminacija**, npr. "horizontalna laminacija" (odjeljak 3.3.3.1).

Na terenu, na izdanku, prvo se zamjećuje i određuje debljina slojeva i opisuje njihov vertikalni slijed koji može biti manje–više jednoličan, tj. bez značajnijih promjena debljina slojeva, ili može pokazivati izrazitu promjenljivost debljina slojeva, bilo nepravilnog ili pravilnog, odnosno cikličkog ili ritmičnog tipa (sl. 3–4).

Pri korelaciji dvaju ili više geoloških stupova kronostratigrafski istih naslaga već samim izdvajanjem i označavanjem paketa slojeva podjednakih ili različitih debljina mogu se dobiti vrlo korisni podaci o sličnosti ili različitosti uvjeta i okoliša taloženja.



Slika 3–4 Shematski prikaz ritmične i cikličke slojevitosti i ciklusa ili parasekvencija.

Kako bi se pri takvom radu otklonile subjektivne ocjene različitih istraživača potrebna je normizacija slojevitosti prema debljini slojeva. S tim su ciljem nastale brojne podjele slojevitosti prema debljini slojeva od kojih se ovdje navode samo one koje su dali McKee i Weir (1953) i Campbell (1967), kao i podjela prema Vlahoviću (1999), koja se pokazala kao vrlo pogodna pri facijesnoj korelaciji plitkomorskih platformnih karbonata (tablica 3–1).

Pri istraživanju plitkomorskih karbonata, a posebice pri facijesnoj korelaciji plitkomorskih karbonata Jadranske karbonatne platforme, kao i turbiditnih i flišnih sedimenata zbog najučestalijeg pojavljivanja slojeva, bilo samostalnih ili kao pojedinih članova unutar ciklusa oplićavanja naviše i Bouminih sekvencija, u debljinama od 11 do 30, 31 do 60 i 61 do 100 cm, dvije prvospomenute podjele ne daju za korelaciju zadovoljavajuće skupine slojevitosti, pa je povoljnija detaljnija i drukčija podjela prikazana u tablici 3–1.

Slojeve iz kategorije "tanki" ili "vrlo tanki" slojevi, tj. slojeve debljine 1–10 cm, naši geolozi često označavaju kao pločasta slojevitost (npr. "tankopločasti vapnenci", "pločasti pješčenjaci").

3.3.2.1. Ciklička slojevitost: ciklusi i sekvencije

S obzirom na način vertikalnog redanja slojeva različitih ili sličnih litoloških ili teksturno-strukturnih odlika kao posljedica promjena uvjeta taloženja razlikuju se nepravilna slojevitost i pravilna ritmična i/ili ciklička slojevitost.

Nepravilna slojevitost odlikuje se potpuno nepravilnim vertikalnim redanjem slojeva različitog petrografskog tipa ili teksturno-strukturnih oblika, npr. ACBADC, kao posljedica potpuno nepravilnih promjena uvjeta u taložnome prostoru.

Pravilna ili ritmična, odnosno **ciklička slojevitost,** takav je tip slojevitosti kod koje se u vertikalnom slijedu izmjenjuju petrološki i/ili teksturno-strukturno različiti slojevi uz jednoličnu periodičnu ponavljanje takvih izmjena (sl. 3–4).

Skupina slojeva jednog ciklusa ponavljanja naziva se **sekvencija, ciklus, parasekvencija, ciklotema, megaciklus** ili **megasekvencija**, već prema tomu kakvo je periodično ponavljanje s obzirom na debljinu, vrijeme trajanja taloženja ili način postanka. Međutim, ritmičnost i cikličnost strogo se ne razlikuju i često su ta dva termina sinonimi s potpuno istim značenjem, premda pojedini autori pod ritmovima razumijevaju pravilnu izmjenu samo dvaju članova, tj. izmjene tipa AB, AB, a izmjene triju i više članova tipa ABCD, ABCD nazivaju ciklusima. Katkad se pod terminom cikličnost pak

PODJELA SLOJEVITOSTI PREMA MCKEEJU I WEIRU (1953)		PODJELA SLOJEVITOSTI PREMA CAMPBELLU (1967)		PODJELA SLOJEVITOSTI PRI FACIJESNIM KORELACIJAMA (VLAHOVIĆ, 1999)	
vrlo debeli	>120 cm	vrlo debeli	>100 cm	izuzetno debeli	>151 cm
debeli	60–120 cm	debeli	30–100 cm	vrlo debeli	101–150 cm
tanki	5–60 cm	srednje debeli	10–30 cm	debeli	61–100 cm
vrlo tanki	1–5 cm	tanki	3–10 cm	srednje debeli	31–60 cm
lamine	0,2–1 cm	vrlo tanki	1–3 cm	tanki	1–30 cm
tanke lamine	<0,2 cm			vrlo tanki	1–10 cm

Tablica 3–1 Podjela slojevitosti na temelju debljine slojeva koju su dali McKee i Weir (1953) i Campbell (1967), te podjela najpovoljnija pri facijesnoj korelaciji plitkovodnih karbonatnih naslaga (Vlahović, 1999).

razumijeva samo simetrična litološka izmjena tipa ABCDCBA (sl. 3–4).

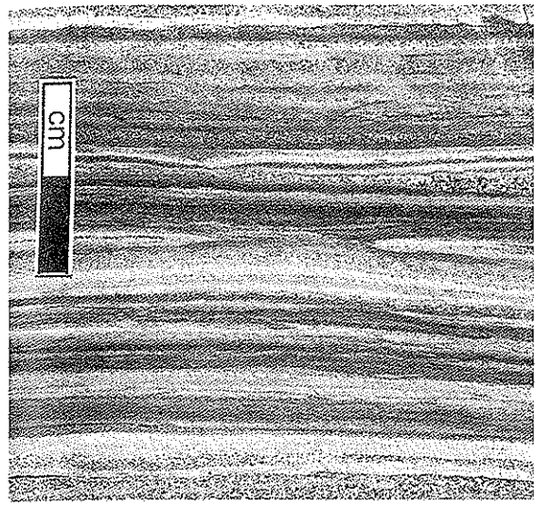
U novijoj sedimentološkoj literaturi pravilno ritmično redanje triju ili više litoloških, teksturno i genetski različitih slojeva (ABC, ABCD) obično se naziva ritmična ili ciklička slojevitost, a jedna sekvencija ponavljanja **taložni ciklus** (*depositional cycle*) ili općenito ciklička sekvencija (*cyclic sequence*), odnosno samo **ciklus** (sl. 3–4), a ako su to ciklusi manjih, decimetarskih do metarskih dimenzija **parasekvencija** (Vail i dr., 1991; Tucker, 1993), o čemu se podrobnije govori u poglavlju 11.4.

Vrlo ilustrativni primjeri ritmične slojevitosti s jasno istaknutim sekvencijama su *turbiditi i flišni sedimenti s Bouminim sekvencijama* (sl. 2–1, 3–2, 20–2 i 20–3), *ciklusi positnjavanja naviše meandarskih prudova* (sl. 14–9C) ili *aluvijalni ciklusi positnjavanja naviše* (sl. 14–10). Kod karbonatnih sedimenata vrlo su dobri primjeri ritmično taloženi vapnenci periplimnih okoliša s *ciklusima oplićavanja naviše* i *ciklusima pokrupnjavanja naviše* koji su, primjerice, karakteristični u vapnencima nastalim u okolišima plimnih prudova i prigodom migracije ooidnih pijesaka i kršja grebenotvornih organizama pri postupnom oplićivanju i stalnom porastu energije vode (Tišljar, 2001).

Pri terenskim istraživanjima i izdvajanjima ritmičnosti i cikličkih sekvencija potrebno je odrediti debljine pojedinih slojeva ili članova i debljinu svake pojedine cikličke sekvencije, jer to ima veliko značenje za sedimentološku i sekvencijsko-stratigrafsku interpretaciju (poglavlje 11.4).

S obzirom na debljine pojedinih slojeva (članova) i debljine cikličkih sekvencija ili ciklusa razlikuju se:

- **laminacijski ciklusi ili ciklusi dimenzija varva** (*varve-scale lamination*) milimetarsko–centimetarskih debljina (sl. 3–5)
- **ciklusi dimenzija slojeva** (*bed-scale cycles*) centimetarsko–metarskih debljina su ciklusi petog reda čije je taloženje trajalo između 10 i 100 tisuća godina (sl. 3–4C, 3–2, 20–3). Po nomenklaturi Vaila i dr. (1991) ciklusi dimenzija slojeva – posebice u karbonatnim sedimentima – nazivaju se *parasekvencije*. Smatra se da su ili nastali autocikličkim taložnim procesima, ili da predstavljaju glacijalno-eustatičke varijacije morske razine, odnosno tzv. Milankovićeve ritmove – periodičke cikluse otapanja polarnog leda (Einsele, 1992).
- **ciklusi terenskih dimenzija** (*field-scale cycles*) uključuju cikluse ili parasekvencije trećeg i četvrtog reda s taloženjem u trajanju uglavnom od 100 tisuća do 10 milijuna godina, tj. ciklusi četvrtog reda od 100 tisuća do milijun, a trećeg reda od 1 do 10 milijuna godina (poglavlje 11.4). To su ciklusi koji se najčešće zapažaju na izdancima na terenu i obično imaju debljinu od nekoliko decimetara do nekoliko metara.
- **megaciklusi** ili **megasekvencije**, poznati još pod imenom **makrociklusi**, **makrosekvencije** ili **superciklusi** (*macrocycles, macrosequences, macro-scale sequences, supercycles*) pripadaju ciklusima drugog i prvog reda taloženim kroz jako dugo vrijeme reda veličine 10 do 100 i više milijuna godina (poglavlje 11.4). Zbog svojih velikih debljina (100 m do nekoliko kilometara) ne mogu se izravno opažati na terenu. Posljedica su dugotrajnih tektonskih procesa povezanih s ekstenzijom i termalnom kontrakcijom Zemljine kore, subdukcijama i širenjem oceanskih površina. Uobičajeni naziv za takve cikličke megasekvencije velike debljine, posebice kod karbonatnih platformnih sedimenata, jest **makrosekvencija** ili **makrociklus** (poglavlje 11.4).



Slika 3–5 Horizontalna laminacija s izmjenama svijetlih pjeskovito–prahovitih, odnosno pretežito prahovitih, i tamnijih laporovitih lamina kao posljedica promjena energije vode, a moguće i njezine temperature (ciklusi ljeto–zima), tj. termokline i njezinog poremećaja. Sarmat, bušotina Pavljani–6, dubina 1137,8 m (foto: V. Veseli).

Kako je često puta pri terenskim istraživanjima teško ili nemoguće odrediti kojem genetskom tipu ili redu pripadaju ciklusi (sekvencije) obično se koristi jednostavno razlikovanje ciklusa na temelju njihovih dimenzija, tj. izdvajanja i opisivanja poput: ciklusi dimenzija varva (= laminacijski ciklusi), ciklusi centimetarsko–decimetarskih debljina, ciklusi decimetarsko–metarskih debljina, ciklusi debljina više desetaka metara i makrociklusi ili makrosekvencije, ako su im debljine veće od više desetaka ili stotina metara.

S obzirom na način postanka razlikuju se dvije temeljne skupine cikličkih sekvencija ili ciklusa: autocikličke i alocikličke.

Autocikličke sekvencije *prvenstveno su posljedica varijacija taložnih procesa koji su se zbivali unutar samog taložnog prostora neovisno o vanjskim utjecajima, i njihovi su slojevi ograničeni samo stratigrafskim kontinuitetom*. Primjeri autocikličkih sekvencija su *tempestitni i turbiditni ciklus,* manji *riječni ciklusi* (odjeljci 19.3.2 i 20.2.3), kao i *peritidalni ciklusi oplićavanja naviše* (vidi Tišljar, 2001).

Alocikličke sekvencije *nastaju kao posljedica varijacija vanjskih čimbenika koji reguliraju taloženje, tj. regionalnih ili globalnih čimbenika izvan samog taložnog prostora*, kao što su globalna tektonika, klimatske promjene i globalne oscilacije morske razine (periodička dizanja i spuštanja razine svjetskih mora). Takvi procesi uzrokuju cikličke fenomene taloženja na velikom prostoru i širokoj bočnoj rasprostranjenosti, odnosno takva se cikličnost manifestira u istom vremenskom razdoblju na velikim prostorima u više taložnih prostora, pa čak i na više kontinenata. Alocikličke sekvencije zbog toga imaju veliko značenje za regionalne korelacije općih promjena uvjeta taloženja.

Razlikovanje alocikličkih od autocikličkih sekvencija je često puta jako otežano ili onemogućeno, posebice u slučajevima ako je cikličnost uzrokovana regionalnom i lokalnom tektonikom unutar jednog sedimentacijskog prostora, a praćena je pretaloživanjem krupnozrnastih sedimenata (Einsele, 1992).

3.3.3. Unutarnja ili interna slojevitost: unutarslojni oblici

Svi oblici i značajke unutar jednog sloja određuju unutarnju slojevitost (sl. 3–3, 3–5, 3–6, 3–8 i 3–9). Najčešće – i za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja najvažnije – vrste unutarnje slojevitosti su: lisnatost, horizontalna i vijugava laminacija ili konvolucija, kosa laminacija ili kosa slojevitost (posebice planarna, koritasta i humčasta kosa slojevitost), te flazerska, lećasta, valovita i gradacijska slojevitost i strukture nastale istiskivanjem vode.

3.3.3.1. Lisnatost, horizontalna i vijugava laminacija ili konvolucija

Lisnatost je odlika sitnozrnastih pelitnih sedimenata, uglavnom šejlova, koji se zbog paralelnog redanja listićavih mineralnih sastojaka – filosilikata, raspadaju ili listaju u tanke listiće podjednakih debljina.

Paralelno redanje listićavih mineralnih sastojaka dijelom nastaje već pri taloženju, a velikim je dijelom posljedica procesa zbijanja taloga i prestrukturiranja listićavih minerala iz rahlog rasporeda poznatog kao struktura "kuće od karata" ili "saćasta struktura" u jače zbijeni, međusobno i slojnoj površini pararalelan raspored (vidi odjeljak 7.2.1).

Horizontalna (paralelna) laminacija vrsta je interne slojevitosti kod koje je pojedini sloj sastavljen od mnogo tankih (0,1–10 mm), slojnoj površini paralelnih lamina od kojih se svaka pojedina odlikuje jednoličnim granulometrijskim i petrografskim sastavom, a uglavnom nastaje kao posljedica bržih ili sporijih promjena u taloženju sitnozrnastog detritusa dimenzija gline, praha i sitnog pijeska ili promjena u temperaturi i koncentraciji vode zbog kojih se može taložiti više ili manje karbonatnog ili glinovitog materijala.

Lamine pretežito sastavljene od karbonatne komponente, kao i od siliciklastičnih zrnaca dimenzija sitnog pijeska i krupnog do srednjeg praha, obično su svjetlije boje od lamina koje sadrže više glinovite komponente i organske tvari (sl. 3–5, 7–3 i 7–5).

Osim razlike u litološkom i granulometrijskom sastavu horizontalna laminacija može biti uzrokovana i jasno vidljiva i zbog od lamine do lamine različitih udjela paralelno orijentiranih listićavih minerala – tinjaca i klorita ili sitnih organskih ostataka.

Smatra se da pri postanku horizontalne laminacije s izmjenama lamina različitog granulometrijskog ili mineralnog sastava bitnu ulogu ima manje–više kontinuirano taloženje vrlo sitnog detritusa iz suspenzije debelog vodenog stupa iznad dna uz varijacije brzine sedimentacije uzrokovane hidrodinamičkim promjenama ili sezonskim klimatskim promjenama. Promjene u hidrodinamičkom režimu, primjerice energiji i brzini strujanja vode ili pri turbiditnim strujama, uvjetuju promjene u količini donosa i obrocima taloženja čestica sitnog pijeska, mulja ili gline. Pretežito taloženje muljevitog i glinovitog detritusa može povremeno biti prekidano brzim taloženjem muljevitog i pješčanog detritusa iz slabih turbiditnih struja koje su se kretale blizu dna (postanak lamina krupnijeg zrna). Takve lamine imaju oštru donju površinu s tragovima erozije i unutar lamina slabu gradaciju, a gornja im se površina postupno gubi u gornjoj sitnozrnastoj lamini, kako je to primjerice slučaj u sitnozrnastim ili muljnim turbiditima (odjeljak 20.2.3.2)

Varijacije obroka taloženja, kao i promjena vrsta taloga, mogu biti uzrokovane sezonskim klimatskim promjenama, tj. mogu biti posljedica sezonskih promjena temperature vode i gustoće suspenzije, što je obično povezano s većim ili manjim obrocima izlučivanja karbonata i taloženja čestica gline sa ili bez zrnaca praha. To uzrokuje od sezone do sezone, odnosno od lamine do lamine promjenu granulometrijskog, litološkog ili mineralnog sastava taloga, primjerice ljeti iz tople vode pretežito karbonata, a u jesen i zimi iz hladne vode pretežito gline.

Horizontalna laminacija nastala kao posljedica sezonskih klimatskih promjena temperature i viskoznosti vode, gustoće suspenzije i koncentracije iona tijekom izmjena godišnjih doba poznata je pod imenom **varve**. Tako se, primjerice, razlikuju glacijalne varve (poglavlje 13.2), neglacijalne godišnje varve, jezerske varve i evaporitne varve. Evaporitne varve nastaju u slučajevima kad se poslije glinovito–prahovitih i karbonatnih lamina tijekom ljetnih mjeseci u uvjetima suhe i tople klime zbog jake evaporacije izlučuje i tanka lamina gipsa, halita ili anhidrita (Tišljar, 2001).

Horizontalna laminacija posebno je značajna i česta u sedimentima taloženim iz turbiditnih struja: u turbiditnim intervalima T_b i T_d Boumine sekvencije (odjeljak 20.2.3.1.2, sl. 20–2 i 20–3), kao i sitnozrnastim ili muljnim turbiditima (sl. 20–10).

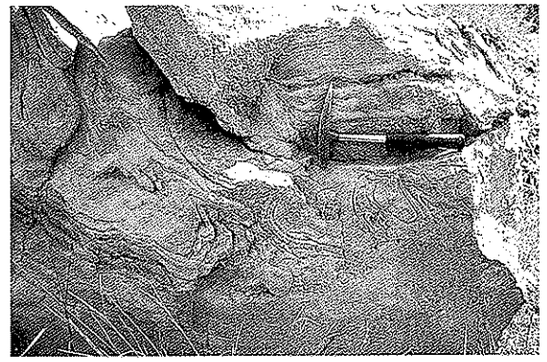
Višegodišnjim taloženjem varva nastaje laminacijska cikličnost dimenzija ***varva***. Osobito lijepe primjere tanke horizontalne laminacije tipa varva nalazimo u jezerskim sedimentima sarmata Panonskog bazena (Tišljar, 2001).

Horizontalna laminacija može nastati i postsedimentacijskim likvefakcijskim procesima u obliku konsolidacijskih ili dijagenetskih lamina (vidi: strukture nastale istiskivanjem vode – odjeljak 3.3.3.5).

Poseban tip horizontalne laminacije ili slojevitosti je **"flat" slojevitost** (*flat-bedding*) pri kojoj unutar sloja naviše postoje svi međusobni postupni prijelazi od horizontalne u blago kosu slojevitost, a kritični kut između horizontalnih i kosih lamina pritom nije strogo određen. "Flat" laminacija je posebno značajna u tempestitima, odnosno kao posebni F član u tempestitnoj sekvenciji (sl. 19–2).

Konvolucija ili **vijugava slojevitost** (*convolute lamination, convolute bedding*) posebni je tip intraformacijske deformacijske slojevitosti ili laminacije koja se unutar sloja odlikuje vijugavim i deformiranim laminama, a općenito je najljepše i najčešće razvijena u sitnozrnastim pjeskovitim, prahovitim i muljevitim sedimentima, posebice u intervalu T_c Boumine turbiditne sekvencije (sl. 3–6 i 20–3).

Postanak konvolucije može biti različit, a najčešće nastaje kao posljedica hidroplastičnih deformacija još neočvrsnutih taloga pri jakim vodenim strujama koje teku iznad takvih sedimenata. Do deformacije prvobitno horizontalno laminiranog taloga može doći i zbog međusobnog trenja između struje toka i taloga (Sanders, 1965). Osim toga, može nastati i u postsedimentacijskoj fazi kao posljedica hidroplastičnih deformacija zbog naglog istiskivanja porne vode (vidi strukture nastale istiskivanjem vode – odjeljak 3.3.3.5), pri fluidizaciji i likvefakciji (Lowe, 1975), ali i kao posljedica utiskivanja (Reineck i Singh, 1973), te pri naglom izlasku plinova iz taloga.



Slika 3–6 Vijugava laminacija ili konvolucija – interval T_c Boumine sekvencije, eocenski fliš područja Slanog potoka – Vinodol.

3.3.3.2. Kosa slojevitost i kosa laminacija

Kosa slojevitost (*cross-bedding, cross-stratification*) se, kao što i sam naziv kaže, unutar pojedinog sloja ili nekog sedimentnog tijela odlikuje jednom ili više skupina međusobno paralelnih lamina ili slojeva raspoređenih koso u odnosu na slojnu površinu (sl. 3–3, 3–7, 3–8, 3–9 i 3–10).

Naziv **kosa laminacija** (*cross-lamination*) primjenjuje se samo za kosu slojevitost kod koje su debljine slojeva s kosim jedinicama manje od 1 cm (McKee i Weir, 1953).

Svaka skupina međusobno paralelnih lamina ili slojeva sastavljena od kosih jedinica istog nagiba naziva se *set*, u engleskoj literaturi *set lamina* (*laminaset*), odnosno *set slojeva* (*bedset*) ako se želi naglasiti da sloj nositelj kosih jedinica ima debljinu veću od 1 cm. Više grupiranih setova, odvojenih graničnim, obično erozijskim površinama tvori *koset* (*coset*), ili "*složeni koset*" (*composite coset*) ako se sastoji od više tipova koseta koji se u vertikalnom slijedu ciklički ponavljaju (sl. 3–7).

Kososlojeviti paketi sa setovima koji su nagnuti u smjeru struje, odnosno niz čiji nagib je određen

Slika 3–7 Kosa slojevitost velikih dimenzija sastavljena od više pojedinačnih setova različitih kutova nagiba kosih slojeva koji tvore koset. Setovi su međusobno odvojeni graničnim erozijskim površinama, i u pravilu zbog različitog stupnja cementacije i litifikacije različito podložni trošenju (ističu se dobro cementirani krupnozrnastiji *foresetovi*). Badenski kososlojeviti biokalkareniti – podvodne (subakvatske) dine ("pješčani valovi") kod sela Podvrško na jugoistočnim obroncima Psunja.

i smjer donosa materijala ili paleotoka, poznati su kao *prednji set* (*foreset*), kako je to, primjerice, čest slučaj na čelu delte (sl. 16–1), u velikim strujnim riplovima ili podvodnim (subakvatskim) dinama (odjeljak 17.4.3, sl. 3–7).

Za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja kosa slojevitost i kosa laminacija su jedna od najvažnijih unutarslojnih odlika, posebice u konglomeratima i pješčenjacima. Međutim, kosa slojevitost je isto tako izuzetno važna značajka i za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja grejnstonsko–radstonskih vapnenaca taloženih u visokoenergijskim plićacima (Tišljar, 2001).

Kosa slojevitost je važna dijagnostička odlika jer se njome mogu odrediti smjerovi paleotransporta i interpretirati okoliši taloženja i hidrodinamički uvjeti u njima. Pri određivanju smjerova paleotransporta obrađuju se podaci velikog broja mjerenja kose slojevitosti, koja se na terenu izvode na očišćenim slojnim površinama i presjecima slojeva koji omogućuju mjerenje elemenata nagiba i pružanja sloja nositelja i nagiba kosih slojeva i/ili lamina u njemu. Dobivene se vrijednosti za nagibe slojeva i kosih lamina nanose na *Schmidtov dijagram* tako da se ravnina sloja i ravnine kosih lamina prikazuju trasama. Pravci u kojima se te trase sijeku daju na dijagramu točke ili polove. Po trasi sloja odbroji se 90° u smjeru relativnog nagiba kosih lamina i tako dobivena točka predstavlja projekciju smjera paleotransporta u ravnini sloja. Ako je sloj na terenu bio nagnut zbog postsedimentacijske tektonike, što je vrlo čest slučaj, na dijagramu se mora izvesti rotacija sloja u vodoravni položaj, tj. rotacija za kut nagiba sloja, da bi se dobio smjer paleotransporta u ravnini u kojoj je sediment bio u okolišu tijekom taloženja.

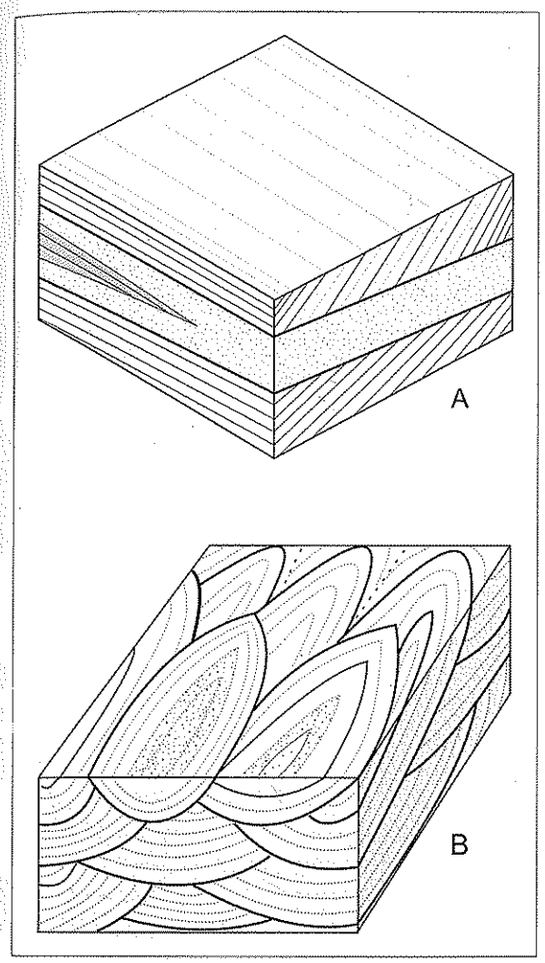
S obzirom na debljine pojedinih jedinica kose slojevitosti razlikuju se kosa slojevitost malih dimenzija i kosa slojevitost velikih dimenzija (Reineck i Singh, 1973).

Kosa slojevitost malih dimenzija (*small-scale cross-bedding*) ima debljine pojedinih jedinica do najviše 5 cm i obično je to po tipu *planarna kosa slojevitost* ili *koritasta kosa slojevitost* (sl. 3–8). Uglavnom nastaje pri kretanju malih strujnih i valnih riplova (odjeljak 3.4.3).

Kosa slojevitost velikih dimenzija (*large-scale cross-bedding*) ima pojedinačne jedinice kose slojevitosti debljine veće od 5 cm, često i preko 1 do 2 m, a po tipu može biti *planarna* ili *koritasta* (sl. 3–8A). Nastaje na različite načine, osobito pri migraciji megariplova ili podvodnih dina, pješčanih dina, riječnih pješčanih prudova i pijesaka u priobalnim plićacima, kao i pri progradaciji delte.

Kosa slojevitost malih i velikih dimenzija uobičajena je na pješčanom žalu i obalnom licu u zajednici s dugačkim megariplovima ili podvodnim dinama, pri čemu su riplovi obično orijentirani od mora prema obalnoj crti (Einsele, 1992). Na prednjem žalu (*foreshore*) nastaje **kosa slojevitost malih kutova nagiba** (*low-angle cross-bedding*) koja se odlikuje blago koso nagnutim slojevima u smjeru od obalne crte prema moru.

Ako pojedine jedinice kose slojevitosti sadrže setove lamina koji su nastali pri migraciji strujnih riplova malih dimenzija (sl. 3–20), takva se kosa slojevitost obično naziva slojevitost malih riplova (*small-ripple bedding*). Nastaje u uvjetima nižeg strujnog režima ako vodene struje na raspolaganju za prenošenje imaju razmjerno malu količinu nekohezivnog sedimenta uz njegovo intenzivno pretaloživanje (Reineck i Singh, 1973). Slojevitost malih riplova je posebno karakteristična za pješčane sedimente plimne zone i prednjeg žala, riječne meandarske prudove i nasipe.



Slika 3–8 Shematski prikaz planarne (A) i koritaste kose slojevitosti (B).

Ako su pojedine jedinice kose slojevitosti sastavljene od setova koji su nastali migracijom strujnih riplova velikih dimenzija, tzv. megariplova ili podvodnih, odnosno subakvatskih dina, to je **slojevitost megariplova** (*megaripple bedding*). Takvi slojni oblici velikih dimenzija poznati su kao **podvodne dine** (*subaqueous dunes*) čija su glavna odlika *klinostratificirani foresetovi* (odjeljak 3.4.3.2). Slojevitost megariplova je po obliku ista kao i slojevitost malih riplova, a od nje se razlikuje po većim dimenzijama i debljinama pojedinih jedinica koje su veće od 4 cm, a mogu biti i veće od 1 m. Nastaje migracijom velikih strujnih riplova (*megacurrent ripples*) ili podvodnih dina uglavnom sastavljenih od pijesaka i šljunaka prenošenih višom energijom i brzinom vode od one u kojima nastaje slojevitost malih riplova.

Prema obliku i značajkama kosih lamina razlikuju se:

- planarna i tabularna kosa slojevitost,
- koritasta kosa slojevitost, i
- humčasta kosa slojevitost.

3.3.3.2.1. Planarna i tabularna kosa slojevitost

Planarna kosa slojevitost (*planar cross-bedding*) odlikuje se manje–više ravnim (planarnim) graničnim površinama jedinica koje pripadaju laminama ili kosim slojevima istog nagiba, tj. granične površine između pojedinih setova su ravne, a unutar sloja nisu međusobno paralelne (sl. 3–3, 3–8 i 3–20A, B).

Planarna kosa slojevitost je karakteristična za riječne sedimente taložene u visokom režimu toka, tj. tokove s brzinama većim od 0,4 m/s, iz kojih se talože planarno koso slojeviti pjeskoviti šljunci i/ili matriksnopotporni šljunci. Ona je česta i u riječnim pijescima taloženim iz tokova niskog režima (brzine manje od 0,4 m/s), osobito u pijescima poprečnih prudova, te zajedno s koritastom kosom slojevitošću u šljunčano–pješčanim talozima središnjih dijelova i pijescima distalnih dijelova prepletenih rijeka kao i u središnjim i vršnim dijelovima ciklusa positnjavanja naviše (*fining-upward cycles*) nastalih migracijom prudova meandrirajućih rijeka (odjeljak 14.4.2 i sl. 3–3, 14–7, 14–9 i 14–10).

Planarna kosa slojevitost s malim kutom nagiba kosih lamina je u zajednici s koritastom kosom

slojevitošću redovito razvijena unutar riplova u pijescima gornjeg dijela potopljenog žala ili obalnog lica, posebice u barijerno–plažnom kompleksu i u riječnim prudovima, a s nagibom kosih slojeva od 10–30° na prednjem žalu i u plimnim kanalima (odjeljci 17.2.1.2 i 17.4.2.2).

Planarna kosa slojevitost velikih dimenzija najvažnija je značajka slojnih oblika eolskih dina, poglavito poprečnih dina u kojima su kose lamine nagnute pod kutom od približno 30° u smjeru puhanja vjetra, tj. na zavjetrinsku stranu dine (*dune lee side*), a redovito nastaje i u pješčanim dinama barijernih otoka na žalima s dominacijom valova, u *foresetovima* podvodnih dina (poglavlje 17.4.3 i sl. 3–20C), u riječnim prudovima i u deltama Gilbertovog tipa (sl. 16–2).

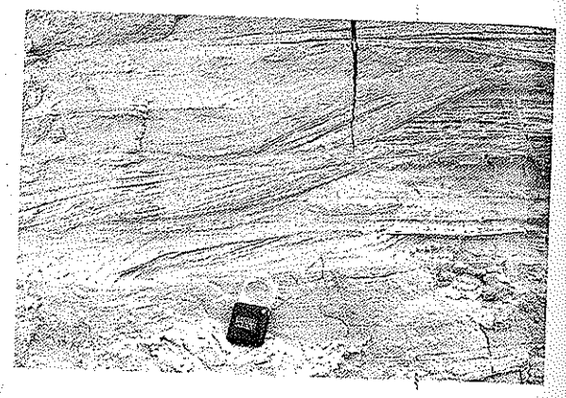
Ako se u profilu paralelnom s nagibom lamina kut lamina naniže asimptotski približava nagibu osnovice to je **asimptotska (tangencijalna) kosa slojevitost**.

Tabularna kosa slojevitost (sl. 3–8) *je posebna vrsta planarne kose slojevitosti kod koje su granične površine između pojedinih setova ravne, a unutar sloja imaju međusobno paralelni položaj, tako da na taj način zatvaraju jedinice – setove – koji imaju oblik ploče* (*tabule*).

Tabularna kosa slojevitost pojavljuje se u riječnim, deltnim, plimno–prudnim i potplimnim (*subtidal*), te eolskim okolišima. Posebna vrsta tabularne kose slojevitosti je *kosa slojevitost riblje kosti* (*herring-bone cross-bedding*) kod koje kose lamine dvaju susjednih setova imaju suprotne smjerove, tj. nagnute su na suprotne strane. Ovaj tip kose slojevitosti vrlo je čest u plitkomorskim sedimentima, obično na plimnim ravnicama (*tidal flat*) i plimnim prudovima (*tidal bar*), gdje jedan set nastaje pri premještanju pijeska strujama plime, a drugi suprotnog nagiba strujama oseke.

3.3.3.2.2. Koritasta kosa slojevitost

Koritasta kosa slojevitost ili **laminacija** (*trough cross-bedding, festoon cross-bedding, trough cross-lamination*) *ima granične površine setova kosih lamina svinutog, koritastog ili žljebastog konkavnog oblika kao posljedicu deranja taloga na dnu*



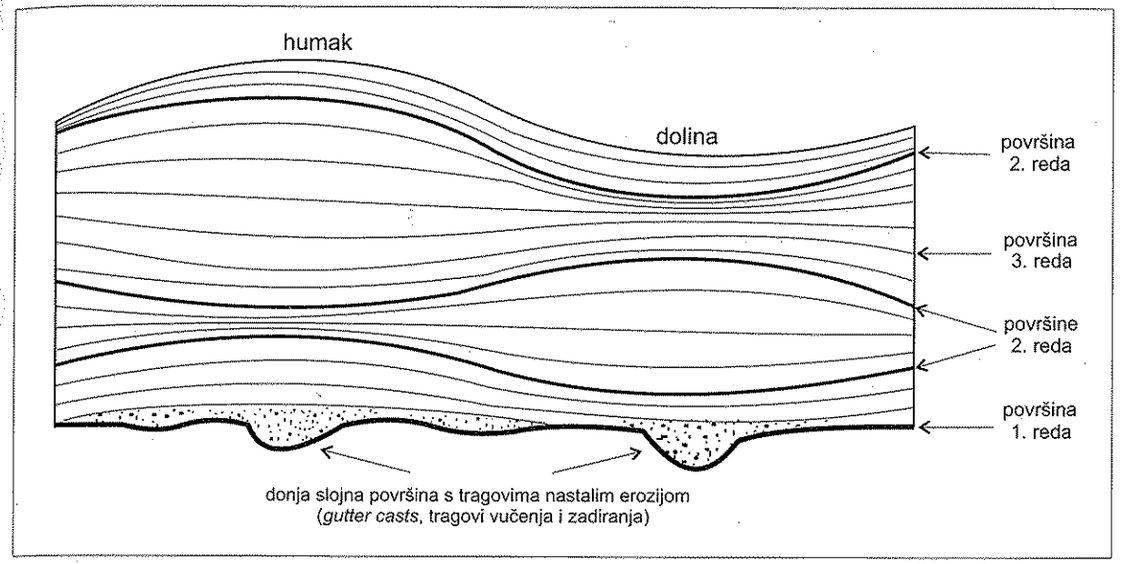
Slika 3–9 Koritasta kosa slojevitost: pješčani prud unutar glavnog korita donjeg dijela prepletene rijeke Saskatchewan tipa. Kvartar – pjeskokop Jerovec kraj Ivanca (Hrvatsko zagorje).

i odmah zatim ispunjavanja nastalih udubljenja (McKee i Weir, 1953).

Ovakav oblik kosih lamina može se najbolje vidjeti na izdanku s dva okomita presjeka. Na presjeku paralelnom s osima korita koritasta kosa slojevitost može imati isti izgled kao i planarna kosa slojevitost, a u presjeku okomitom na osi korita vidljiv je koritasti oblik kosih lamina (sl. 3–8B, 3–9 i 3–20B, C). Unutar sloja redovito se pojavljuje više setova i kosetova sličnih debljina. Duža os konkavnih oblika, tj. duža os korita nastalih erozijskim deranjem vrtložnih struja po dnu, uvijek je paralelna sa strujnim tokom. Korita se zatim ispunjavaju pješčanim talogom pri migraciji pijesaka nošenih vrtložnim tokom.

U engleskoj literaturi se kao sinonim za *trough cross-bedding* često koristi i termin *crescent-type cross-bedding*, a ponegdje i naziv *festoon cross-bedding*.

Festoon cross-bedding (*festoon* = kita cvijeća, cvjetni lanac ili vez) *poseban je tip koritaste kose slojevitosti koja se sastoji od izduženih, poluelipsoidalnih, erozijom udubljenih korita ispunjenih setovima tankih lamina uglavnom oblikovanih prema morfologiji korita*. Pritom su tako isprepleteni setovi međusobno erodirani, pa su se obično očuvali samo njihovi pojedini dijelovi. Budući da su slojevi



Slika 3–10 Shematski prikaz humčaste kose slojevitosti s površinama prvog, drugog i trećeg reda.

s takvom vrstom kose slojevitosti taloženi na konkavnim površinama, njihove donje granične površine, kao i setovi kosih lamina, imaju koritasti oblik.

Koritasta kosa slojevitost je posebno karakteristična, zajedno s planarnom kosom slojevitošću, za šljunčano–pješčane taloge središnjih dijelova prepletenih rijeka, pješčane taloge distalnih područja prepletenih rijeka (sl. 3–3, 3–9, 14–8), kao i za središnje i gornje dijelove ciklusa pozitnjavanja naviše nastalih migracijom prudova meandrirajućih rijeka (sl. 14–9C).

Koritasta kosa slojevitost zajedno s planarnom kosom slojevitošću s malim kutom nagiba kosih lamina nastaje u pješčanim talozima gornjeg dijela obalnog lica (*upper shoreface*), posebice u velikim riplovima, tj. "pješčanim valovima" i "megariplovima" ili subakvatskim dinama (3–20A, C), u barijerno–plažnom kompleksu, u plimnim kanalima i deltama.

Koritasta kosa slojevitost velikih dimenzija karakteristična je za eolske dine i velike riplove ili podvodne 3D-dine (sl. 3–20C), meandarske prudove (sl. 14–9C) i ispune riječnih kanala (sl. 14–8), a *koritasta kosa slojevitost u obliku malih setova* za valovite riplove malih dimenzija (sl. 3–20B), kao i sitnozrnaste pješčane riječne sedimente taložene u uvjetima niskog režima toka. U potonjem slučaju ona se u pravilu pojavljuje u donjem dijelu riječnih kanala u obliku sitnozrnastih klastnopotpornih šljunčanih ispuna.

3.3.3.2.3. Humčasta kosa slojevitost

Humčasta kosa slojevitost (*hummocky cross-stratification – HCS*) poseban je oblik kose slojevitosti koja se odlikuje valovito humčastim ili brežuljkastim setovima kosih lamina koje su usporedne s osnovicom, ali i blago valovite. Na taj se način jedan iznad drugog izmjenjuju konkavno i konveksno povijeni oblici, pri čemu humke ili brežuljke čine najviši konveksni dijelovi setova, a donje granične površine setova su erozijske i obično nagnute uglavnom pod kutem do 10°, a mjestimice i do 15° (sl. 3–10).

U starijim radovima, sve dok termin "humčasta kosa slojevitost" po prvi puta nije spomenut od Harmsa i dr. (1975), za takvu su kosu slojevitost

postojala različita imena, primjerice "lamine odsječenih valnih riplova" (*truncated wave-ripple laminae*) i "odsječeni megariplovi" (*truncated megaripples*).

Humčasta se kosa slojevitost u pravilu nalazi u talozima koji po granulometrijskom sastavu pripadaju krupnom prahu i sitnom pijesku (0,03–0,25 mm – vidi sl. 4–1), a rjeđe i u sedimentu nešto krupnijih zrna. Debljina lamina stalno bočno varira uz postupno smanjivanje kuta nagiba, i to tako da su iznosi nagiba i smjerovi lamina paralelni s podinskim površinama nastalim deranjem ili ispiranjem taloga na dnu. Na taj način nastaje interna slojevitost s humčastim ili konveksnim i dolinastim ili konkavnim koso laminiranim oblicima. Pojedinačni setovi kosih lamina imaju mali kut nagiba lamina (<10, najviše 15°), a njihove su lamine približno paralelne s donjom graničnom površinom (sl. 3–10).

Pri humčastoj kosoj slojevitosti razlikuju se, s obzirom na hijerarhiju, površine prvog, drugog i trećeg reda (Dott i Bourgeois, 1982).

Površine prvog reda su erozijske, gotovo ravne, ali s lokalnim reljefom visine od nekoliko milimetara do nekoliko centimetara. Odlikuju se tragovima deranja, zadiranja i vučenja (*sole marks*), *guttercast* strukturama i oštrom litološkom promjenom na njih taloženog krupnozrnastijeg *lag*-sedimenta u odnosu na muljeviti talog čijom su erozijom nastale (sl. 3–10).

Površine drugog reda također su erozijske, ali unutar sloja s humčastom kosom slojevitošću. Po njima se izmjenjuju antiformni – humčasti (konveksni) i sinformni – dolinasti (konkavni) oblici (sl. 3–10).

Površine trećeg reda čine granice između pojedinačnih lamina unutar seta humčaste kose slojevitosti (sl. 3–10). Konkordantne su s podinskim površinama drugog reda, pa su time određeni i njihovi oblici i njihova geometrija. Obično su jasno obilježene nakupljanjem tinjaca, biljnih ostataka, gline ili mulja.

Humčasta kosa slojevitost se najčešće nalazi u pješčano–prahovitim talozima u obliku: (a) odijeljenih pješčanih slojeva unutar muljevitih taloga, i (b) u obliku amalgamiranih, tj. u jedan sloj sjedinjenih, pješčanih slojeva.

a) *Odijeljeni pješčani slojevi s humčastom kosom slojevitošću unutar muljevitih taloga* obično su sastavni dio "idealne tempestitne sekvencije" taložene olujnim valovima ispod osnovice valova lijepog vremena (*fairweather wave base*), tj. tempestita. **Idealna tempestitna BPHFXM-sekvencija** (sl. 19–2) sastoji se od sljedećih jedinica: B = bazalni lag, P = paralelna laminacija, H = humčasta kosa slojevitost, F = *flat*-laminacija simetričnih riplova, X = kosa laminacija i M = madston (Dott i Bourgeouis, 1982). Debljina takve potpuno razvijene sekvencije obično iznosi od 10 do 200 cm, ali kompletna sekvencija ne mora uvijek biti razvijena - mogu biti razvijene samo PHFX ili HFXM jedinice (vidi odjeljke 17.2.1.3, 17.4.3 i 19.3.1).

b) *Humčasta kosa slojevitost u obliku amalgamiranih pješčanih slojeva* može se pojaviti unutar slojeva čija debljina iznosi i više metara. Pritom pješčani slojevi ne sadrže muljevite proslojke ili se muljevi pojavljuju samo mjestimice u obliku leća. Osim toga, u takvom slijedu potpuno izostaju ostale jedinice "idealne tempestitne sekvencije". Amalgamirani slojevi s HCS u pravilu se nalaze u slijedu naslaga iznad tempestitnih sekvencija u jasnom regresivnom slijedu, tj. nastaju na manjim dubinama od tempestitnih sekvencija, i karakteristični su za donji dio potopljenog žala ili obalnog lica (*lower shoreface*), a tempestitne sekvencije za prijelaznu obalnu zonu i unutarnji šelf (Cheel i Leckie, 1993), kako je to podrobnije prikazano u odjeljcima 17.2.1.3 i 17.4.3.

Humčasta kosa slojevitost nastaje u plitkomorskim pijescima ispod osnovice valova lijepog vremena, koja se obično nalazi na dubini od 5 do 20 m. Humčasta se kosa slojevitost smatra bitnom značajkom **olujnih sedimenata** ili **tempestita** (*storm deposits, tempestites* – Dott i Bourgeouis, 1982; Surlyk i Noe-Nygaard, 1986; Selley, 1988; Tucker i Wright, 1990; Einsele, 1992; Cheel i Leckie, 1993), kako je to podrobnije prikazano u odjeljku 17.4.3, a karakteristična je i za facijes grejnstonskih vapnenaca taloženih olujnim valovima ispod osnovice valova lijepog vremena. Danas je ona najvažniji kriterij za utvrđivanje olujnih taloga u stijenama taloženim na plitkom šelfu, premda pojava HCS-a sama po sebi ne mora uvijek biti potpuno siguran kriterij za takav okoliš.

Humčasta kosa slojevitost je, naime, većinom očuvana u plitkomorskim talozima nastalim u okolišima na relaciji od plitkog dijela obalnog lica (*shoreface*) do vanjskog šelfa dubine do približno 200 m, posebice u okolišima obalnog lica (potopljenog žala) i prijelazne obalne zone (*offshore-transition*), dakle od osnovice valova lijepog vremena do osnovice valova olujnog vremena (sl. 17–1 i 19–1). Osim toga, pojavljuje se i u velikim morskim zaljevima i u jezerima (Cheel i Leckie, 1993).

Allen (1984) smatra da humčasta kosa slojevitost nastaje pri kombiniranim tokovima kao produkt oscilacijskih tokova generiranih kretanjem vode valovima, a Cheel i Leckie (1993) da ona može nastati pri različitim hidrauličkim procesima djelatnošću oscilacijskih tokova proizvedenih valovima, zatim kombinacijom oscilacijskih i jednosmjernih tokova, kao i djelovanjem isključivo jednosmjernih (unidirekcijskih) tokova.

Humčasta kosa slojevitost koja se nalazi na dubini od 10 do 40 m u recentnim sitnozrnastim pješčanim talozima kontinentalnog šelfa sjeverozapadnog dijela Atlanskog oceana nastala je kombinacijom struja proizvedenih olujnim valovima i geostrofičnih struja (Swift i dr., 1987).

Posebna inačica humčaste kose slojevitosti je **dolinasta kosa slojevitost** (*swaley cross-stratification – SCS*) kod koje su uglavnom očuvani samo konkavni ili dolinasti oblici, dok su konveksni, tj. humčasti ili brežuljkasti oblici rijetkost jer su erodirani morskim strujama. Kut nagiba lamina u konkavnim – dolinastim – oblicima može biti manji od onog kod humčaste kose slojevitosti. Za razliku od HCS dolinasta kosa slojevitost se mnogo češće pojavljuje u srednjozrnastim i krupnozrnastim pješčanim sedimentima. Posebice je lijepo razvijena u plitkomorskim pješčanim talozima obalnog lica ili potopljenog žala, tj. u potplimnoj zoni (odjeljak 17.2.1.3), kao i na unutarnjem šelfu pod utjecajem plimnih struja i unutarnjem šelfu pod utjecajem valova i oluja (poglavlje 19.3 i sl. 19–1 i 19–3).

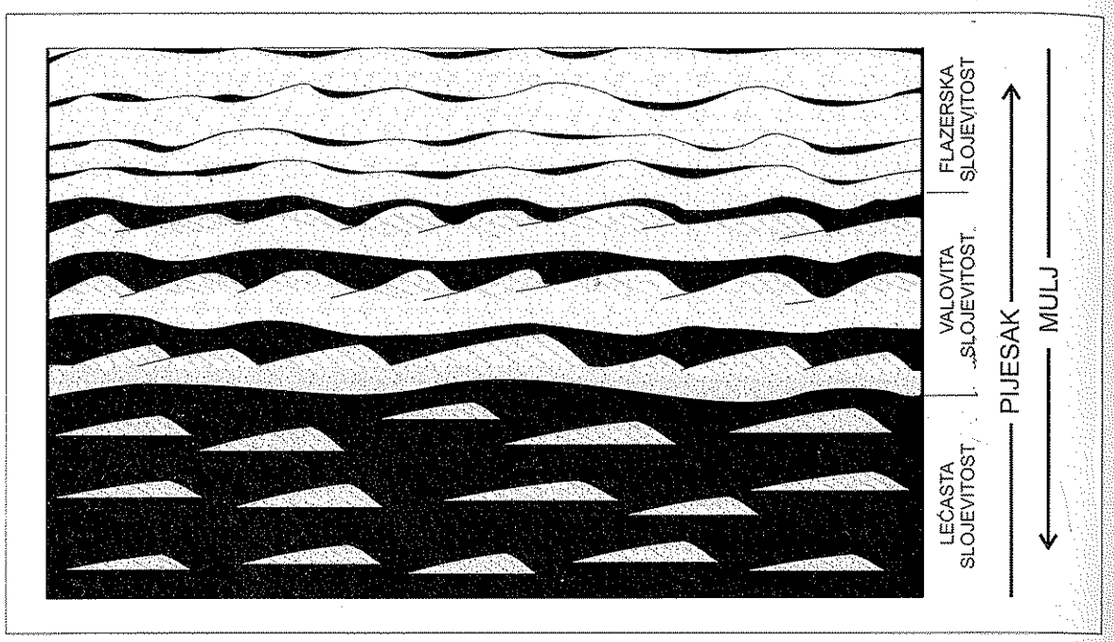
3.3.3.3. Flazerska, valovita i lećasta slojevitost

Flazerska slojevitost (*flaser bedding*) se odlikuje tankim, nepovezanim i nekontinuiranim lećastim uloščima glinovitog i/ili muljevitog taloga unutar udolina pješčanih slojeva s riplovima, a pojavljuje se u sitnozrnastim pjeskovito–prahovitim sedimentima koji sadrže male količine glinovitih i/ili muljevitih taloga (sl. 3–11). Nastaje taloženjem malih količina glinovitog ili muljevitog taloga u razdoblju s niskom energijom vode u udolinama riplova nakon taloženja pijesaka u obliku valnih ili strujnih riplova. Naime, pri jačem strujanju vode po dnu se prenosi i u obliku riplova taloži velika količina pijeska, a pri slabom strujanju vode, odnosno pri njezinoj niskoj energiji kojom nije mogao biti pokretan pijesak, iz suspenzije se taloži samo mulj (glina i prah). Pri ponovnom povećanju energije vode ponavlja se migracija i taloženje pijesaka u obliku valnih ili strujnih riplova, uz očuvanje glinovitog ili muljevitog detritusa od pretaloživanja u udolinama riplova. Bitna značajka flazerske slojevitosti je, prema tomu, pojavljivanje nekontinuiranih uložaka gline ili mulja u udolinama riplova kontinuiranih pješčanih slojeva (sl. 3–11 i 3–12).

Flazerska slojevitost u zajednici s valovitom slojevitošću redovita je značajka pješčano–pelitnih sedimenata taloženih na plimnim ravnicama (sl. 17–5).

Valovita slojevitost (*wavy bedding*) genetski je povezana s flazerskom slojevitošću, a odlikuje se izmjenama pješčanih proslojaka s riplovima na gornjim slojnim površinama i kontinuiranih glinovitih ili muljevitih proslojaka (sl. 3–11). Za razliku od flazerske slojevitosti iznad pijesaka s valnim ili strujnim riplovima talože se, dakle, glinovito–muljeviti talozi u obliku kontinuiranih proslojaka kojima su međusobno odvojeni pješčani valoviti slojevi (sl. 3–11). Pijesak s riplovima taložen je u razdoblju jače, a glina i/ili mulj u razdoblju slabije energije vode, pri čemu je takvo razdoblje u odnosu na ono pri tvorbi flazerske slojevitosti trajalo znatno duže i uz taloženje većih obroka gline i/ili mulja.

Valovita slojevitost u izmjeni s flazerskom i lećastom slojevitošću najčešće nastaje na plimnim ravnicama i u plimnim okolišima i njihovo se



Slika 3–11 Flazerska, valovita i lećasta slojevitost. Flazerska slojevitost se odlikuje nekontinuiranim uloščima mulja ili gline (crno) u udolinama valnih riplova pješčanog sloja, valovita slojevitost s različitim debljinama pješčanih i muljevitih ili glinovitih proslojaka (crno), a značajka lećaste (lentikularne) slojevitosti su leće pješčanog taloga unutar mulja ili gline (crno).

pojavljivanje smatra važnim i tipičnim teksturnim odlikama koje upućuju na uvjete i okoliše taloženja na plimnim ravnicama i u plimnim zonama (odjeljak 17.4.2).

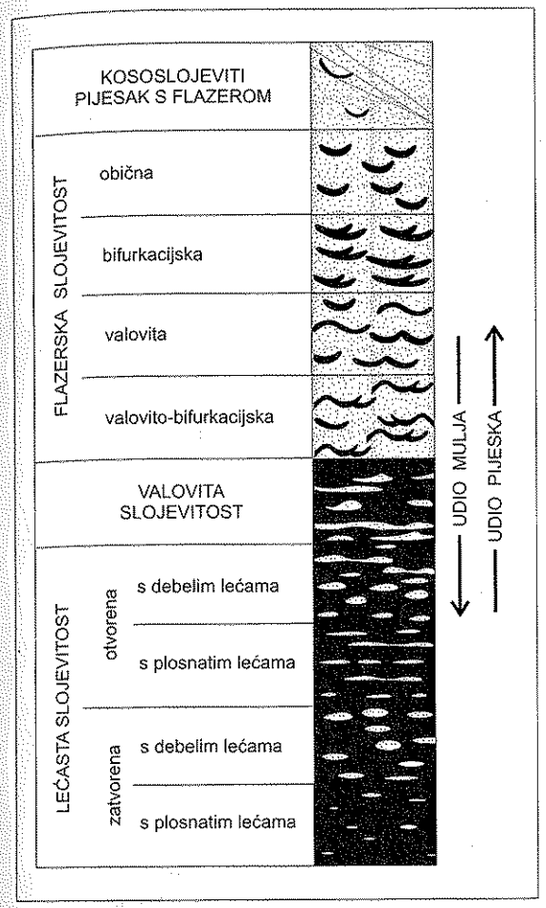
Lećasta ili **lentikularna slojevitost** (*lenticular bedding*) odlikuje se pojavom pojedinačnih, međusobno bočno i vertikalno nepovezanih leća pješčanih taloga unutar glinovito–prahovitih ili muljevitih sedimenata (sl. 3–11). Nastaje u mirnom, plitkovodnom, najčešće potplimnom i plimnom okolišu taloženja, na prostranim plimnim ravnicama, te na čelima morskih delta (*delta front*) i malih jezerskih delta.

U tim okolišima prevladava taloženje glinovito–prahovitog taloga uz samo povremeni, kratkotrajni donos pjeskovitog detritusa povišenom energijom vode, tj. pri jačim strujanjima vode kad se pijesak taloži u obliku izoliranih nepovezanih valnih ili strujnih riplova ili leća. Da bi se pješčani riplovi ili leće mogli očuvati nužno je da se odmah na njih taloži glinoviti ili muljeviti sediment (sl. 3–11).

Flazerska, lećasta i valovita slojevitost imaju veliku važnost pri rekonstrukciji i interpretaciji uvjeta i hidrodinamičkih značajki okoliša taloženja. Postupni prijelazi od flazerske, preko valovite, u lentikularnu slojevitost upućuju na opadanje energije vode, i obratno, od lentikularne preko valovite u flazersku slojevitost upućuju na postupno pojačanje energije vode. S tim je povezan i međusobni odnos udjela taloženja pijeska i glinovito–prahovitog detritusa (sl. 3–12).

3.3.3.4. Gradacijska slojevitost

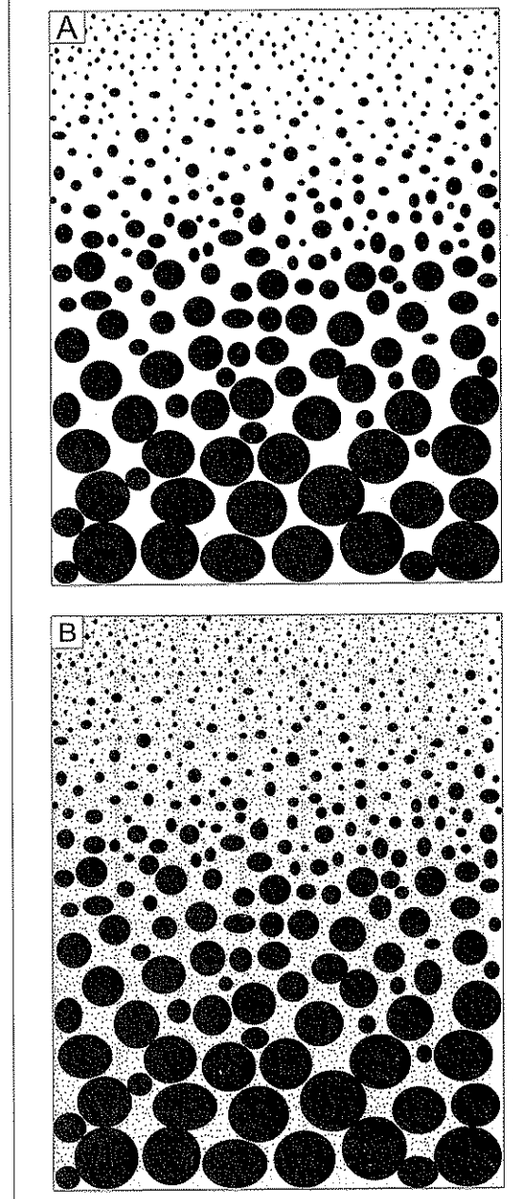
Gradacijska slojevitost (*graded bedding*) posebna je vrsta horizontalne slojevitosti koja se odlikuje



Slika 3–12 Klasifikacija flazerske, valovite i lećaste slojevitosti uz shematski prikaz njihove međusobne genetske povezanosti s obzirom na energiju vode i udio taloženja pijeska i mulja ili gline (iz Reineck i Singh, 1973).

postupnim smanjivanjem veličine zrna od osnovice prema vrhu sloja (sl. 3–13). To je tipična značajka intervala T_a *Boumine turbiditne sekvencije* (sl. 20–2 i 20–3) i ispuna kanala ili korita (sl. 14–4), a i česta odlika krupnozrnastih vulkanoklastičnih (aglomeratnih i lapilnih) sedimenata.

Granulometrijski raspon gradacijske slojevitosti može biti vrlo velik, od šljunčano/konglomeratičnih, preko krupnozrnastih i sitnozrnastih pješčanih do prahovitih sedimenata. Gradirani šljunčano/konglomeratični, brečo-konglomeratični, pješčani ili



Slika 3–13 Dva temeljna tipa gradacijske slojevitosti (iz Reineck i Singh, 1973): A – gradacija bez matriksa u donjem krupnozrnastom dijelu sloja, i B – gradacija sa sitnozrnastim matriksom u donjem krupnozrnastom dijelu sloja.

prahovito–pješčani slojevi obično imaju oštar – u pravilu erozijski – kontakt s obično glinovitim, muljevitim ili laporovitim sedimentima u podini.

S obzirom na granulometrijski sastav detritusa od kojeg se sastoji gradirani sloj razlikuju se dva temeljna tipa gradacijske slojevitosti (Reineck i Singh, 1973), kako je to shematski prikazano na sl. 3–13. To su:

a) *Gradacija bez matriksa u donjem krupnozrnastom dijelu*, čija je bitna značajka da u međuprostorima najkrupnijih zrna ne sadrži sitnozrnasti detritus. Smatra se da je taj tip gradacije posljedica taloženja iz struja s postupnim smanjivanjem brzine i sposobnosti prijenosa detritusa.

b) *Gradacija sa sitnozrnastim matriksom u donjem krupnozrnastom dijelu gradiranog sloja*, čija je značajka da unutar cijelog gradiranog sloja sadrži sitnozrnasti detritus. To je posljedica taloženja iz suspenzije kojom se prenosi detritus svih veličina zrna. Usporedno s taloženjem najkrupnijih, a zatim postupno sve sitnijih i sitnijih zrna pri smanjenju brzine struje taloži se i znatna količina sitnozrnastog detritusa.

Većina sedimenata s gradacijskom slojevitošću pripada gradaciji tipa b, tj. u donjem krupnozrnastom dijelu u međuprostorima većih zrna nalazi se sitnozrnasti matriks.

Gradacijska slojevitost u turbiditima obično nastaje kao posljedica taloženja najprije krupnih zrna iz čela turbiditnog toka, a potom sve sitnijih zrna koja dolaze iza čela toka (odjeljak 20.2.3.1). Takva sedimentacija posljedica je granulometrijske diferencijacije pri formiranju turbiditne struje te razlike u brzinama kretanja i taloženja krupnozrnastog i sitnozrnastog detritusa.

Gradacija može nastati i pri taloženju iz suspenzijskih oblaka (*suspension clouds*), pri sedimentaciji u posljednjoj fazi jakih poplava i plima, pri ispunjavanju riječnih kanala i korita (sl. 14–4), pri periodičnim zamuljivanjima deltnih distribucijskih kanala, te taloženju vulkanoklastičnog materijala pri erupciji vulkana (odjeljak 8.1.3).

Gradacija se uglavnom nalazi u turbiditima, fliševima i talozima podmorskih lepeza i u prodelti, u sedimentima taloženim iz fluidizacijskih tokova, a mjestimice i u pješčanim plitkovodnim sedimentima te u vulkanoklastičnim stijenama. Debljina pojedinog gradiranog sloja u fliševima i srednjozrnastim turbiditima (sl. 20–2 i 20–3) može biti od 2–3 cm pa do obično 20–50 cm, a u pojedinim slučajevima i više od 1 m. Slojevi s gradacijskom slojevitošću nastali u plitkovodnim okolišima su tanki i obično se unutar plitkovodnih sedimenata pojavljuju samo mjestimice. Gradirani slojevi taloženi na plimnim ravnicama i na prednjim žalima (*foreshore*) uglavnom imaju debljinu od nekoliko milimetara do 2 cm, a oni taloženi kao ispune riječnih korita i kanala od nekoliko centimetara do nekoliko metara.

Gradacijska slojevitost kod koje se veličina zrna postupno povećava od osnovice prema vrhu sloja naziva se **obrnuta** ili **inverzna gradacija**.

Normalna i obrnuta gradacija uobičajeni su unutarslojni oblici u pjeskovitim sedimentima taloženim iz detritnih tokova, a obrnuta gradacija u donjem dijelu slojeva taloženih iz zrnskih tokova (sl. 2–2A).

3.3.3.5. Strukture nastale istiskivanjem vode

Strukture nastale istiskivanjem vode iz taloga (*water escape structures*, *fluid escape structures*) pripadaju u postsedimentacijske tvorevine unutar sloja koje su nastale u rahlim, nezbijenim i nekonsolidiranim talozima pri istiskivanju vode ili nekog drugog fluida iz njih i izravno su povezane s fluidizacijskim i likvefakcijskim tokovima (odjeljak 2.2.2.3). Voda ili općenito neki fluid koji se iz taloga na svojem putu naviše probija kroz sediment preraspoređuje zrna taloga i tako u njemu tvori novu strukturu. Deformacije mogu biti izravna posljedica:

– kretanja porne vode kroz talog,
– strujanja nekog fluida i tim fluidom zahvaćenog i prenošenog sedimenta duž mjesta strujanja, ili
– djelovanja sile teže na zrna taloga iz kojeg se istiskuje voda ili neki drugi fluid i time remeti stabilnost taloga.

Istiskivanje vode ili nekog drugog fluida iz nevezanog taloga rezultira konsolidacijom sedimenta, premještanjem i prestrukturiranjem zrna, a time i tvorbom novih struktura, među kojima se prema Loweu (1975) razlikuju četiri temeljna tipa:

1) *Tijela nastala miješanjem mekanih sedimenata* u obliku slojeva i leća kao posljedica unutarnjeg prestrukturiranja tijekom istiskivanja vode. Pritom slojevi i leće nisu bili znatnije pokretani u odnosu na susjedne nepokrenute taloge. Prema naravi hidroplastičnih deformacija tijela nastala miješanjem mekanih slojeva mogu poprimiti odlike **vijugave laminacije** ili **konvolucije**, značajke likvificiranih slojeva i džepova ili **zdjelastih** i **stupastih struktura** kao posljedice deformacija primarno horizontalne i kose laminacije ili tanke slojevitosti.

Zdjelaste strukture (*dish structures*) su postsedimentacijski blago konkavni oblici nastali pri istiskivanju porne vode iz podinskog sloja zbog nadslojnog tlaka izazvanog brzim taloženjem pijeska. Pritom istisnuta voda koja struji naviše i probija se kroz laminirani talog na mjestima proboja zaokreće rubove lamina u smjeru strujanja, tj. naviše. Zbog toga se primarno kontinuirane i horizontalne lamine kidaju, deformiraju i dobivaju konkavni ili zdjelasti oblik. Zdjelaste su strukture uobičajene u krupnozrnastim turbiditima taloženim iz struja velike gustoće (odjeljak 20.2.3.2 i sl. 20–6).

Stupaste strukture (*pillar structures*) su, kako im i samo ime govori, stupasti pješčani ili pješčano–prahoviti oblici orijentirani okomito ili koso na slojevitost. Nastali su na sličan način kao i zdjelaste strukture probijanjem muljevitih taloga strujom vode ili nekog drugog fluida pri njihovom istiskivanju iz taloga uz prenošenje veće količine zrna dimenzija sitnog pijeska ili praha iz podinskih u krovinske slojeve. Odlaganjem takvih zrna duž proboja i mjesta strujanja istisnute vode naviše nastaju okomiti ili kosi stupasti postsedimentacijski strukturni oblici koji presjecaju taloge s primarnom horizontalnom ili kosom laminacijom.

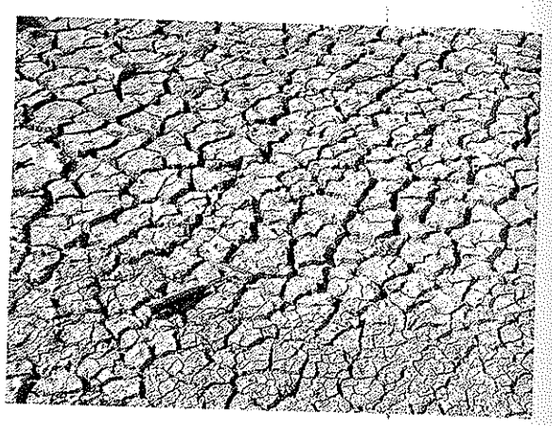
2) *Intruzije mekanih sedimenata* poznate su pod imenom pješčane ili klastične žile, odnosno pješčani dajkovi – to su intruzije nevezanih pijesaka i vode u krovinske, u pravilu glinovite, laporovite ili muljevite sedimente. Pijesci uglavnom zadržavaju manje–više konkordantne položaje s deformiranim primarnim laminama u sedimentu u koji su intrudirali. Za fluidizacijske je intruzije tipična diskordancija, a za likvefakcijske intruzije i konkordancija i/ili diskordancija.

Pješčane žile ili **dajkovi** (*sand dyke, clastic dyke, neptunian dyke, injection dyke*) su pojave pijeska/pješčenjaka žilnog oblika koje diskordantno i u pravilu subvertikalno presjecaju glinovite i/ili muljevite sedimente iznad sloja pijeska iz kojeg potječu i s kojim su povezane. Nastaju utiskivanjem žitkog pijeska u mekane, još hidroplastične glinovito–muljevite taloge iznad sloja dobrosortiranog pijeska u čijim se međuzrnskim porama nalazila voda. Pri taloženju novih sedimenata na pješčani sloj zbog nadslojnog tlaka u sloju pijeska sve više raste hidrostatički tlak budući da odvođenje vode iz pijeska sprečavaju nepropusni krovinski glinovito–muljeviti slojevi. Kad hidrostatički tlak vode u pješčanom sloju naraste voda u jednom trenutku probije krovinske glinovito–muljevite sedimente i naglo se ubrizgava u njih, a pritom sa sobom naviše povuče i znatnu količinu žitkog pijeska. Nakon litifikacije glinovito–muljevitog taloga i ubrizganog pijeska tako ubrizgani pijesak ostaje litificiran u obliku žile.

3) *Povijanja mekanih sedimenata* nastaju zbog simultanog istiskivanja vode iz likvificiranog sedimenta i urušavanja dijelova krovinskih laminiranih taloga koji su još bili u hidroplastičnom stanju. Na taj način dolazi do povijanja mekanih primarno laminiranih taloga, rezultat čega je **vijugava laminacija** ili **konvolucija**. Dakle, postsedimentacijskim procesima istiskivanja vode i urušavanja primarno horizontalno ili blago koso laminirani glinoviti, muljeviti i prahoviti talozi deformiranjem dobivaju oblike vijugave laminacije ili konvolucije.

4) *Konsolidacijske ili dijagenetske lamine* su potpuno postsedimentacijske strukture – nove lamine u talogu – nastale pri istiskivanju vode zbog premještanja zrna i čestica taloga, odnosno pri njihovom potpunom pretaložavanju. U likvificiranom sloju krupnija zrna i teški minerali se koncentriraju u donjem dijelu sloja odvojeno od sitnozrnastog detritusa i od zrna manje gustoće, tj. lakših zrna. Na taj način likvefakcijom nastaju lamine pretežito sastavljene od krupnijih i težih te lamine sastavljene

od sitnijih i lakših zrna, pri čemu su posljednje obogaćene tinjcima i česticama organske tvari zbog čega su obično tamnije boje. Na taj način u osnovici likvefakcijskog sloja nastaju nove lamine kojih nije bilo pri samom taloženju. Ravne konsolidacijske lamine nastale na opisani način mogu se razviti u slabo likvificiranim slojevima poput T_b intervala Bouminih turbidita (odjeljak 20.2.3.1, sl. 20–2 i 20–3). Tanke lamine mogu poprimiti konkavni zdjelasti oblik kao rezultat tonjenja nelikvificiranih ili manje likvificiranih dijelova laminiranog taloga (zdjelaste strukture).



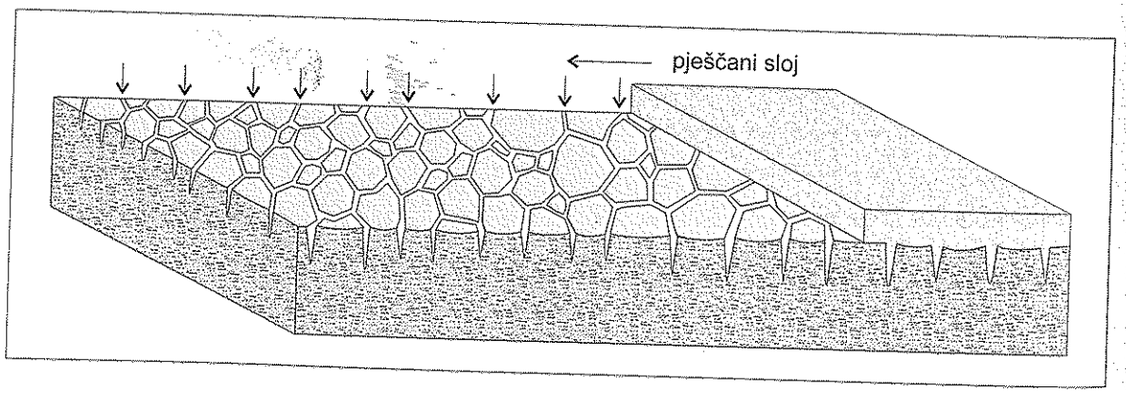
Slika 3–14 Recentne pukotine isušivanja nastale nakon otjecanja vode i isušivanja muljevitog sedimenta sastavljenog od gline, crvenice i boksita. Recentni talog u ležištu boksita Rovinj 1, zapadna Istra.

3.4. Oblici na gornjim slojnim površinama

Na gornjim slojnim površinama najvažniji i najčešći oblici su pukotine isušivanja, tragovi kišnih kapi i riplovi ili "*ripple marks*", a rjeđe se pojavljuju još i otisci stopala gmazova, otisci kišnih kapi, tragovi otjecanja vode i mreškanja.

3.4.1. Pukotine isušivanja ili desikacije

Pukotine isušivanja ili **desikacijske pukotine** (*desiccation cracks, mud cracks*) *nastaju pri isušivanju taloga stezanjem nevezanih ili slabo koherentnih muljevitih taloga nakon otjecanja ili isparavanja vode*. Oblik i veličina ovise im o mineralnom i granulometrijskom sastavu, kao i o intenzitetu isušivanja te debljini i homogenosti taloga. Pojavljuju se na gornjim slojnim površinama glinovitih, prahovitih (siltičnih), muljevitih (sl. 3–14), glinovito–pjeskovitih sedimenata, ali i muljevitih ili mikritnih vapnenaca i ranodijagenetskih dolomita.



Slika 3–15 Shematski prikaz ispunjavanja pukotina isušivanja na površini muljevitog taloga pijeskom krovinskog sloja.

Na površini sloja raspoređene su u više ili manje pravilnim poligonalnim oblicima (sl. 3–14), u poprečnom presjeku u pravilu pokazuju V-oblik, a u litificiranim sedimentima, dakle u stijenama, redovito su ispunjene sedimentom krovinskog sloja (sl. 3–15). Ograničene su na subaerske uvjete u kontinentalnim okolišima, osobito aluvijalnih poplavnih ravnica i isušenih lokava, te plimne i natplimne okoliše, prvenstveno prostranih plimnih ravnica u kojima se voda brzo gubi iz taloga.

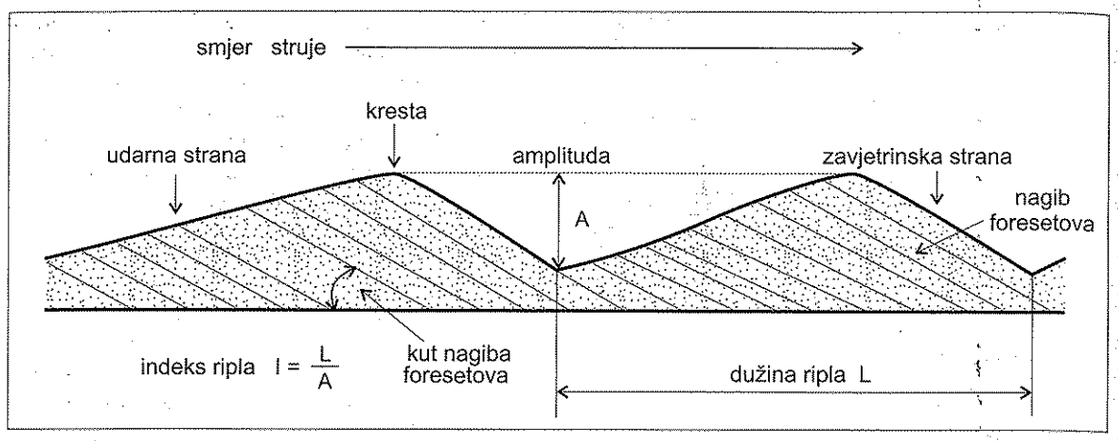
Nakon što su u talogu nastale pukotine isušivanja, isušeni se talog manje–više litificira i može biti razoren u pločaste i klinaste fragmente djelatnošću plimnih struja. Pri ponovnom preplavljivanju (npr. strujama plime na *intertidalu*) takvi se fragmenti pomaknu s mjesta, pretalože i akumuliraju s novim rasporedom na istome sloju, pa nakon cementacije obično tvore tanji proslojak koji se naziva **desikacijska breča** (*desiccation breccia*). Ako je strujanje vode jače, takvi se fragmenti mogu zaobliti pa tvore konglomerat. U *intertidalnim* vapnencima i ranodijagenetskim dolomitima pločasti komadi nastali razaranjem gornjeg dijela sloja s pukotinama isušivanja mogu pri prijenosu plimnim strujama biti lagano pokretani samo u jednom smjeru i ostati poredani tako da su svi imbricirani, tj. nagnuti na istu stranu. Takva se stijena naziva "breča s plosnatim fragmentima" ili *edgewise breccia* (Tišljar, 2001).

Slika 3–16 Otisci tragova stopala dinosaura na gornjoj slojnoj površini periplimnih radiolitidnih biostromalnih vapnenaca. Srednji do gornji cenoman, otočić Fenoliga, južna Istra.

3.4.2. Otisci stopala gmazova, tragovi kišnih kapi, tragovi otjecanja vode i tragovi mreškanja

Otisci stopala gmazova, posebice velikih jurskih i krednih gmazova – dinosaura (sl. 3–16), premda rijetka pojava na gornjim slojnim površinama, imaju posebno značenje, kako sa sedimentološkog tako i paleontološkog i paleoekološkog stajališta. Oni se mogu fosilno očuvati samo u posebnim slučajevima, tj. u slučaju kad ih je gmaz ostavio u još mekanom talogu u plimnom ili potplimnom plićaku s niskom energijom vode. U slučaju više energije vode oni se zbog pretaloživanja taloga u kome su nastali ne mogu fosilizirati. U plimnim talozima nastalim u uvjetima niske energije vode, pogotovo onim koji sadrže cijanobakterijske livade koje sljepljivanjem mulja omogućuju nastanak vjernog i dobrog otiska, blage plimne struje ponekad nanose novi talog koji ispunjava i prekriva udubljenje otiska, a postupno i cijelu slojnu površinu s tragovima. S druge pak strane u takvim okolišima dolazi do brze cementacije i litifikacije taloga, čime se otisci litificiraju i na gornjim slojnim površinama očuvaju do naših dana (sl. 3–16).

Otisci kišnih kapi (*raindrop imprints*) nastaju pri udaru krupnih kapljica kiše na mekane glinovite, glinovito–prahovite i glinovito–pjeskovite, rjeđe i karbonatne muljeve, koji se nalaze iznad razine vode. Fosilno se dobro mogu očuvati samo ako nakon nastanka udubine u mulju udarom kišne kapi na takav mulj počinje polagano taloženje novog



Slika 3–17 Shematski prikaz asimetričnih riplova s nazivima morfoloških oblika i načinom mjerenja indeksa ripla.

sedimenta, a da pritom nije došlo do erozije ili razaranja površine taloga na kojem se nalaze otisci kišnih kapi. Otisci su kišnih kapi odlični pokazatelji okoliša i uvjeta taloženja jer se pojavljuju samo u kontinentalnim okolišima ili na muljevitu *supratidalu*.

Tragovi otjecanja vode (*rill marks*) su erozijske tvorevine granastih (dendritičnih) oblika nastale pri otjecanju tankog filma vode po blago (1–3°) nagnutoj površini muljevitog taloga, primjerice na plimnoj ravnici tijekom povlačenja vode pri osekama ili na poplavnoj ravnici tijekom povlačenja vode u korito (Reineck i Singh, 1973). Po obliku, koji zavisi od nagiba površine, granulometrijskog sastava taloga i energije vode, oni mogu biti prepleteni, meandrirajući, zupčasti, konični ili bifurkacijski.

Tragovi mreškanja (*wrinkle marks*) su minijaturni nepravilni, riplovima slični oblici sastavljeni od malih, uglavnom oko 0,5 do 1 mm debelih i nekoliko milimetara dugačkih, međusobno paralelnih i svijenih hrptova koji nastaju na površini taloga preplavljenog sa samo nekoliko milimetara vodenog sloja koji je naplavljen valovima pri jačem vjetru (Reineck i Singh, 1973).

Obično nastaju na plimnim ravnicama.

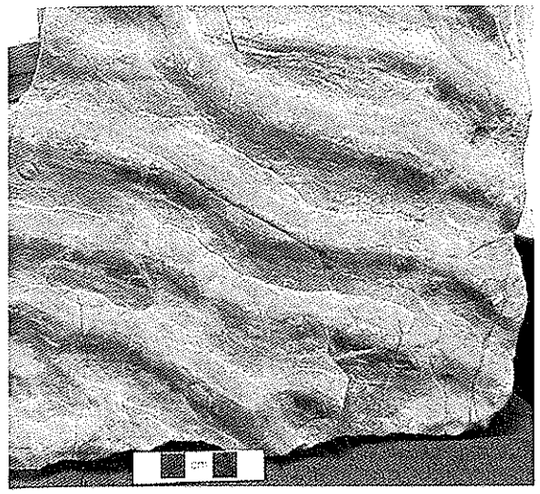
3.4.3. Riplovi ili "*ripple marks*"

Riplovi ili "*ripple marks*" *su sustavi grebena i dolina poput površine slabo valovita mora na gornjim slojnim površinama pješčanih, klastičnih i vapnenačkih slojeva* (sl. 3–17, 3–18, 3–19 i 3–20). Pri njihovom istraživanju i opisivanju pozornost se obvezno mora obratiti visinama ili amplitudama riplova, dužinama i indeksima riplova (sl. 3–17), te njihovoj morfologiji, odnosno jesu li simetrični, asimetrični, transverzalni, jezičasti (lingoidalni) ili granasti. Ti elementi, naime, daju vrlo važne podatke o uvjetima i okolišima taloženja, posebice o energiji i načinu strujanja vode.

Visina (*amplituda*) *ripla* (A na sl. 3–17) najveći je vertikalni razmak između kreste ripla i dna njegova korita, a *dužina ripla* (*ripple length*) horizontalni je razmak (L na sl. 3–17) postavljen okomito na uzdužnu os kreste ripla između najniže točke dna korita ripla na zaklonjenoj strani ili zavjetrini (*ripple lee side*) i najniže točke dna korita na udarnoj strani ripla (*ripple stoss side*).

Indeks ripla (*vertical form index*; *ripple index*) odnos je dužine i visine ripla, tj. L:A (sl. 3–17).

Riplovi se pojavljuju u skupinama i uvijek na velikim površinama. Nastali su premještanjem nevezanog, uglavnom pjeskovitog sedimenta vodenim strujama.



Slika 3–18 Mali valni riplovi na gornjoj slojnoj površini donjotrijaskih sitnozrnastih pješčenjaka. Valna dužina riplova L = 25–35 mm, amplituda A = 5–8 mm, a indeks ripla L:A = 5–6. Donji trijas (sajske naslage), okolica Knina.

Prema načinu postanka razlikuju se valni riplovi i strujni riplovi (sl. 3–18 i 3–19).

3.4.3.1. Valni riplovi

Valni riplovi (*wave-ripple marks* – Reineck i dr., 1971) uobičajeni je naziv za "simetrične riplove" (*symmetrical ripple-marks* – Kindle, 1917), odnosno sinonim za "oscilacijske riplove" (*oscillation-ripples* – Bucher, 1919). Taj tip riplova u pravilu nastaje iznad osnovice valova zbog premještanja pijeska oscilacijskim kretanjem vode, tj. stalnim kružnim kretanjem vode, primjerice pri valovima (poglavlje 17.1). Otuda im potječe i naziv – valni riplovi ili oscilacijski riplovi.

Za razliku od strujnih riplova, valni riplovi na površini sloja imaju pravilne oblike, dugačke, paralelne, ravne do vrlo slabo svinute kreste (sl. 3–18 i 3–20B). U poprečnom presjeku kreste im imaju oštar ili dobro zaobljen oblik, a korita ili udoline riplova variraju od blago i jednolično svijenih do prilično ravnih oblika (Allen, 1984). Dužine tog tipa riplova variraju od 0,1 do 2 m i u pravilu su veće što je sediment krupnijeg zrna, a indeksi imaju red veličine između 3 i 8, što je bitno manje negoli kod strujnih riplova. S obzirom na simetriju kresta valni riplovi mogu biti simetrični i asimetrični. Zaobljenost kresta je posljedica prerađivanja riplova tijekom procesa povlačenja vode ili izronjavanja.

Simetrični valni riplovi pokazuju jasnu unutarnju strukturu koja se odlikuje trakastim laminama naslaganim jedne na druge, a kreste im imaju simetričan oblik – u poprečnom presjeku udarna i zavjetrinska strana ripla su u odnosu na krestu potpuno simetrične. Trakaste lamine ripla nagnute su u konkavni položaj. Međutim, većina valnih riplova nastalih u priobalnim plićacima (*nearshore zone*) pokazuje internu strukturu s laminama nagnutima samo na jednu stranu (Newton, 1968).

Dužine simetričnih valnih riplova variraju od 0,9 do 200 cm, amplitude od 0,3 do 23, a indeksi vala od 4 do 13, s prevladavanjem vrijednosti između 6 i 7 (Reineck i Singh, 1973).

Asimetrični valni riplovi pokazuju mnogo sličnosti sa strujnim riplovima ravnih kresta. U poprečnom presjeku u odnosu na krestu nisu simetrični, već im je udarna strana obično duža i blažeg nagiba, a zavjetrinska strana bitno kraća i strmijeg nagiba. Interna struktura normalnih asimetričnih valnih riplova jednaka je onoj kod strujnih riplova: sastoje se od jednog seta kosih lamina blažeg nagiba na udarnoj strani i nekoliko setova – *foresetova* – kosih lamina većeg nagiba na zavjetrinskoj strani ripla.

Dužine asimetričnih valnih riplova variraju između 1,5 i 100 cm, visine od 0,3 do 20 cm, a indeksi vala od 5 do 16, uz prevladavanje vrijednosti između 6 i 8 (Reineck i Singh, 1973).

Valni se riplovi nalaze u različitim recentnim i fosilnim okolišima taloženja: najčešći su na plimnim ravnicama, prednjem žalu ili plimnoj zoni te jezerskim plažama, česti su u lagunama, potopljenom žalu ili potplimnoj zoni i jezerima, a rjeđe se nalaze na muljevitom i pješčanom šelfu, morskim humcima (*sea-mounds*) i u riječnim okolišima.

Pijesci taloženi na žalima, posebice potopljenom žalu blizu ili oko osnovice valova lijepog vremena

(dubine 10–20 m) odlikuju se simetričnim valnim riplovima s dugačkim krestama, a sve bliže obali u plićem dijelu takvi riplovi prelaze u asimetrične, nepravilne riplove s kratkim krestama. U zoni lomljenja valova (*breaker zone*) nastaju dugački megariplovi oblika polumjeseca (sl. 3–20C).

U riječnim okolišima valni su riplovi karakteristični za pješčane taloge niskog režima toka.

3.4.3.2. Strujni riplovi, megariplovi ili podvodne (subakvatske) dine

Strujni riplovi (*current ripples*) nastaju pri premještanju pijeska jednosmjernim vodenim strujama ili tokovima, tj. strujama koje se duže kreću samo u jednom smjeru, kao npr. pri plimi. Odlikuju se poprečnom orijentacijom dužih osi na smjer struje ili toka, s pravilno raspoređenim krestama i koritima. Prema dimenzijama i morfologiji podijeljeni su u četiri skupine (Reineck i Singh, 1973).

1) *Mali strujni riplovi* (*small-current ripples*) malene su asimetrične valovitosti na površini sloja s dužinama vala obično do 30 cm (do 60 cm – Allen, 1963). Nastaju u muljevitim i sitnozrnastim pješčanim i vapnenačkim sedimentima (sl. 3–19), a ne nastaju u pijescima čija je srednja veličina zrna Md>0,060 mm. Amplituda vala im varira između 0,3 i 6 cm, a indeks ripla uvijek je veći od 5, pretežito reda veličine od 8 do 15. S obzirom na oblik kreste razlikuju se mali strujni riplovi s ravnim, valovitim ili undulatornim, jezičastim (*lingoid small ripples*) i romboidnim krestama.

Mali se strujni riplovi vrlo često nalaze u riječnim okolišima, na plimnim ravnicama te u plimnim kanalima i rukavcima (*tidal channels and inlets*), česti su na jezerskim plažama, u gornjem dijelu potopljenog žala, na stražnjem i prednjem žalu (*backshore, foreshore*), pješčanom šelfu, na morskim humcima, u dubokom moru i u turbiditima. Ponegdje se pojavljuju u jezerskim okolišima, lagunama, donjem dijelu potopljenog žala, u prijelaznoj zoni i na kontinentalnim padinama.

U nekohezivnim talozima zbog stalne migracije i istodobnog rasta valnih ili strujnih riplova naviše pri djelatnosti struja i valova uz veliki prinos materijala, osobito kod valovitih ili jezičastih strujnih riplova malih dimenzija, može nastati poseban tip valovite laminacije poznat pod nazivom **laminacija uzlaznih riplova** (*climbing-ripple lamination*). To su oblici koji nastaju u nekohezivnim talozima pri migraciji i simultanom rastu ili strujnih ili valnih riplova pri kontinuiranoj i brzoj akumulaciji sedimenta prenošenog suspenzijom i vučenjem po dnu na kojemu već postoje riplovi. Uzlazni kut (*angle of climbing*) ili kut koji se nalazi na graničnim površinama između setova kosih lamina međusobno odvojenih erozijskom površinom ili gradacijom, je to veći što je intenzitet toka slabiji, a obično iznosi oko 10 do 60° (Allen, 1984). Laminacija uzlaznih riplova obično se nalazi u eolskim transverzalnim dinama gdje je nastala premještanjem pijeska po kresti dine pri različitim povremenim promjenama smjerova puhanja vjetrova, zatim u riječnim sedimentima, posebice poplavnih ravnica i riječnih nasipa, te deltnim sedimentima taloženim na čelu delte. Općenito se smatra da ne nastaje na plimnim ravnicama (Reineck i Singh, 1973).

Slika 3–19 Mali strujni riplovi na gornjoj slojnoj površini periplimnih vapnenaca. Valna dužina riplova L = 80–110 mm, amplituda A = 3–12 mm, a indeks ripla L:A = 8–12. Gornji alb, okolica Novigrada, zapadna Istra.

2) *Strujni megariplovi* (*megacurrent ripples*) imaju dužine od 30 cm (ili 60 cm) do 30 m. Nastaju pri razmjerno višoj energiji u odnosu na onu kod malih strujnih riplova. Amplituda ripla im varira između 6 i 150 cm, a indeks im je općenito manji od 15. Mogu nastati pri migraciji pijesaka čije su srednje veličine zrna Md>0,6 mm. Pokazuju povećanje dužine i amplitude ripla porastom unutarslojnog stresa te porast vrijednosti indeksa povećanjem veličine ripla. Po obliku kreste postoje isti tipovi strujnih megariplova kao i malih riplova. Najčešće se pojavljuju u riječnim okolišima, plimnim kanalima i rukavcima, a česti su na plimnim ravnicama, na stražnjem i prednjem žalu, u gornjem dijelu potopljenog žala (obalnog lica) i na pješčanom šelfu. Ponegdje se pojavljuju i u turbiditima.

VRSTA DINA	DUŽINA DINA *L*	VISINA DINA *H*
male podvodne dine	0,6–5,0 m	7,5–40 cm
srednje podvodne dine	5,0–10,0 m	0,40–0,75 m
velike podvodne dine	10,0–100 m	0,75–5,0 m
vrlo velike podvodne dine	>100 m	> 5,0 m

Tablica 3–2 Podjela podvodnih dina na temelju dimenzija (Ashley i Symposium Chairperson, 1990).

Za plitkomorske (*foreshore–shoreface*) srednje, a dijelom i velike "megariplove", čije su dužine L<20 m i visine H<1,5 m često se, kao sinonim, još koristi naziv podvodne dine, a veliki i vrlo veliki "megariplovi" poznati su pod imenom pješčani valovi (*sand waves*). U novijoj sedimentološkoj literaturi kao **podvodne (subakvatske) dine** (*subaqueous dunes*) označavaju se sedimentna tijela koja imaju oblik asimetričnih riplova, a koja nastaju pod vodom dubine >1 m i strujama brzine > 0,4 m/s (Ashley i dr., 1990). Najčešće su na prednjem žalu s prevlašću plimnih struja gdje je razlika između razine oseke i razine plime veća od 1 m, kao i na obalnom licu (*shoreface*) izloženom jakim plimnim strujama (odjeljak 17.4.3).

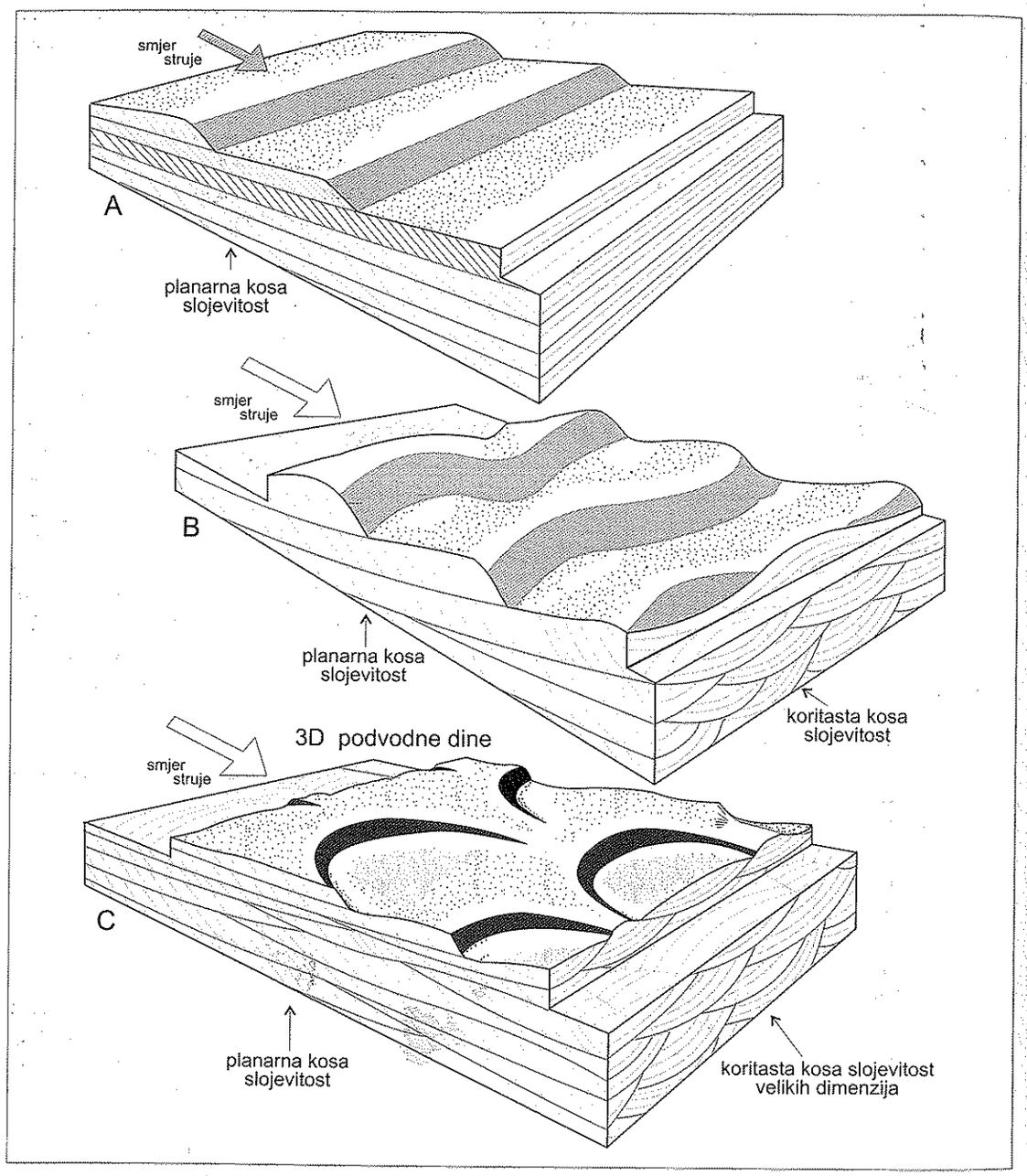
Podvodne dine koje se odlikuju ravnim graničnim površinama kose slojevitosti poznate su kao **2-D dine**, a dine kojima su granične površine kose slojevitosti koritaste i/ili snažno derane vodenim strujama kao **3-D dine** (sl. 3–20C). Nagibi kosih slojeva – *foresetova* – na strmijoj, zavjetrinskoj padini (*lee slope*) obično iznose oko 10°, a u pojedinim slučajevima i do 20°.

Podjela podvodnih dina na temelju dimenzija, tj. na temelju razmaka od kreste do kreste dine (= dužina L) i visine dine (= visina H) prikazana je u tablici 3–2 (Ashley i dr., 1990).

Dok su velike podvodne dine razmjerno postojana sedimentna tijela koja se mogu očuvati od pretaloživanja, male su dine zbog dinamike migracije pijesaka pri plimnim strujama i valovima jako podložne pretaloživanju, pa se teško mogu fosilno očuvati.

3) *Orijaški strujni riplovi* (*giant current ripples*) strujni su riplovi, odnosno podvodne dine s dužinama >30 m, u pojedinim slučajevima i do 1000 m. Amplitude im imaju vrijednosti od 1,5 do 15 m, a indeksi obično iznad 30, sporadično i do 100 (Reineck i Singh, 1973). Indeks ima tendenciju porasta povećanjem dužine ripla. S obzirom na oblik kreste obično pripadaju tipu riplova s ravnim krestama, ali se nalaze i orijaški strujni riplovi s valovitim i bifurkacijskim krestama. S obzirom na simetriju mogu biti i simetrični i asimetrični. Poznati su samo u razmjerno dubljim okolišima plitkih mora i velikih rijeka.

4) *Antidine* (*antidunes*) tragovi su riplovima sličnih slojeva koji nastaju pri tokovima slobodnih površina (*free-surface flow*) u ili blizu superkritičnog stanja, tj. u uvjetima vrlo snažnih tokova ili tokova visokog režima (>4 m/s). Imaju vrlo blage padine i odlikuju se niskim reljefom i manje–više



Slika 3–20 Blok-dijagramski prikaz različitih oblika riplova i kose slojevitosti nastale migracijom pijesaka i tvorbom takvih riplova (modificirano prema Reinecku i Singhu, 1973, i Harmsu i dr., 1975): A – mali riplovi s ravnim krestama i planarnom kosom slojevitošću; B – mali valni riplovi u bočnom presjeku pokazuju planarnu kosu slojevitost, a u uzdužnom presjeku koritastu kosu slojevitost, i C – veliki polumjesečasti riplovi ("megariplovi") ili 3D–podvodne dine u poprečnom se presjeku odlikuju koritastom kosom slojevitošću velikih dimenzija.

simetričnim oblikom. Dužina ripla L kod antidina varira od 1 cm do 6 m, a amplituda A od 1 mm do 45 cm. Nalaze se uglavnom samo na stražnjem i prednjem žalu, znatno rjeđe na plimnim ravnicama, jezerskim plažama i u riječnim okolišima te u turbiditima. Antidine se rijetko očuvaju u talozima jer su obično brzo prerađene djelovanjem normalnih struja.

Asimetrični riplovi dobri su pokazatelji smjerova transporta jer se strmije (kraće) padine ripla uvijek nalaze na zaklonjenoj strani ripla (zavjetrina na sl. 3–17 i 3–18), tj. nagnute su u smjeru prijenosa zrna, dakle strujanja, kako to pokazuje sl. 3–20. U plitkovodnim okolišima u kojima postoje i jednosmjerne struje (plime) i oscilirajuće struje (valovi) mogu nastati riplovi koji su kombinacija strujnih i valnih riplova. Među njima obično se razlikuju dva tipa:

a) *Uzdužni kombinirani strujno–valni riplovi* (*longitudinal combined current/wave ripples*) longitudinalni su riplovi s ravnim krestama koje obično nastaju razdvajanjem ili bifurkacijom. Pri formiranju riplova kreste se premještaju usporedno sa strujom, a progradacija valova je okomita na smjer strujanja. Nalaze se u kohezivnim talozima na prilično muljevitom dnu i smatra se da uglavnom pripadaju erozijskim oblicima. No, korita ili udoline gotovo da im i nisu bila stvarana, već samo kreste. Dužina tog tipa riplova varira od 2,5 do 5 cm, a mogu biti simetrični ili asimetrični. Unutarnja im se struktura odlikuje diskordantnim oblicima.
b) Poprečni kombinirani strujno–valni riplovi (*transverse combined current/wave ripples*) imaju smjer gibanja riplova usporedan sa smjerom struje, a kreste im se premještaju poprečno na smjer struje. Kreste su im obično zaobljene, asimetričnog oblika, a unutarnja struktura konkordantnog i diskordantnog oblika.

3.4.3.3. Eolski riplovi ili riplovi nastali vjetrom

Eolski riplovi ili **riplovi nastali vjetrom** (*wind ripples*) nastaju djelatnošću vjetra na nekohezivne materijale tako da vjetar pokreće zrna saltacijom, a ona veća i vučenjem. Ako vjetar nosi pretežito pješčani materijal nastaju eolski pješčani riplovi, a ako se riplovi sastoje od zrna dimenzija krupnog pijeska i sitnog šljunka ili tzv. granula (1–3 mm), to su eolski zrnasti riplovi.

Eolski pješčani riplovi (*wind sand ripples*) imaju ravne, dugačke, međusobno paralelne kreste s dobro razvijenim ravnim, djelomice i bifurkacijskim krestama. Asimetričnog su tipa i vrlo visokog indeksa ripla, uglavnom I = 10–70, s visinom riplova A = 0,5–1 cm. Odlikuju se kosolaminiranom unutarnjom strukturom, ponegdje s nekoliko setova lamina. Krupnozrnasti pijesak koncentriran je pri vrhu kresti.

Eolski zrnasti riplovi (*wind granule ripples*) nastaju kao *lag*-sedimenti, tj. sedimenti krupnijeg zrna – granula – preostalih nakon vjetrom odnesenog ili otpuhnutog sitnijeg materijala (praha i sitnog do srednjeg pijeska). U odnosu na eolske pješčane riplove imaju bitno nepravilniju morfologiju. Oblik je kresta ravan sa šiljastim vrhom. Dužina ripla L može im biti od 25 cm do 20 m, amplituda A iznosi od 2,5 do 60 cm, a indeks I između 12 i 20. Asimetričnog su tipa s kosim laminama u suprotnom smjeru, a kreste su im obogaćene krupnozrnastijim materijalom.

O morfološkim oblicima koji su nastali djelovanjem vjetra u pustinjama iscrpnije se govori u poglavlju 12.

3.5. Oblici na donjim slojnim površinama

Na donjim slojnim površinama nalazi se mnogo vrsta anorganskih oblika koji imaju važnu ulogu za određivanje geopetalnih karakteristika sloja i hidrodinamičkih uvjeta pri taloženju, kao i pri rekonstrukciji pravca ili smjera paleotransporta. Ti su oblici najizrazitije razvijeni u sedimentima taloženim iz turbiditnih struja i drugih vrtložnih tokova. S obzirom na postanak mogu se podijeliti u dvije genetske skupine:

1) tragove nastale erozijskim djelovanjem same turbiditne struje ili drugog vrtložnog toka, i

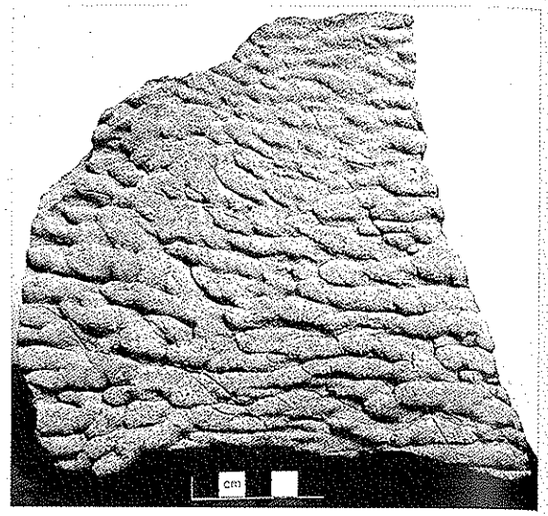
2) tragove nastale erozijskim djelovanjem različitih predmeta koje je nosila struja ili tok, odnosno tragove kretanja predmeta po dnu.

Među tragovima erozije najčešći su tragovi tečenja i zaprečivanja tečenja, tragovi vrtloženja, uzdužne brazde deranja, erozijski kanali, tragovi kanala, "strukture deranja i ispunjavanja" i "*gutter casts* strukture", a među tragovima kretanja predmeta po dnu tragovi vučenja, tragovi zadiranja, tragovi usijecanja, tragovi kotrljanja i tragovi otiranja.

3.5.1. Tragovi nastali erozijskim djelovanjem turbiditnih struja i drugih vrtložnih tokova

Tragovi tečenja (*flute casts, flow marks*) jezičasta su, trokutasta ili vretenasta izbočenja na donjim slojnim površinama pješčenjaka. Na prednjem uskom, ulaznom dijelu vrtložne struje ispupčenija su nego na zadnjem, širem dijelu koji postupno nestaje na ravnoj slojnoj površini, po čemu se lako može odrediti smjer paleotransporta. Zbog toga tragovi tečenja imaju polarni karakter i po njima je moguće odrediti smjer, a ne samo pravac paleotransporta (sl. 3–21 i 3–22). Po obliku oni mogu biti jezičasti, vretenasti, svrdlasti, trokutasti ili potkovičasti. Dužina im obično varira između 2 i 10 cm, a ponegdje i do 1 m. Na donjim slojnim površinama nalaze se bilo pojedinačno, bilo u manje–više pravilno raspoređenim skupinama ili pokrivaju cijelu donju slojnu površinu na njezinom velikom dijelu (sl. 3–21 i 3–22).

Tragovi tečenja nastaju ispunjavanjem udubljenja na muljevitom dnu koje je izdubio neki vrtložni tok na početku kretanja, dok je još imao veliku erozijsku snagu i turbulenciju. S obzirom na to da je erozija muljevitog dna turbulentnim kretanjem struje ili toka na ulaznom dijelu jača, na prednjem će dijelu udubljenje biti dublje nego na stražnjem, obično širem dijelu. Nakon ispunjavanja udubljenja pješčanim sedimentom i njegove litifikacije na donjoj slojnoj površini pješčenjaka koji je taložen na takvom muljevitom dnu ostat će izbočina koja ima veće izbočenje na ulaznom od one na izlaznom



Slika 3–21 Jezičasti tragovi tečenja na donjoj slojnoj površini pješčenjaka raspoređeni u međusobno usporedne nizove (donji dio slike). Smjer paleotransporta slijeva nadesno usporedno s nizovima jezičastih tragova. Eocenski fliš, Tugare, Poljica – središnja Dalmacija.

Slika 3–22 Tragovi tečenja na donjoj slojnoj površini sitnozrnastog pješčenjaka iz fliša Istre, Kaštel kod Zrenja, jugozapadno od Buzeta. Smjer paleotransporta obilježen je vrhom olovke (lijevo gore).

dijelu erozijom nastalog i pješčanim sedimentom ispunjenog udubljenja. Prednji, uski dio obično je od donje površine pješčanog sloja ispupčen za nekoliko milimetara do najviše 2 ili 3 cm, već

prema tome koliko je bilo ulazno udubljenje na muljevitom dnu. Tragovi tečenja mnogo češće nastaju u proksimalnim nego u distalnim područjima taložnog prostora jer je erozijska snaga vrtložnog toka mnogo viša u proksimalnom području.

Kao posljedicu nakupljanja krupnijih zrna u najdubljem, a sve sitnijih zrna u sve plićem dijelu udubljenja na muljevitom dnu pješčani sediment u najizbočenijim ulaznim dijelovima tragova tečenja obično pokazuje normalnu gradaciju, ali i gradaciju od najispupčenijeg prema zaravnjenom dijelu.

Tragovi vrtloženja (*vortex casts*) spiralna su izbočenja na donjoj slojnoj površini pješčenjaka, od kojih svako pojedinačno ima oblike slične završnom spiralnom kraju puževe kućice. Dimenzije su im, kao i oblici, različiti. Visina izbočenja uglavnom varira od 1 do 3 cm, a promjer između 6 i 20 cm.

Tragovi vrtloženja zapravo su pozitivi pijeskom ispunjenih udubljenja koja su na muljevitom dnu nastala snažnim erozijskim djelovanjem vrtložnih struja ili turbulentnih tokova. Spiralna udubljenja na muljevitom dnu imala su ulogu kalupa, jer su odmah po nastanku bila ispunjena pjeskovitim sedimentom koji je iz suspenzije taložen na muljevitom dnu kao novi pješčani sloj. Njegovom litifikacijom spiralni su oblici udubljenja ostali očuvani kao izbočine na donjoj slojnoj površini pješčenjaka i u pravilu pokazuju normalnu gradaciju: u najdubljem dijelu udubljenja taložen je krupniji a usporedno s ispunjavanjem udubljenja sve sitniji pješčani talog.

Tragovi vrtloženja su dobri oblici za određivanje smjerova paleotransporta i za rekonstrukciju hidrodinamičkih uvjeta u okolišu taloženja.

Uzdužne brazde deranja (*longitudinal scours* – Collinson i Thompson, 1982) sustavi su blisko postavljenih kontinuiranih hrptova – uzdužnih izbočenja – nastalih na donjoj slojnoj površini ispunjavanjem brazdi usječenih na muljevitom dnu zbog deranja dna istosmjernim strujama. Hrptovi imaju oblik asimetričnih izbočina koje obično sadrže nizove malih tragova tečenja. Hrptovi su u pravilu širi od širine žljebova (brazda) smještenih između hrptova.

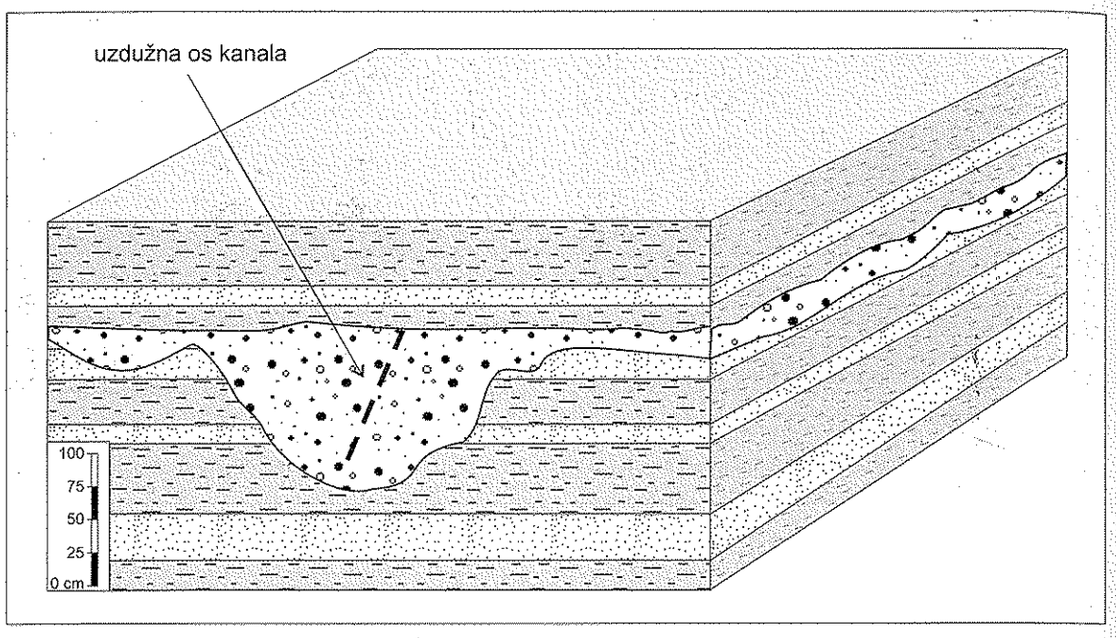
Brazde nastaju pri jednosmjernom kretanju suspenzije po muljevitom dnu uz strujne trake koje imaju suprotne svrdlaste rotacije. Naime, na gornjoj slojnoj površini muljevitog sedimenta to je niz gusto poredanih žljebova orijentiranih dužom osi paralelno sa strujom. Smatra se da je njihov postanak uzrokovan istosmjernim tokovima fluida ili suspenzije u obliku cjevastih ili trakastih tokova poredanih usporedno s kretanjem struje, pri čemu strujnice u susjednom toku imaju suprotan smjer svrdlaste rotacije i svaka od njih deranjem dna dubi po jedan žlijeb (Dzulynski i Walton, 1965). Strujama veće brzine nastaju paralelne i ravne brazde ili žljebovi, a strujama male brzine tvore se spojeni hrptovi koji se u smjeru toka međusobno stapaju jedni u druge s prilično velikim kutovima konvergencije.

Uzdužne se brazde deranja dna obično pojavljuju na većim površinama donjih slojnih površina pješčenjaka same ili kombinirane s tragovima tečenja. Pravac toka je paralelan s dužom osi brazda, a smjer im se može odrediti samo u slučaju kombinacije s tragovima tečenja.

Tragovi zaprečivanja tečenja (*crescent casts, current crescents, current casts, obstacle scours* – Collinson i Thompson, 1982) su potkovaste ili poluelipsaste izbočine na donjoj slojnoj površini. U središtu izbočine imaju udubljenje kao kalup nekog predmeta oko kojeg je struja erodirala muljeviti talog u obliku udubljenja s dva kraka koji se šire u smjeru toka. U kombinaciji s drugim teksturama važni su za određivanje smjerova paleotransporta.

Tragovi zaprečivanja tečenja nastaju taloženjem pijeska na muljevito dno na kome su oko nekog predmeta, obično valutice ili školjke, postojala udubljenja nastala erozijom muljevitog taloga ispred i oko tog predmeta pri razdvajanju struje oko njega. Nailaskom na predmet struja ga zaobilazi i pritom oko njega erodira muljeviti talog, a takva se erozija oko predmeta najčešće zbiva na plažama ili riječnim koritima s povremenim tokovima. Naknadnim se taloženjem pijeska udubljenje oko predmeta, kao i sâm predmet, prekrivaju pijeskom, pa će litifikacijom pješčanog sloja na njegovoj donjoj slojnoj površini ostati udubljenje u obliku izbočine, dok će od predmeta zaostati negativ, tj. udubljenje u središtu potkovastog ili elipsastog izbočenja.

Tragovi slijevanja (*rill marks*) su skupine granastih, manje ili više vijugavih milimetarski visokih



Slika 3–23 Shematski prikaz erozijskog kanala i njegove ispune: kanal je erozijom usječen kroz tri sloja lapora i dva sloja pijeska i zatim ispunjen šljunkovitim materijalom koji se u obliku ispune kanala očuvao i litificirao kao konglomeratno tijelo.

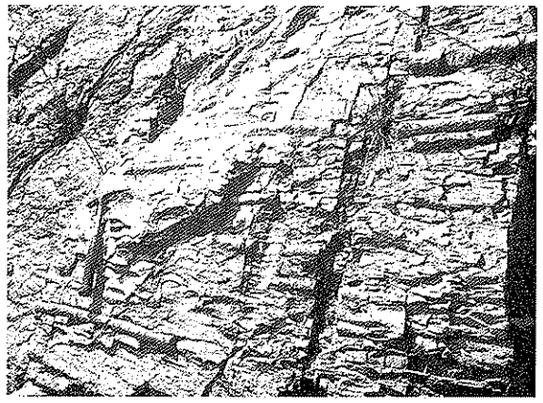
i nekoliko milimetara ili centimetara širokih, razmjerno dugačkih ispupčenja na donjim slojnim površinama. U pravilu niz tok grananje je sve jače uz sve veću širinu i bifurkaciju.

Tragovi slijevanja nastaju ispunjavanjem plitkih granastih žljebova ili malih plitkih erozijskih kanala koje na plažama tvore povratne struje nakon zapljuskivanja valova ili tokovi povlačenja vode pri osekama. Premda su na plažama takvi erozijski kanali vrlo česti, u sedimentnim se stijenama ne pojavljuju baš često, jer su prije taloženja novog sedimenta obično erodirani.

Erozijski kanali (*erosional channels, washout*) su erozijski oblici nastali odnošenjem sedimenata iz dijela jednog ili više slojeva s dna strujama i tokovima dalje u taložni prostor. Pritom takvi erozijski oblici mogu kraće ili duže vrijeme ostati neispunjeni novim sedimentom, a dno im uvijek pokazuje izrazitu eroziju podloge. Širina im je od nekoliko decimetara do više desetaka metara, dužina od više decimetara do stotine metara, a dubina erozije od nekoliko centimetara do nekoliko metara (sl. 3–23 i 3–24). Najčešće nastaju erozijom glinovitog ili laporovitog dna.

Ispunjavanjem erozijskog kanala pjeskovitim ili šljunkovitim detritusom kanal se u stijenama očuva kao **ispuna kanala** (*channel fill, channel cast*), čija je donja slojna površina i općenito kontakt prema okolnim slojevima uvijek jasno erozijski (sl. 3–24). Pri terenskim istraživanjima erozijskih kanala, odnosno ispuna kanala, potrebno je opisati kakav je njihov poprečni presjek (simetričan ili asimetričan, U-oblika ili V-oblika), te kakav je *indeks kanala* izražen kao odnos širina/dubina. Ti podaci ukazuju na energiju toka i nagib paleoreljefa kojim se tok kretao: niski indeks kanala ukazuje na visoku energiju toka, a visoki indeks na razmjerno blagi nagib ili nagli prijelaz toka iz strmijeg u blaže nagnuto područje kojim je tok tekao.

Slika 3–24 Ispuna erozijskog kanala u obliku sekvencije positnjavanja naviše. Na erodiranoj podlozi od pelitnih sedimenata (muljevitih šejlova) taloženi su normalno (mjestimice i inverzno) gradirani, nejasno slojeviti, klastnopotporni i matriksnopotporni brečokonglomerati, a na njima krupnozrnasti do sitnozrnasti kalklititni pješčenjaci. Srednji trijas, Senjsko bilo.



Slika 3–25 Linearne žljebaste "*gutter cast*" strukture na donjoj slojnoj površini glinovitog prahovnjaka u poprečnom presjeku imaju oblik slova U, a ispunjene su pjeskovitim detritusom. Donji trijas – Plavno kod Knina (foto: D. Aljinović).

Načini ispunjavanja kanala i interne teksturno-strukturne odlike u sedimentima ispune kanala izravno ovise o hidrodinamičkim značajkama struja ili tokova i o granulometrijskom sastavu detritusa. Donji dijelovi ispuna kanala obično se odlikuju gradacijskom slojevitošću ili imaju odlike *lag*-sedimenta, a u gornjim dijelovima mogu pokazivati kosu ili horizontalnu slojevitost.

Erozijski kanali, odnosno u stijenama očuvane ispune kanala, dobri su nepolarni oblici za određivanje pravca paleotransporta i interpretaciju mehanizma i načina taloženja. Najčešće nastaju u riječnim tokovima, strujama plime, na podmorskim produžecima riječnih tokova, kao i kod turbiditnih tokova.

Tragovi kanala (*channel casts*) male su linearne, izdužene izbočine na donjoj slojnoj površini pješčenjaka ili konglomerata koje nastaju ispunjavanjem udubljenja na muljevitom dnu po podrijetlu identičnih erozijskim kanalima, ali bitno manjih dimenzija. Ispunjavanje se zbiva u jednom naletu materijalom iz iste struje koja je stvorila udubljenja na glinovitom ili muljevitom dnu.

Takvi ili slični oblici manjih dimenzija poznati su još i pod nazivima "strukture deranja i ispunjavanja" (*scour-and-fill structures*), "tragovi deranja" (*scour marks, scour marking*) ili "deranje i ispunjavanje" (*scour-and-fill*). Nastaju kao rezultat lokalnih erozija dna vodenim strujama koje su tekle iznad dna i odmah zatim ispunjavanjima tako nastalih plitkih udubljenja malih dimenzija novim sedimentom iz iste struje.

Erozijski žljebovi ili "***gutter casts***" **strukture** međusobno su izolirane ili granato izdužene veće okrugłaste izbočine – hrptovi – u donjem dijelu krovinskog sloja ili na kontaktu donjeg, sitnozrnastog muljevitog, i gornjeg, siltnog ili pješčanog sloja. U poprečnom presjeku imaju kanalni oblik poput slova U ili prema dolje okrenut trbušast oblik (sl. 3–25).

Nastaju ispunjavanjem žljebova i žljebastih udubljenja pješčanim ili siltnim talogom, pri čemu su takva udubljenja stvorena erozijom muljevita dna strujom koja nosi detritus, odnosno ispunjavanjem longitudinalnih žljebova na površini nevezanih sedimenata koji sadrže "longitudinalne hrptove i žljebove" (*longitudinal ridges and furrows*) kao

posljedice otjecanja vode s plimne ravnice (Reineck i Singh, 1973).

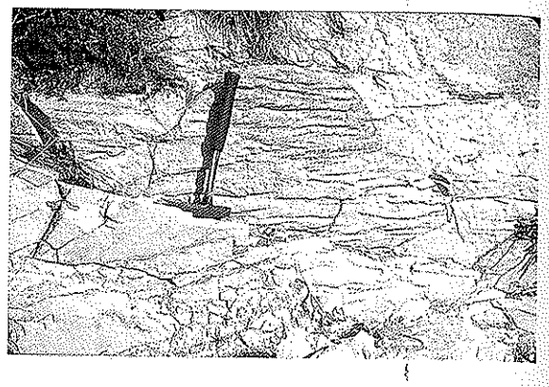
Erozijski žljebovi su česti na muljevitim plimnim ravnicama (Allen, 1984), ali mogu nastati i u potplimnim okolišima i ispod osnovice valova lijepog vremena u olujnim sedimentima – tempestitima (Leckie i Krystinik, 1989).

Smatra se da su "*gutter casts*" strukture koje se nalaze ispod sloja s humčastom kosom slojevitošću siguran pokazatelj pretaloživanja muljevito–pjeskovitog taloga olujnim valovima u prijelaznoj zoni unutarnjeg šelfa (*offshore transition zone*) i na obalnom licu (potopljenom žalu – *shoreface*), tj. između osnovice valova olujnog i lijepog vremena (Leckie i Krystinik, 1989; Tucker i Wright, 1990; Einsele, 1992; Cheel i Leckie, 1993). Tu se pojavljuju orijentirane okomito na crtu obale na erozijskim površinama prvog reda u sloju s humčastom kosom slojevitošću i/ili u osnovici tempestitne sekvencije (vidi odjeljke 3.3.3.2.3 i 19.3.2 i sl. 19–2).

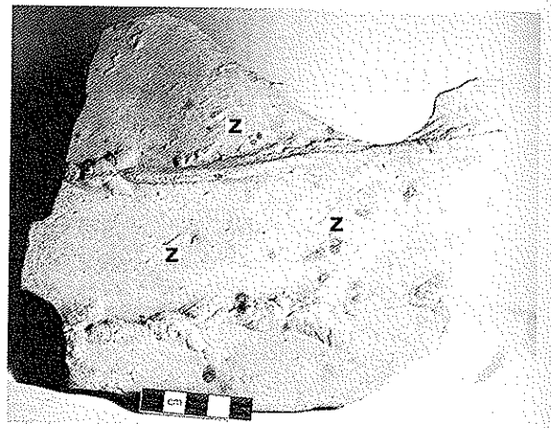
3.5.2. Tragovi nastali erozijskim djelovanjem predmeta pri kretanju po dnu

Tragovi vučenja (*groove marks*, *groove casts*, *grooves*, *drag marks*) tanke su i dugačke ravnocrtne izbočine na donjoj slojnoj površini sitnozrnastih pješčenjaka ili prahovnjaka, odnosno siltita (sl. 3–26). Dužina im je od nekoliko decimetara do nekoliko metara, širina od desetine milimetra do više centimetara, a visina nekoliko milimetara. Obično se pojavljuju u skupinama s međusobno paralelno poredanim linearnim izbočenjima. Ponegdje postupno prelaze u peraste tragove vučenja (sl. 3–27).

Nastaju ispunjavanjem udubljenja na glinovitom dnu, koja su izdubili oštri predmeti vučeni vodenom strujom, pijeskom i/ili prahom (sl. 3-28). Ako je na glinovitoj površini bila nekakva kohezivna prevlaka, primjerice cijanobakterijska sluz, predmet će pri vučenju po dnu naborati ili namreškati takvu prevlaku zajedno s glinom, pa će uz udubljenja nastati perasti nabori, obično sa simetrično raspoređenim zapercima s jedne i druge strane udubljenja. Odmah po nastanku udubljenja sa ili bez perastih nabora ispunjavaju se iz suspenzije sitnozrnastim pijeskom

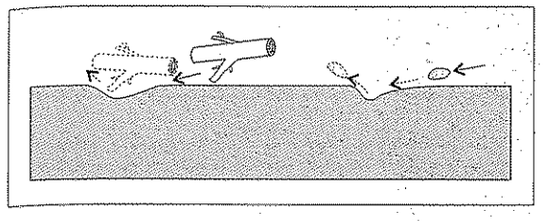


Slika 3–26 Tragovi vučenja na donjoj slojnoj površini pješčenjaka. Prominska formacija – Sobač, Zapadna Hercegovina.



Slika 3–27 Tragovi vučenja kombinirani s perastim tragovima vučenja i sitni klinasti tragovi zadiranja (z) na donjoj slojnoj površini pješčenjaka iz badenskih turbidita. Smjer vučenja sdesna nalijevo, a smjer struje koja je nosila male predmete uz njihovo zadiranje u muljevito dno definirana je od užeg prema širem dijelu malih klinova (od desna gore prema lijevo dolje). Borovački potok, jugozapadno pobrđe Psunja.

ili prahom. Na taj način na donjoj slojnoj površini pješčenjaka ili prahovnjaka (siltita) ostaju izbočine koje poput pozitiva odražavaju kalupe udubljenja i perastih nabora na glinovitom dnu.



Slika 3–28 Shematski prikaz postanka tragova zadiranja ispunjavanjem udubljenja koja su povremenim dodirivanjem na muljevitom dnu usjekli grana drveta nošena tokom i odlomak stijene transportiran vrtložnim tokom.

Tragovi vučenja dobri su nepolarni oblici za određivanje pravca paleotransporta, a perasti tragovi vučenja izvrsni polarni oblici jer se iz njih može odrediti i smjer paleotransporta (sl. 3–27).

Tragovi zadiranja (*prod casts*, *prod marks*) kratki su uski, asimetrični ispupčeni oblici na donjoj slojnoj površini pješčenjačkog sloja. Ulazni im je kraj tanak i postupan, a izlazni širok s oštrim završetkom, polukružno ili trokutasto ispupčenim rubom, zbog čega na donjoj slojnoj površini izgledaju kao mali klinovi ("z" na sl. 3–27). Dimenzije su im male – obično nisu duži od nekoliko milimetara do nekoliko centimetara, te visoki i široki nekoliko milimetara. Pojavljuju se u skupinama, nerijetko s različitom međusobnom orijentacijom.

Tragovi zadiranja nastaju ispunjavanjem udubljenja u muljevitu dnu koja je zadiranjem ostavio neki predmet nošen strujom (sl. 3–28). Na donjoj slojnoj površini pješčenjaka taloženog na takvo dno to su ispupčeni oblici – pozitivi – kojima je udubljenje na dnu bilo kalup. To su izravne polarne teksture koje pokazuju smjer paleotransporta: od uskog ulaznog prema debljem i širem izlaznom kraju klina ("z" na sl. 3–27).

Tragovi odskakivanja (*bounce marks*, *bounce casts*) kratka su polulećasta linearna ispupčenja na donjim slojnim površinama pješčenjaka, ponegdje s nešto debljim izlaznim krajem. Dužina im je nekoliko centimetara, a visina 1 do 6 mm. Na donjim se slojnim površinama obično pojavljuju u skupinama. Njima je moguće odrediti samo pravac, a ne i smjer paleotransporta, pa pripadaju nepolarnim oblicima.

Tragovi odskakivanja nastaju ispunjavanjem manje ili više simetričnih udubljenja na muljevitu dnu koje je povremenim dodirivanjem udubio neki predmet, najčešće korijenje ili grane stabla nošenog tokom (Dzulinsky i Walton, 1965). Materijal koji ispunjava takva udubljenja, koja pri tome imaju ulogu kalupa, obično je sitno- do krupnozrnasti pijesak.

Tragovi kotrljanja (*skip marks*) se na donjoj slojnoj površini pojavljuju kao ravnocrtni niz malih ispupčenja poredanih na približno jednakim, u pravilu milimetarskim do centimetarskim razmacima. Nastaju ispunjavanjem udubljenja – kalupa – koja su nastala na glinovitom dnu kad se neki predmet nošen saltacijom usijecao u glinovito dno i pritom se u kratkotrajnom dodiru s dnom kotrljao, a potom zbog saltacije odskakivao u vrtložnu struju ili turbiditni tok.

Tragovi otiranja (*brush casts*, *brush marks*) su kratka, uglavnom nekoliko centimetara dugačka i do 1 centimetar visoka i nekoliko milimetara široka ispupčenja na donjoj slojnoj površini pješčenjaka. Ulazni kraj im je tanji i manje ispupčen od izlaznog kraja, a na izlaznom dijelu imaju polumjesečasto udubljenje. Zato pripadaju skupini polarnih oblika na donjim slojnim površinama.

Sličnog su podrijetla kao i tragovi usijecanja i tragovi kotrljanja – nastaju ispunjavanjem udubljenja na muljevitom dnu koja je uz stalno kretanje strujom ostavio neki predmet pri laganom i samo povremenom dodirivanju dna. Nakon litifikacije krovinskog sloja na njegovoj donjoj slojnoj površini ostaju pozitivi tih udubljenja u obliku odgovarajućih ispupčenja.

Tragovi kotrljanja i tragovi otiranja među rječim su izbočenim oblicima na donjim slojnim površinama.

3.5.3. Strukture nastale utiskivanjem

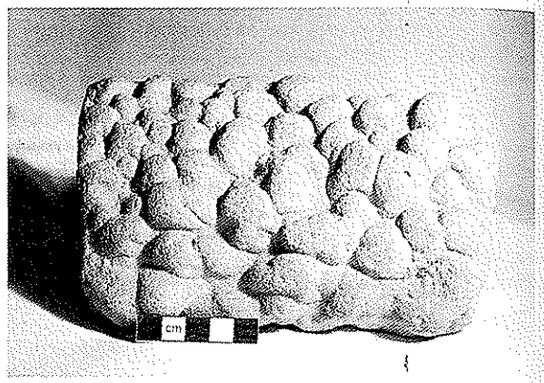
Utiskivanjem dijelova krovinskih u podinske ili dijelova podinskih u krovinske taloge nastaju oblici poznati pod skupnim imenom kao **strukture utiskivanja**. U svim tim oblicima utiskivanje je izazvano silom težom – težinom pješčanog sloja – na još

nevezane podinske glinovite taloge pri njihovom snažnom zbijanju. Naime, zbog veće poroznosti glinovitog taloga i prestrukturiranja listićavih minerala iz "saćaste strukture" ili "strukture kuće od karata" (vidi odjeljak 7.2.1) zbog velikih učinaka zbijanja gline krovinski se pijesci različito duboko utiskuju u podinski glinoviti talog, uz mjestimično jače ili slabije utiskivanje plastične gline u krovinske pijeske. Pritom nastaju različiti oblici, među kojima se posebno izdvajaju tragovi utiskivanja, glineni jezičci ili jezičaste strukture, te loptaste i jastučaste strukture.

Tragovi utiskivanja (*load casts*, *load casting*) grudasti su, kvrgavi, gomoljasti ili bradavičasti, konveksno ispupčeni oblici na donjim slojnim površinama pješčenjaka nastali pri nejednoličnom utiskivanju dijelova gornjeg pjeskovitog, nepotpuno očvrsnutog sedimenta u vodom natopljeni, mekani glinoviti ili muljeviti sloj (sl. 3–29). Istodobno s utiskivanjem pijeska u glinoviti talog materijal mekanog glinovitog sloja utiskuje se između ispupčenih kvrga krovinskog sloja. Konveksna kvrgava ispupčenja imaju na donjoj slojnoj površini različite oblike, raspored i dimenzije. Ponegdje se pojavljuju na cijeloj donjoj slojnoj površini (sl. 3–29), a drugdje samo mjestimično. Dubina utiskivanja može biti od nekoliko milimetara do više desetaka centimetara. Ako pokazuju slabo izraženu orijentaciju gomolja, kvrga ili gruda, ili se po oblicima približavaju tragovima tečenja, nastali su na nagnutoj padini dna taložnog prostora.

Glineni jezičci, jezičaste strukture ili **strukture obrnutog utiskivanja** (*flame structures*) genetski su povezani s tragovima utiskivanja jer nastaju ubrizgavanjem muljevitog taloga iz podine u hidroplastični pijesak u krovini pri njegovim velikim obrocima taloženja i brzoj akumulaciji na muljevitom talogu. Pritom se i pijesak utiskuje u podinski muljeviti talog, pa je struktura glinenih jezičaka usko povezana s utiskivanjem pijeska u podinski glinoviti sloj.

Glineni jezičci se pojavljuju na donjim slojnim površinama pješčenjaka koji u podini imaju izravan kontakt s glinovitim slojem. Na istoj slojnoj površini obično se pojavljuje više takvih pojedinačnih oblika



Slika 3–29 Gomoljasti tragovi utiskivanja na donjoj slojnoj površini pješčenjaka iz badenskih turbidita. Borovački potok, jugozapadno pobrđe Psunja.

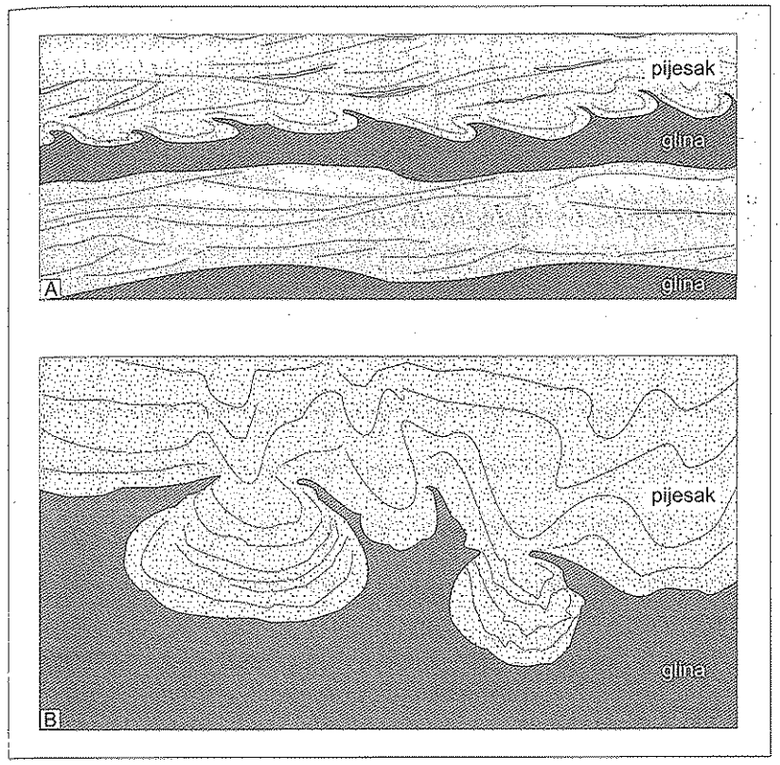
u pravilu povijenih ili orijentiranih u istom smjeru (sl. 3–30A), tj. u smjeru struje koja je prenosila pješčani detritus po dnu. Jezičci u pravilu imaju dužinu od nekoliko milimetara pa do desetak, a ponegdje i dvadesetak centimetara.

Loptaste i jastučaste ili ***ball-and-pillow* strukture** pripadaju skupini struktura utiskivanja u obliku loptastih ili jastučastih pješčanih ili vapnenačkih kalkarenitnih tijela u muljevitom sloju (sl. 3–30B). Nastaju tako da pješčani ili kalkarenitni krovinski sloj pri utiskivanju u podinski muljeviti talog bude raskinut u više dijelova koji pri utiskivanju dobivaju oblik jastučastih i manje–više loptastih ili elipsoidnih tijela promjera od nekoliko centimetara do nekoliko metara. U pravilu su bolje razvijene u donjem dijelu pješčanog ili kalkarenitnog sloja, dok je podinski muljeviti sloj obično deformiran i obavija pješčane/kalkarenitne loptaste i jastučaste oblike (Reineck i Singh, 1973).

U starijoj literaturi "*ball-and-pillow*" strukture nazivane su "pseudonodule".

Smatra se da takve strukture nisu ograničene na strogo određene okoliše taloženja jer se nalaze i u plitkomorskim (plimnim) i dubokomorskim (turbiditnim) sedimentima.

Mogu nastati i pri seizmičkim udarima, tj. potresima, zbog potresanja taloga koje uzrokuje utiskivanje gornjeg pješčanog u donji, vodom



Slika 3–30 Strukture nastale utiskivanjem: A – glineni jezičci, jezičaste strukture ili strukture obrnutog utiskivanja; B – loptaste i jastučaste ili "*ball-and-pillow*" strukture.

zasićeni sediment. Na taj način nastale "*ball-and-pillow*" strukture neki autori nazivaju "seizmiti" (*seismites*).

3.6. Oblici nastali podvodnim klizanjem i razaranjem slojeva

Zbog povećanja kuta nagiba dna sedimentacijskog bazena, što se obično događa pri tektonskim pokretima (izdizanjem kopna ili tonjenjem taložnog prostora), poremećajima stabilnosti nevezanih taloga na padini pri nailasku *tsunamija* (= velikih vodenih valova nastalih potresima) ili brzom akumulacijom taloga na nagnutom čelu delte, još nevezani ili poluplastični sedimenti mogu podvodnim klizanjima poprimiti posebne deformacijske oblike. Na taj način podvodna klizanja i sinsedimentacijske deformacije ostaju nakon litifikacije sedimenata trajni geološki zapisi sinsedimentacijske tektonske aktivnosti ili potresa.

Za razliku od postsedimentacijskih tektonskih deformacija i boranja, teksture nastale podvodnim klizanjem još neočvrsnutih ili slabo očvrsnutih sedimenata imaju u podini i krovini konkordantan slijed slojeva. Gornja granica deformiranih slojeva uvijek je oštra i na deformiranu sloju konkordantno slijede krovinski mlađi slojevi, što jasno upućuje na to da je deformacija nastupila i završila prije nego što je započelo taloženje krovinskog sloja.

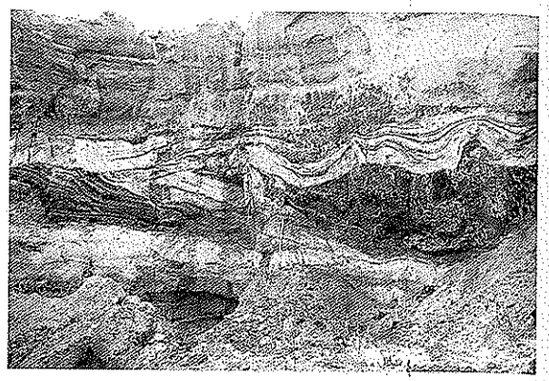
Najčešća su podvodna klizanja konglomerata, pješčenjaka i vapnenaca po slojevima pelitnih i glinovitih sedimenata. Oblici i teksturne značajke nastalih deformacija ovise o stupnju litifikacije taloga koji klizi, njegovom granulometrijskom sastavu, petrografskom tipu i konsolidaciji stijene u podini, te intenzitetu i brzini promjene kuta nagiba

padine ili dna bazena. Promjena kuta nagiba dna ili padine bazena nastaje pri tektonskim pokretima, osobito zbog tonjenja dna bazena i/ili dizanja obale i kopna, ali i pri plikativnim pokretima. Najvažniji i najpoznatiji teksturni oblici nastali sinsedimentacijskim klizanjima sedimenata su slampovi i olistostrome.

Slamp ili **tekstura podvodnog klizanja** (*slump*) pojava je jače ili slabije deformiranih i "boranih" slojeva, često s prekinutim kontinuitetom pojedinog sloja, unutar nedeformiranih i međusobno konkordantno poredanih slojeva u krovini i podini (sl. 3–31). Podinski slojevi nisu deformirani zbog toga što su u trenutku klizanja već bili dovoljno koherentni pa nisu mogli klizati (sl. 2–1C), a krovinski slojevi nisu deformirani jer su tek naknadno taloženi na poremećene slojeve. Slamp nastaje pri rotacijskom klizanju jednog ili više slojeva poluočvrsnutog ili poluplastičnog sedimenta po glinovitoj, obično žitkoj podlozi zbog gravitacije pri povećanju kuta nagiba dna (vidi odjeljak 2.2.2.2 i sl. 2–1C). Kako to pokazuju promatranja kod recentnih podvodnih klizanja, da bi poluvezani sediment počeo klizati dovoljan je kut nagiba dna od samo 1–3°.

Slampovi su česti u sedimentima koji su nastali brzom i intenzivnom akumulacijom taloga u okolišima kao što su delte i čela kanjona, padine karbonatnih platforma te gornji dijelovi podmorskih padina. U posljednjem slučaju podvodna klizišta mogu imati velike dimenzije i vrlo kompleksnu građu, a stijene nastale akumulacijom materijala nakon klizanja oblikuju poseban tip facijesa (vidi odjeljak 20.2.1). Na podmorskim padinama na mjestima odakle je skliznula masa sedimenata nastaju **klizne brazgotine**, **slampne brazgotine** ili **slampni ožiljci** (*slide and slump scars*), kako to prikazuje sl. 20–11.

Olistostroma (*olistostrome*) je naziv za veće pakete deformiranih sedimenata nastalih mehanizmima podvodnih klizanja i/ili debritnih tokova (odjeljak 20.2.1). Općenito se olistostroma može definirati kao litološki heterogena zajednica kaotične mase stijena sastavljena od međusobno prisno izmiješanog petrološki različitog materijala (zbog podvodnih klizanja više slojeva litološki različitih



Slika 3–31 Slamp unutar kvartarnih pješčanih (svijetlo) i hematitom bogatih pješčenjačkih slojeva u kvartarnom pjeskokopu Jerovec kod Ivanca (Hrvatsko zagorje).

sedimenata ili naglih debritnih tokova), koja se nalazi unutar normalno slojevitih sedimenata nekog geološkog slijeda.

Naziv olistostroma potječe od grčkih riječi "*olistomai*" = klizati i "*stroma*" = sloj, a sinonim je, posebice kod talijanskih sedimentologa i geologa pri definiranju dubokomorskih facijesa središnjeg dijela Sicilije, za sve općenito dubokovodne taloge debritnih tokova (Beneo, 1955; Flores, 1959). Naziv "olistostroma" po prvi put je primjenio Flores 1955. godine (iz Beneo, 1955) i definirao je kao "kaotičnu akumulaciju sedimenata u obliku sedimentnih tijela slojevitog ili plosnato–lećastog oblika koja se unutar normalno slojevitih naslaga može dobro kartirati, a koja je nastala klizanjem semifluidnih mješavina s međusobno vrlo različitim udjelima stijenskog kršja centimetarsko–decimetarskih dimenzija, velikih blokova – olistolita, pjeskovito–muljevito–glinovitog matriksa i vode".

Osim ovako definirane olistostrome, pod tim se nazivom često podrazumijevaju i kaotične akumulacije nesortiranog stijenskog kršja s manje ili više muljevitog detritusa koje su posljedica kamenih odrona, klizanja i tečenja drobine (Abbate i dr., 1970; Broquet, 1978) ili kao poseban tip **debrita** velike debljine i velikog prostiranja sastavljenih od srednjozrnastog i sitnozrnastog matriksa i

različite količine velikih klasta koji plivaju u takvom matriksu, odnosno debrita s velikim matriksnopotpornim klastima ili olistolitima (Hsü, 1974; Einsele, 1992), kako je to podrobnije objašnjeno u odjeljku 20.2.1.

Naziv "olistostroma" Raymond (1978) preporuča kao opći termin kojim se označava "melanž sedimentnog podrijetla" ili "sedimentacijski melanž" (od franc. "*melange*" = mješavina), a definira ga kao "sedimentno tijelo koje se može kartirati jer se od okolnih sedimenata izdvaja kao kaotična stijenska masa sastavljena od fragmenata i 'egzotičnih' blokova svih veličina uloženih u sitnozrnasti matriks, koja je nastala podvodnim klizanjem i/ili slampiranjem".

Sedimentacijski melanž (*sedimentary melange*) je kaotična stijenska masa sastavljena od blokova i sitnozrnastog matriksa nastala kao posljedica klizanja i slampiranja i ne smije se poistovjetiti ili zamijeniti s **tektonskim melanžom,** tj. kaotičnom masom – *tektonskom mješavinom* – različitih stijena koja nastaje ispred čela navlaka ili miješanjem tektonikom razdrobljenih različitih petroloških tipova stijena (Hsü, 1968; Berkland i dr., 1972; Broquet, 1978).

Olistostrome se sastoje od pojedinačnih, manjih, većih i vrlo velikih blokova različitih tipova stijena koji su poznati pod imenom **olistoliti**, i sitnozrnastog pelitno–pjeskovitog matriksa heterogenog sastava. U olistostromama nema nikakve unutarnje pravilnosti niti slojevitosti, osim slojevitosti u velikim blokovima (olistolitima) ili kliznim listovima koji su bili slojeviti prije klizanja i uklapanja u olistostromu.

Unutar olistostrome međusobni prostorni odnos klasta, olistolita i matriksa vrlo je promjenljiv, tako da nema nikakve pravilnosti redanja olistolita po dimenzijama ili litološkom tipu. Olistostrome imaju debljine od nekoliko decimetara pa do više stotina metara, mogu imati volumen od više desetaka pa i stotina prostornih kilometara, a olistoliti volumen i do nekoliko prostornih kilometara. Fliš koji se pretežito sastoji od olistostroma s krupnim nepravilnim olistolitima tipa "egzotičnih blokova" poznat je kao **"vildfliš"** (*Wildflysch* – Kaufmann, 1886).

3.7. Oblici nastali kemijskom dijagenezom i tlačnim otapanjem

Tijekom dijagenetskih procesa različitim kemijskim reakcijama uz sudjelovanje pornih voda, kompakcijskih strujanja, difuzije iona, tlačnih otapanja i izlučivanja mineralnih tvari u sedimentima nastaju posebni postsedimentacijski oblici poznati kao konkrecije, geode, septarije, nodule, stiloliti i "strukture konus u konus".

3.7.1. Konkrecije, nodule, geode i septarije

Konkrecije su mineralne akumulacije kuglastog, jajolikog, diskoidalnog ili nepravilno bubrežastog oblika (sl. 3–32) nastale izlučivanjem neke mineralne tvari u talogu ili stijeni u porama ili oko neke jezgre na račun rasutog, nevezanog, mekanog ili već litificiranog dijela stijene domaćina, tj. stijene u kojoj se pojavljuju. Kao jezgra konkrecija najčešće se pojavljuju krhotine kalcitnih skeleta (alga, mekušaka, cefalopoda, gastropoda, riba, ...), skeleti radiolarija, dijatomeja i spikula spužava. Pritom kalcitni skeleti pospješuju nakupljanje i izlučivanje kalcitne,

Slika 3–32 Kuglaste koraste konkrecije nastale oko karbonatnih jezgara pri koncentričnom izlučivanju kalcita iz pornih voda u kvarcnim pijescima. Nakon izlučivanja kalcita u intergranularnim porama kvarcnog pijeska okolni pijesak bez izlučenog kalcitnog cementa je ispran ili erodiran, pa na izdancima kvarcnog pijeska preostanu čvrsto litificirane kuglaste konkrecijske kore (lijevo) ili pojedinačne konkrecije sastavljene od više pojedinačnih, međusobno priraslih kuglastih konkrecija (desno). Gornji pont, "Rhomboidea naslage", ležište kvarcnog pijeska Jagma kod Lipika.

a opalni skeleti (radiolarije, dijatomeje, spikule spužava kremenjašica) izlučivanje i akumulaciju opalne, kvarcne ili kalcedonske mineralne tvari.

Konkrecije se od stijene domaćina, tj. od stijene u kojoj se pojavljuju, razlikuju po mineralnom sastavu, teksturno-strukturnim oblicima i boji. U sedimentnim stijenama – uglavnom pješčenjacima, pelitnim sedimentima, laporima, vapnencima i dolomitima – najčešće su kalcitne, rožnjačke (opal, kvarc, kalcedon), limonitne, sideritne, piritne, markazitne, baritne, gipsne i dolomitne konkrecije. Dimenzije im variraju od samo nekoliko milimetara do više centimetara, pa čak i decimetara. Pješčenjaci obično sadrže kalcitne (sl. 3–32), sideritne i hematitne, lapori vapnenačke i dolomitne, a vapnenci rožnjačke, fosforitne i limonitne konkrecije.

Općenito se smatra da većina konkrecija nastaje tijekom rane dijageneze ili na malim dubinama prekrivanja u još nepotpuno litificiranim sedimentima bogatim pornim vodama. Primjerice, u kvarcnim pijescima gornjeg ponta ("*Rhomboidea* naslage") ležišta Jagma kod Lipika i ležišta Vranić kod Požege česte su kuglaste ili gomoljaste konkrecijske kore ili pojedinačne konkrecije sastavljene od više pojedinačnih, međusobno priraslih kuglastih konkrecija (sl. 3–32). Nastale su manje ili više koncentričnim izlučivanjem kalcita iz pornih voda zasićenih Ca-hidrogenkarbonatom u intergranularnim porama kvarcnog pijeska oko neke karbonatne jezgre (fragmenta fosila, detritičnog zrna kalcita, sitnog odlomka vapnenaca) ili korijena trava ako se po njima procjeđivala porna voda. Pritom izlučeni kalcit ima ulogu cementa jer veže kvarcna zrna u čvrsto litificirani kvarcni pješčenjak s kalcitnim (često pojkilotipnim) cementom. Nakon mjestimičnog koncentričnog izlučivanja kalcita i cementiranja kvarcnog pijeska u kuglaste ili gomoljaste tvorevine okolni pijesak u kojemu nije bilo izlučenog kalcitnog cementa obično je ispran ili erodiran, pa na izdancima kvarcnog pijeska preostanu čvrsto litificirane kuglaste ili gomoljaste konkrecije ili konkrecijske kore (sl. 3–32).

U gornjocenomanskim vapnencima južne Istre nalaze se rožnjačke konkrecije ranodijagenetskog podrijetla nastale postupnim potiskivanjem vapnenačkog taloga opalom, obično oko skeleta radiolarija ili spikula spužava kremenjašica kao jezgre (Tišljar, 1978, 2001). Odlikuju se jasno vidljivom koncentričnom građom s različitim međusobnim udjelom rožnjačke i karbonatne komponente, pri čemu udio karbonatne komponente prema rubu konkrecije raste, a rožnjačke opada.

Premda se mineralna tvar konkrecija razlikuje od mineralnog sastava stijene domaćina, one u pravilu sadrže i manji ili veći udio mineralnih sastojaka stijene u kojoj se pojavljuju. Tako, na primjer, kalcitne kuglaste i gomoljaste koraste konkrecije u kvarcnim pijescima Jagme (sl. 3–32) uz novoizlučeni kalcit kao intergranularni cement sadrže i detritična kvarcna zrna, odlomke kvarcita i druge mineralne sastojke kvarcnog pijeska.

Kalcitne konkrecije u pelitnim sedimentima (šejlovima) obično sadrže detritična zrnca kvarca i listiće tinjaca dimenzija silta, baritne konkrecije u pješčenjacima sadrže detritična zrna kvarca, feldspata i odlomaka stijena, a silicijske konkrecije u vapnencima relikte primarnih strukturnih sastojaka vapnenaca, kao što su mikrit, bioklasti ili cijeli skeleti, intraklasti i peleti.

Neke konkrecije u pješčenjacima nastaju nakon potpune litifikacije stijene i zbog toga pri svojem rastu na tom mjestu nadižu sloj pješčenjaka. To su konkrecije kasnodijagenetskog postanka.

Nodule su manje–više kuglaste, elipsoidalne, diskoidalne, lećaste ili nepravilne mineralne nakupine u stijeni koje nisu nastale izlučivanjem mineralne tvari oko neke jezgre, kao što je slučaj kod konkrecija, nego općenito nakupljanjem mineralne tvari u šupljinama stijena ili potiskivanjima jedne mineralne tvari drugom. Ako je mineralna tvar pri nastanku nodule rasla od ruba prema središtu šupljine takva se tvorevina naziva **geoda**. Osobito su lijepe i česte kalcitne, ahatne, opalne i ametistne geode, kao i rožnjačke nodule u vapnencima, piritne nodule u ugljenu i fosfatne nodule u dubokomorskim muljnjacima.

Nodule i konkrecije koje su ispucane radijalno raspoređenim pukotinama, kojih se širina povećava od ruba prema središtu, nazivaju se **septarije** (Pettijohn, 1975). Te su pukotine u nodulama nastale pri brzoj dehidrataciji i litifikaciji koloidne mineralne tvari izlučene u šupljini i obično su naknadno ispunjene kalcitom.

Pri terenskim geološkim i sedimentološkim istraživanjima konkrecije, nodule i geode mogu često imati važnu ulogu kao reperni ili korelativni elementi pri izdvajanju facijesa, ali i izuzetnu ulogu pri interpretaciji uvjeta i okoliša taloženja, kao i dijagenetskih procesa u istraživanim sedimentnim kompleksima.

3.7.2. Stiloliti

Stiloliti (*stylolites*) su neravne sitne pukotine duž kojih dva dijela stijene zupčasto, poput pile ili šavova na kostima lubanje, ulaze jedan u drugi. Pritom obično takve pukotinice kod stijena koje nisu izložene dužem trošenju mehanički ne odvajaju ta dva dijela stijene. Morfologija stilolitnih šavova najbolje se može pratiti na poprečnim presjecima sloja koji sadrži stilolite (sl. 3–33B3), kao i površini odvajanja po stilolitnom šavu (sl. 3–34). Prema odnosu na ravninu sloja stiloliti se dijele na: (1) horizontalne, (2) kose, (3) horizontalne presječene kosim, (4) vertikalne, (5) međusobno povezane mrežne, i (6) vertikalne stilolite presječene kosim stilolitima (sl. 3–33B).

S obzirom na oblik i geometriju šavova stiloliti se dijele na: (1) jednostavne ili primitivno valovite, (2) suturirane, (3) pravokutne s vrhom nagore ili vrhom nadolje, (4) stilolite oštrog vrha i (5) stilolite seizmogramskog tipa (Park i Schot, 1968).

Stiloliti se vrlo često nalaze u homogenim, gustim stijenama, kao što su mikritni vapnenci (sl. 3–34) i mikrokristalasti ili kriptokristalasti dolomiti i rožnjaci, ili u sitnozrnastim pješčenjacima i prahovnjacima (siltitima).

U tim stijenama oni su jače ili slabije barijere za cirkulaciju otopina u smjeru okomitom na ravnine stilolitnih šavova, ali su dobri, mjestimice čak i izvrsni kanali za cirkulaciju fluida, osobito nafte i vode, paralelno po stilolitnim šavovima. Zbog toga stiloliti imaju važnu ulogu pri kolektorskim svojstvima stijena u ležištima nafte i plina.

Od nekoliko teorija o postanku stilolita do danas su se održale samo dvije. No, niti jedna u potpunosti ne objašnjava svu kompleksnost i ne daje potpune odgovore na sva pitanja o procesima stilolitizacije. To su:

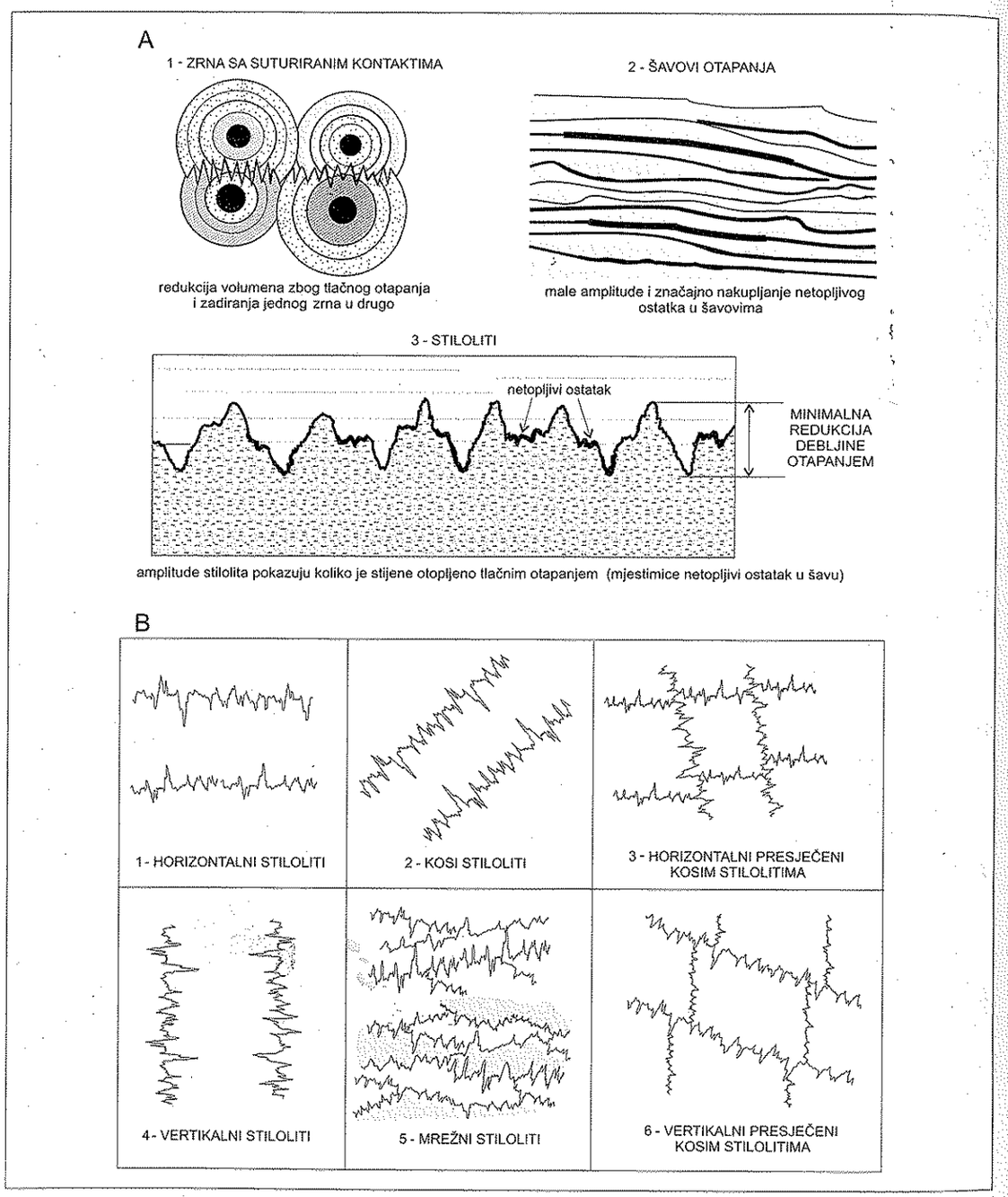
1) teorija tlačnog otapanja ili otapanja pod tlakom (*pressure solution* – Stockdale, 1922), i
2) teorija tlačne kontrakcije (*pressure contraction* – Shaub, 1939).

Prema teoriji tlačnog otapanja stiloliti nastaju pri cirkulaciji pornih otopina otapanjem već očvrsnutih stijena zbog razlika tlaka na kontaktima zrna. Dakle, prema toj teoriji stiloliti su kasnodijagenetske tvorevine nastale na većoj dubini prekrivanja.

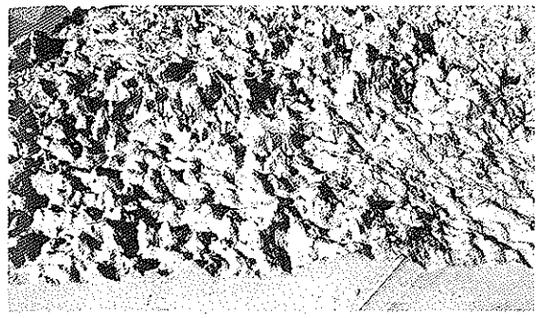
Teorija tlačne kontrakcije objašnjava postanak stilolita kontrakcijom, tj. stezanjem još plastičnih nelitificiranih taloga zbog plastičnih deformacija pod vrlo malim horizontalnim tlakovima. Prema toj teoriji stilolitizacija bi bila ranodijagenetski proces.

Mnogo više argumenata potvrđuje prvu teoriju, a najvažniji argumenti su postojanje glinovite, kloritne, limonitno–hematitne ili piritne tvari u stilolitnom šavu koja po mineralnom sastavu odgovara mineralnom sastavu netopljivog ostatka stijene neposredno uz stilolit, različite strukture stijene s jedne i druge strane šava, te presijecanje pojedinih sastojaka stijene stilolitima, pri čemu su konture presječenih dijelova takvih sastojaka obično nepodudarne (sl. 3–33A1).

Na temelju tih argumenata postanak se stilolita objašnjava na ovakav način: na kontaktima zrna u stijeni vlada vrlo visoki nadslojni tlak definiran dubinom prekrivanja te stijene, što uzrokuje postupno otapanje zrna na međusobnim kontaktima. Taj se proces zbiva na većoj dubini prekrivanja u već mehanički kompaktiranom sedimentu bez obzira radi li se o muljevitim ili pjeskovitim stijenama u kojima su pri mehaničkoj kompakciji zrna ili čestice zauzela stabilno pakiranje i uspostavila raspored s dodirima zrna na zrno. Kontinuiranim povećanjem dubine prekrivanja povećava se tlak i naprezanje na kontaktima zrna zbog prihvaćanja prijenosa litostatičkog tlaka. Na mjestima dodira zrna raste kemijski potencijal, što se kompenzira porastom topljivosti zrna na točkama dodira s najvećim naprezanjem, što neminovno dovodi do točkastog otapanja na samim dodirima zrna. Dalje od točaka



Slika 3–33 A – shematski prikaz oblika nastalih tlačnim otapanjem: 1 – suturirani kontakti; 2 – stilolitni šavovi malih amplituda, i 3 – stiloliti. B – klasifikacija stilolita u odnosu na slojnu površinu i međusobni raspored (prema Parku i Schotu, 1968).



Slika 3–34 Morfologija stilolitne površine u mikritnom vapnencu. Debljina ploče 26 mm, gornji titon, kamenolom Kirmenjak, Istra.

dodira tlak je znatno manji, smanjena je relativna topljivost, pa se pri ionskoj difuziji na mjestima manjeg tlaka, tj. po površini zrna izvan točke dodira ili u intergranularnim porama i šupljinama primjerice u karbonatnom sedimentu izlučuje kalcitni cement, a u kvarcnom pješčenjaku kvarcni cement.

Pri otapanju zrna na točkama dodira nastaju **suturirani kontakti** mikroskopskih dimenzija, jer su zrna međusobno uraštena jedna u druga (sl. 3–33A1). Tlačnim otapanjem nastaju suturirani kontakti između zrna s amplitudama manjim od 0,25 mm i razmjerno malom količinom netopivog ostatka unutar suturiranog kontakta – šava, poznati kao **šavovi otapanja** ili kao **mikrostiloliti** (sl. 3–33A2).

Daljnjim porastom dubine prekrivanja i povećanjem litostatičkog tlaka površina prijenosa napona postupno se povećava, da bi se na kraju veliki dio stijene počeo ponašati kao jedinka koja prenosi tlak. Zbog promjene kemijskog potencijala na mjestima najjačeg naprezanja litostatički se tlak raspoređuje i izjednačava tlačnim otapanjem razmjerno velike površine stijene, što se manifestira tvorbom makroskopskih tvorevina nastalih tlačnim otapanjem poznatih pod imenom **stiloliti** (sl. 3–33A3).

Dalje se razvitak stilolita pospješuje cirkulacijom porne vode po površini tankih glinovitih filmova koji u stijeni čine sitne nepropusne membrane. Cirkulira li voda, primjerice, po gornjoj strani takvog filma, ona će otapati lakše topljive dijelove stijene, a teže topljivi dijelovi ostat će neotopljeni u obliku malih klinova okrenutih vrhom prema dolje. Ako pak voda cirkulira duž donje strane glinenog filma teže topljiva mjesta zaostati će u obliku klinova s vrhovima orijentiranim naviše. Budući da obično duž takvih filmova voda cirkulira i iznad i ispod filma, gotovo istodobnim pomakom klinova i uklinjavanjem jedne i druge strane zbog nadslojnog tlaka stvara se suturirani stilolitni šav ispunjen netopljivim ostatkom stijene. Amplituda stilolita pokazuje koliko je najmanje stijene bilo otopljeno stilolitizacijom i koliko je reducirana debljina stijene. Primjerice, u gornjotitonskim mikritnim vapnencima Istre ukupna je debljina procesima stilolitizacije reducirana za najmanje 20 do 23%, kako to proizlazi iz mjerenja amplituda stilolitnih šavova na glatko piljenim zidovima tih vapnenaca u kamenolomu Kirmenjak (Tišljar, 1978).

Stiloliti unutar iste stijene mogu bočno imati vrlo različitu rasprostranjenost, od samo nekoliko centimetara pa do više stotina metara. Amplitude šavova mogu jednako tako varirati u širokim granicama: obično od 1 mm do desetak centimetara, a debljine šavova od samo nekoliko mikrometara do 2 mm. U presjeku paralelnom s ravninom šava stilolitne pukotinice imaju oblik malenih stupova s brojnim oštrim zupčastim i žljebastim ispupčenim i udubljenim oblicima (sl. 3–34). U pravilu su ispunjene glinovitom, kloritnom, piritnom ili limonitno–hematitnom tvari, koja je zapravo netopljivi ostatak stijene u kojoj se stilolit pojavljuje. Često se već makroskopski, a posebice mikroskopski, opaža kako stilolitni šav presijeca pojedine primarne sastojke stijene (kod vapnenaca ooide, onkoide, pelete, fosile, intraklaste, ili kod pješčenjaka zrna kvarca, feldspata i odlomaka stijena), te da struktura stijene s jedne i druge strane šava nije jednaka (sl. 3–33A3). Pritom odsječeni dijelovi pojedinih sastojaka na različitim stranama šava nemaju iste dimenzije ili pak, s jedne strane šava, potpuno nedostaje dio sastojka. To jasno upućuje na to da je po stilolitnom šavu došlo do većeg ili manjeg otapanja stijene.

Struktura "konus u konusu" (*cone-in-cone structure*) nastala je smicanjem zbog djelovanja tlaka nadslojeva, otapanjem i procesima prekristalizacije u sedimentima koji sadrže više od 50% karbonatnih

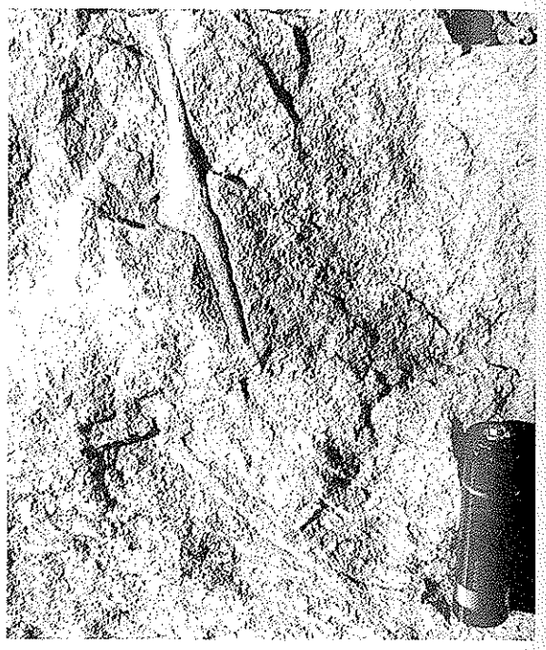
minerala, tj. u glinovitim vapnencima, laporima, glinovitim dolomitima i vapnenačkim pelitima – šejlovima. Odlikuje se pojavom niza konusnih oblika u stijeni s vrhovima okrenutim jedan prema drugom, često međusobno odvojenim glinovitim filmovima ili vlaknastim kalcitom, gipsom ili sideritom.

3.8. Biogeni oblici: bioturbacija i ihnofosili

Pod **biogenim teksturno-strukturnim** oblicima razumijevaju se svi tragovi koje organizmi tvore svojom životnom aktivnošću, kao što su kretanje, rovanje, kopanje, plaženje, odmaranje, prehrana i izrada jazbina (*burrowing*) u još nevezanim ili slabo konsolidiranim sedimentima, a da pritom sami organizmi nisu očuvani (sl. 3–35 i 3–36). Najveći dio takvih teksturnih oblika nastaje neposredno nakon taloženja i u prvoj fazi konsolidacije taloga dok još sadrži mnogo vode, kisika i dok je dovoljno mekan. Biogeni se oblici obično nalaze u marinskim, fluvijalnim ili riječnim i jezerskim sedimentima.

Bioturbacija (*bioturbation*) je uobičajeni naziv za sve vrste promjena u nevezanim talozima i u tlima koje su nastale spomenutim aktivnostima organizama, a fosilno su se očuvale u sedimentnim stijenama (sl. 3–35 i 3–36). Taj je termin u geološku literaturu uveo Richter (1936). Bioturbacija uzrokuje razaranje ili promjene oblika primarnih tekstura i struktura u sedimentu nastalih anorganskim sedimentacijskim procesima. Naime, aktivnošću bentosnih organizama (različitih životinjskih vrsta) sediment je poremećen jer se slojevi deformiraju i prekidaju lamine i druge unutarnje teksture zbog promjene položaja, rasporeda i slijeda sedimenata, te nastanka novih biogenih struktura. Na taj način bioturbacijom mogu nestati mnoge primarne unutarnje teksturne i strukturne značajke, primjerice horizontalna, kosa ili vijugava laminacija, kosa, flazerska i valovita slojevitost, itd.

Kao **ihnofosili** obično se označavaju tragovi rovanja, kopanja, bušenja i kretanja organizama u sedimentu i po njemu, pri čemu sami organizmi paleontološki nisu definirani. Zbog bogatstva mogućih oblika, varijacija i međusobnih prijelaza jednog oblika u drugi ne postoji klasifikacija ihnofosila koja bi ih u potpunosti uspjela sistematizirati s obzirom na organizme i njihove djelatnosti koje su uzrokovale nastanak takvih biogenih teksturnih oblika. Utvrđeno je, naime, da isti organizmi mogu u različitim sedimentima, ili u istovrsnim sedimentima ali u različitim ekološkim uvjetima i pri različitoj djelatnosti, ostavljati vrlo različite tragove i obratno, različiti organizmi mogu u sličnim ekološkim uvjetima ostavljati vrlo slične tragove.



Slika 3–35 Subvertikalna bioturbacija u glaukonitičnim "Maceljskim pješčenjacima". Donji miocen – zasjek ceste Krapina–Ptuj kod Donjeg Macelja.

S obzirom na stupanj poremećenosti primarne tekstura i strukture sedimenta i kvantitativnog prostornog odnosa bioturbiranog i neporemećenog sedimenta razlikuje se šest stupnjeva bioturbiranja (tablica 3–3).

Bioturbacija je vrlo česta i za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja vrlo važna odlika sitnozrnastih karbonatnih sedimenata taloženih u plimnim i potplimnim okolišima. Ti se okoliši odlikuju visokim sadržajem kisika, koji se inače porastom dubine brzo gubi, što je vrlo važno za bujan razvoj organizama koji tu žive ili se hrane muljem. U anaerobnim uvjetima bioturbacija je rijetkost ili je uopće nema (Flügel, 1982). Dok se u plimnim talozima obično javlja subvertikalna ili vertikalna bioturbacija (sl. 3–35), u dubljevodnim talozima, kao i talozima potplimne zone, u pravilu prevladava horizontalna bioturbacija (sl. 3–36). Primjerice, u vapnencima taloženim u plimnoj zoni česta je vertikalna i subvertikalna bioturbacija, a u plimnoj i potplimnoj zoni intenzivna horizontalna bioturbacija, što se osobito lijepo može zapaziti u vapnencima s ciklusima oplićavanja naviše: ciklus oplićavanja počinje taloženjem u *subtidalu* i sadrži horizontalnu bioturbaciju, postupno oplićava u *intertidal* i *supratidal* i intenzivno je vertikalno i subvertikalno bioturbiran. Promjena je orijentacije bioturbiranja – tragova rovanja – ovdje nastala zato što se pri postupnom izronjavanju taloga, zbog gubitka vlage na površini sedimenta u sedimentu nastanjuju druge vrste organizama koje se ukopavaju što dublje u mulj da bi se zaštitile od dehidratacije (Tišljar, 1986).

Bioturbacija često može jednolični, sitnozrnasti sediment, primjerice muljeviti talog (pjeskoviti prahovnjak, muljnjak ili mikritni vapnenac) pretvoriti u stijenu posebnih teksturno-strukturnih obilježja, kao što su mrljasti izgled ili habitus. Poseban primjer intenzivno bioturbiranih vapnenaca poznati su "mrljasti vapnenci" – tzv. "*Fleckenkalk*" – u mlađem dijelu donje jure Jadranske karbonatne platforme. Zbog intenzivnog bioturbiranja, a osobito različite količine organske tvari u mikritu domaćinu i materijalu koji ispunjava tragove ihnofosila, kao i s tim povezanim različitim stupnjem kasnodijagenetske dolomitizacije ili rekristalizacije, ti mikritni vapnenci imaju mrljasti izgled. Manji udio organske tvari u sedimentu kojim su ispunjeni valjkasti tragovi rovanja i prehranjivanja objašnjava se činjenicom da su organizmi koji se hrane muljem (muljožderi) bitno smanjili sadržaj organske tvari u probavljenom mulju u odnosu na sadržaj u okolnoj stijeni, tj. stijeni domaćinu (Tišljar, 1990). Osim toga, tu je vjerojatno posrijedi i pasivna ispuna tragova rovanja, tj. ispunjavanje tragova (rupa u muljevitom talogu) novim, mlađim talogom koji je već primarno sadržavao manje organske tvari od mulja u kojem se pojavljuje trag rovanja.

U pravilu, intenzivno bioturbirani mogu biti samo sedimenti u uvjetima sporog taloženja, jer pri brzoj akumulaciji detritusa nema mogućnosti nas-

Slika 3–36 Horizontalna bioturbacija – tragovi plaženja crva očuvani u površinskom dijelu sloja sitnozrnastog grauvaknog pješčenjaka. Baden, južno pobrđe Psunja kod Okučanskog Benkovca.

STUPANJ BIOTURBIRANJA	UDIO BIOTURBIRANJA
bez bioturbacije	< 1%
mjestimice bioturbirano	1–5% (sl. 3–35)
slabo bioturbirano	6–30% (sl. 3–36)
srednje bioturbirano	31–60%
izrazito bioturbirano	61–90%
vrlo jako bioturbirano	91–99%
potpuno bioturbirano	> 99%

Tablica 3–3 Stupnjevi primarne teksturno-strukturne poremećenosti sedimenta na temelju kvantitativnog prostornog odnosa bioturbiranog i neporemećenog sedimenta (prema Reinecku, 1963).

tanjivanja sedimenta organizmima, posebice muljožderima. Dakle, za bioturbirane sedimente može se reći da su pokazatelji spore sedimentacije s malim iznosima donosa i taloženja detritusa. Primjer su za to turbiditi i fliš u kojima su uglavnom bioturbirani samo završni intervali Bouminih sekvencija, obično interval T_d, tj. sedimenti nastali u uvjetima vrlo sporog taloženja sitnozrnastog detritusa iz suspenzije. U pješčanim intervalima T_{a-c}, koji su taloženi u vrlo kratkom roku od samo nekoliko sati (odjeljak 20.2.3), nema bioturbacije.

Biogenim teksturno-strukturnim tvorevinama pripadaju, posebice u karbonatnim stijenama, brojni slojni oblici i sedimentna tijela čija je tvorba izravno vezana uz životne procese biljaka i životinja. Među najvažnije i najčešće spadaju stromatoliti, vapnenačke sedre, organogeni grebeni, te biohermalne i biostromalne tvorevine, kako je to pobliže prikazano u knjizi *"Sedimentologija karbonata i evaporita"* (Tišljar, 2001).

3.9. Definicija siliciklastičnih zrna, skeletnog i biokemijskog detritusa i kemijskim i biokemijskim procesima izravno iz vodenih otopina kristaliziranih sastojaka

Klastični sedimenti i sedimentne stijene sastoje se od detritičnih sastojaka – zrna ili klasta (od grčkog *klásis* = lomljenje) – odnosno, mineralnih zrna i/ili odlomaka stijena sitnijih ili krupnijih dimenzija, preostalih nakon fizikalnog i kemijskog trošenja starijih stijena, a koja su nakon prijenosa vodom, ledom ili vjetrom taložena na kopnu, u slatkoj vodi ili u moru kao klastični sedimenti.

Zrna u biokemijskim karbonatnim stijenama su fosili (cijeli skeleti i njihovi bioklasti), intraklasti, peleti, obavijena i agregirana zrna, tj. primarni strukturni sastojci nastali prenošenjem i taloženjem skeletnog i neskeletnog karbonatnog materijala unutar taložnog prostora (Tišljar, 1994, 2001).

Zrna (klasti) u klastičnom, kao i biokemijskom karbonatnom sedimentu nerijetko čine temeljni kostur ili konstrukciju stijene, tako da stijena ima zrnsku ili klastnu potporu. U nekim talozima zrna "plivaju" unutar guste temeljne mase poznate pod imenom matriks, tako da stijena ima matriksnu potporu (odjeljak 3.12.1).

Zrna koja izgrađuju neki sediment i/ili sedimentnu stijenu mogu se s obzirom na mineraloške i petrološke značajke pojavljivati kao:

- **mineralna zrna**, ako svako od njih pripada pojedinačnom mineralu,
- **odlomci stijena**, ako su sastavljeni od više istovrsnih ili različitih minerala, tj. pripadaju fragmentu neke stijene,
- **skeleti** ili **ljušture**, tj. fosilni ostaci cijelih skeleta ili ljuštura,
- **bioklasti** – komadi ili krhotine skeleta ili ljuštura,
- **primarni karbonatni strukturni sastojci**, tj. nakupine karbonatnih minerala nastale kemijskim, biokemijskim ili organskim procesima izlučivanja iz morske ili slatke vode ili pak fizikalnim taložnim procesima, koje su unutar taložnog prostora bile vodenim strujama prenošene na manje ili veće udaljenosti (mikrit, peleti, ooidi, onkoidi, kortoidi, intraklasti i sl. – Tišljar, 1994, 2001).

Mineralna zrna i odlomci stijena silikatnog sastava, tj. zrna i odlomci stijena sastavljeni od kvarca i različitih silikatnih minerala, obično su obuhvaćena zajedničkim imenom kao **siliciklastična zrna** ili **siliciklastični detritus**.

Odlomci stijena karbonatnog sastava, tj. odlomci starijih vapnenaca i dolomita, za razliku od siliciklastičnog detritusa s jedne, a primarnih karbonatnih strukturnih sastojaka s druge strane, obično se podrazumijevaju pod imenom **karbonatni litoklasti** ili **karbonatni litoklastični detritus**.

Cijele skelete ili ljušture, ako nisu litificirane na svom staništu i u položaju rasta, kao i njihovo kršje (bioklasti) često se označavaju kao **fosilni detritus**, ili pobliže kao **skeletni detritus** za cijele skelete ili ljušturice, odnosno kao **bioklastični detritus** za fosilno kršje. Međutim, cijeli skeleti i ljušture, ali i njihovo kršje, kao i primarni karbonatni strukturni sastojci u petrologiji i sedimentologiji karbonatnih stijena često se zajedničkim imenom označavaju kao **karbonatni detritus** da bi se naglasilo da se radi o zrnima koja su se pri prijenosu i taloženju nalazila pod utjecajem morskih struja, valova ili plime i oseke.

Dok se klastični sedimenti sastoje od klasta, tj. krutih zrna preostalih nakon fizikalnog i kemijskog trošenja, a biokemijski sedimenti od skeletnih i/ili neskeletnih zrna, odnosno primarnih karbonatnih strukturnih sastojaka, u kemijskim sedimentima i sedimentnim stijenama se kao temeljna komponenta stijene javljaju kristalizirani sastojci.

Kristalizirani sastojci, odnosno "**kristalna zrna**" obuhvaćaju sve mineralne sastojke neke stijene nastale izravnim izlučivanjem iz vodenih otopina kemijskim ili biokemijskim procesima. To su, dakle, sastojci koji ne pripadaju u detritus, nisu bili transportirani u krutom stanju, već su izlučeni *in situ* pa im dimenzije, konture i vanjski oblici izravno ovise o stupnju kristaliniteta i uvjetima kristalizacije pri izlučivanju iz vodenih otopina.

Primjerice, silicijski se sedimenti sastoje od izometričnih kristala kvarca ili vlaknastih kristala kalcedona, kako je podrobnije prikazano u poglavlju 3.14, nodularni *sabkha* anhidriti od igličastih ili acikularnih anhidritnih kristala, a kasnodijagenetski dolomiti od ksenotipnih makrokristalastih dolomitnih kristala (Tišljar, 2001).

3.10. Podjela sedimenata na temelju veličine zrna

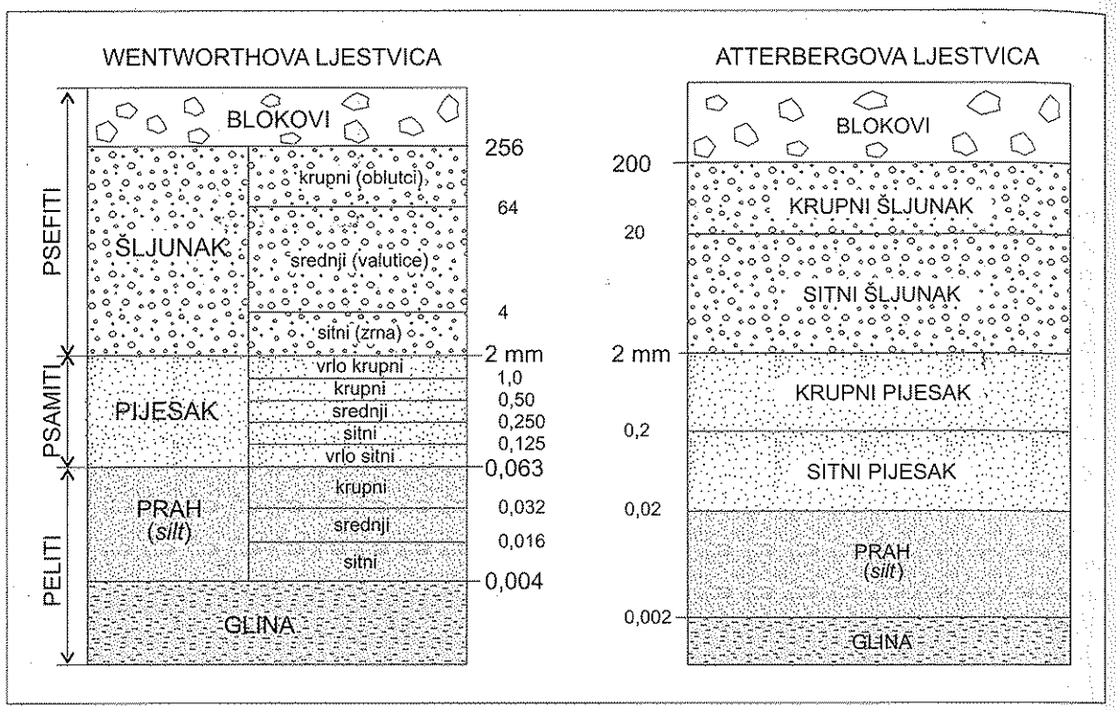
U sedimentologiji i petrologiji sedimentnih stijena za kvalitativno označavanje veličine zrna sedimenata uobičajena je terminologija prikazana u tablici 3–4.

U našoj geološkoj literaturi za pobliže označavanje sedimenata ili stijena s obzirom na veličinu zrna obično se rabe latinski nazivi, primjerice **feldspatski arenit**, **kalkarenit**, **kalkrudit**, u nekim slučajevima grčki nazivi poput **pelitni sedimenti** (od grč. *pelós* = glina), ali i engleski termini **silt**, **siltit** ili pridjev **siltični** (od engl. *siltic*). Sedimentološko–petrološko nazivlje taložina na temelju veličine zrna prema grčkoj, latinskoj i engleskoj terminologiji prizano je u tablici 3–4.

Pridjevi prahni ili siltni, glineni, muljni, pješčani, šljunčani označavaju talog ili stijenu koja se

	PREMA GRČKOM	PREMA LATINSKOM	ENGLESKI
ŠLJUNAK šljunčani šljunkoviti	PSEFIT (*psephos* = šljunak) psefitni	RUDIT (*rutus* = valutica) ruditni	GRAVEL gravelly
PIJESAK pješčani pjeskoviti	PSAMIT (*psamos* = pijesak) psamitni	ARENIT (arena = pijesak) arenitni	SAND sandy
PRAH (*SILT*) prahni ili siltni prahoviti ili siltični	ALEVRIT (*alevros* = prah) alevritni	LUTIT (lutum = mulj)	SILT silty
GLINA glineni glinoviti	PELIT (*pelos* = glina) pelitni		CLAY clayey

Tablica 3–4 Sedimentološko–petrološko nazivlje taložina na osnovi veličine zrna.



Slika 3–37 Klasifikacija i nomenklatura klastičnih sedimenata na temelju veličine zrna prema Wentworthu (1922) i Atterbergu (1905).

pretežito (>50%) sastoji od praha (silta), gline, mulja, pijeska ili šljunka, primjerice prahni (siltni) talog, glineno tlo, muljni turbiditi, pješčani žal, šljunčani nanos.

Za taloge ili stijene pretežito sastavljene od nekog drugog sastojka ili drugih komponenata, a koji kao značajnu komponentu sadrže još i prah (silt), glinu ili pijesak treba koristiti pridjeve glinoviti, prahoviti (siltični), muljeviti, pjeskoviti i šljunkoviti, npr. glinoviti vapnenac, glinoviti prahovnjak, glinoviti pijesak, prahoviti (siltični) lapor, prahoviti pješčenjak, prahoviti vapnenac, muljeviti pijesak ili šljunkoviti pijesak.

Pridjev muljeviti (*muddy*) odnosi se na sediment koji uz prevladavajuću komponentu, primjerice pijesak, sadrži i približno podjednake udjele praha i gline, a natopljen je vodom, npr. muljeviti pijesak, muljeviti talog.

Mulj (*mud*) je vodom natopljeni talog pretežito, odnosno >50%, sastavljen od smjese gline i praha. Ako sadrži znatnu količinu pijeska (11–49%) to je pjeskoviti mulj, a ako uz pijesak sadrži i zrna dimenzija šljunka šljunkovito–pjeskoviti mulj.

Postoje različite klasifikacije i ljestvice koje kvantitativno definiraju dimenzije zrna koja pripadaju jednoj od navedenih skupina sedimenata, tj. šljunku, pijesku, prahu i glini. Neke od njih primjenjuju se u pojedinim zemljama ili pak općenito u pojedinim strukama. U svijetu najširu primjenu imaju Wentworthova (1922) i Atterbergova ljestvica (1905).

Dok je **Atterbergova ljestvica** geometrijska, decimalna i ciklična, **Wentworthova ljestvica** je geometrijska i logaritamska na bazi broja 2. Zbog logaritamske podjele Wentworthova je ljestvica praktičnija za iscrpno grafičko prikazivanje, jer pri uporabi decimalne ljestvice nije moguće napraviti pogodno mjerilo da bi se mogle prikazati sve veličine zrna od dimenzija glina, tj. 1 do 4 μm, pa do dimenzija šljunka (>2 mm) i blokova (>200 mm). Wentworthova se ljestvica u nas primjenjuje u sedimentologiji i petrologiji, a Atterbergova ljestvica u geotehnici, građevinarstvu, hidrogeologiji i inženjerskoj geologiji.

Wentworthova i Attenbergova ljestvica prikazane su na sl. 3–37.

U prirodi se samo u posebnim taložnim uvjetima nalaze sedimenti sastavljeni od čestica, zrnaca ili valutica samo jedne frakcije, npr. samo od valutica šljunka promjera >2 mm, a bez pijeska i praha. Budući da su talozi obično sastavljeni od različitih međusobnih omjera gline, praha, pijeska ili šljunka, osim definiranja veličine tih zrna prema Wentworthovoj i Atterbergovoj ljestvici, nužna je i uporaba odgovarajuće nomenklature koja se temelji na međusobnim kvantitativnim – obično težinskim, ponegdje volumnim – odnosima udjela gline, praha i pijeska, ili praha, pijeska i šljunka. U literaturi postoji veliki broj takvih klasifikacija i nomenklatura, ali se najčešće primjenjuju klasifikacije i nomenklature koje su predložili Trefethen (1950), Shepard (1954) i Konta (1973).

Trefethenova (1950) ili Shepardova (1954) klasifikacija koriste se pri određivanju kvantitativnih odnosa za sedimente koji su smjesa gline, praha i pijeska, a Kontina (1973) klasifikacija je pogodna za određivanje udjela gline i praha u odnosu na šljunak i pijesak u pješčanim i šljunčanim sedimentima (sl. 3–38).

Pomoću tih klasifikacija, uz prethodna laboratorijska određivanja kvantitativnih udjela pojedinih komponenti u nekom uzorku (poglavlje 4) dobiva se točan kvantitativni naziv sedimenta, primjerice uzorak koji sadrži 5% gline, 20% praha i 75% pijeska prema Trefethenovom dijagramu na sl. 3–38 pripada polju 7 – prahovitom pijesku, a uzorak koji sadrži 15% šljunka, 30% praha i 55% pijeska pripada polju 11 – šljunkovito–prahovitom pijesku.

3.11. Morfometrijske značajke zrna

Morfometrijske značajke zrna proučavaju se radi dobivanja važnih podataka o teksturno-strukturnim odlikama sedimenata, kao i za rekonstrukciju i interpretaciju uvjeta transporta i okoliša taloženja. Glavne su morfometrijske značajke zrna oblik, spljoštenost, sferičnost, zaobljenost i pivotabilnost (sklonost zrna kotrljanju).

3.11.1. Oblik zrna

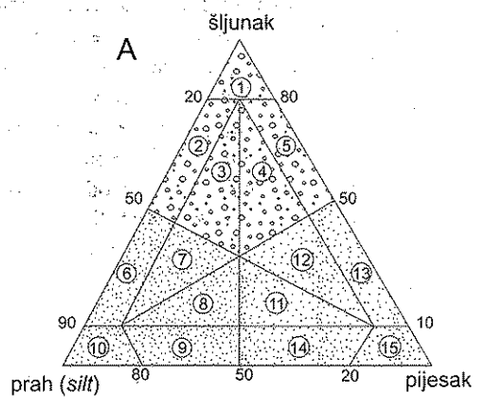
Oblik zrna je pojam kojim se označava približavanje nekog zrna manje–više pravilnim geometrijskim tijelima, pa tako zrna po obliku mogu biti kuglasta, diskoidna, pločasta, prizmatična, štapićasta, listićava, vretenasta ili potpuno nepravilna. Oblik zrna klastičnog sedimenta uvjetovan je primarnim oblikom minerala u matičnoj stijeni, stupnjem zaobljavanja i habanja tijekom prijenosa kao i dijagenetskim promjenama.

Od dijagenetskih promjena na oblik zrna najviše utječu tvorba regeneracijskih rubova, tlačno otapanje i korozija zrna.

Primarni oblik zrna u nekoj matičnoj magmatskoj, metamorfnoj ili kemijskoj sedimentnoj stijeni uvjetovan je kristalografskim svojstvima minerala i uvjetima kristalizacije. Minerali koji kristaliziraju u kubičnom sustavu imaju izometrični, oni u rompskom, monoklinskom i heksagonskom prizmatični, a oni u monoklinskom sustavu s vrlo kratkom oci *c* listićavi ili pločasti oblik.

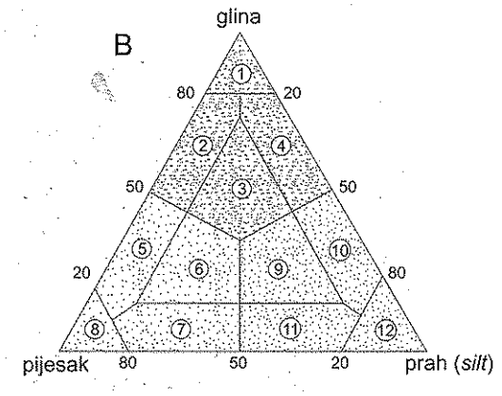
Oblik mineralnog zrna u klastičnom sedimentu, međutim, ovisi i o kalavosti minerala, njegovoj tvrdoći, intenzitetu trošenja i habanja pri transportu. Minerali koji nemaju kalavost, primjerice kvarc i granati, lakše će pri trošenju i transportu zadržati prvobitne kristalografske oblike od minerala koji se odlikuju dobrom kalavošću.

Osim oblika valutica šljunka oblik se zrna najčešće istražuje pri analizi teških minerala te pri istraživanju podrijetla klastičnih zrna, odnosno matičnih stijena koje su bile izvorište pješčanog detritusa. Rezultati istraživanja oblika zrna, općenito gledano,



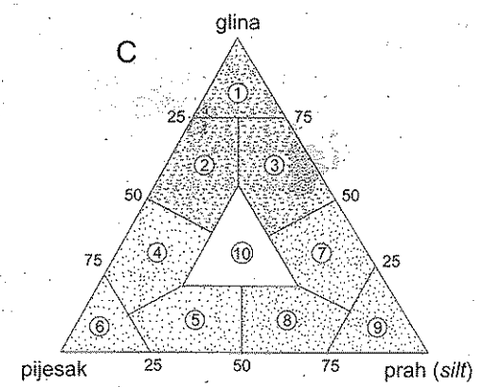
A - prema Konti (1973)

1 - šljunak
2 - prahoviti šljunak
3 - pjeskovito-prahoviti šljunak
4 - prahovito-pjeskoviti šljunak
5 - pjeskoviti šljunak
6 - šljunkoviti prah (*silt*)
7 - pjeskovito-šljunkoviti prah (*silt*)
8 - šljunkovito-pjeskoviti prah (*silt*)
9 - pjeskoviti prah (*silt*)
10 - prah (*silt*)
11 - šljunkovito-prahoviti pijesak
12 - prahovito-šljunkoviti pijesak
13 - šljunkoviti pijesak
14 - prahoviti pijesak
15 - pijesak



B - prema Trefethenu (1950)

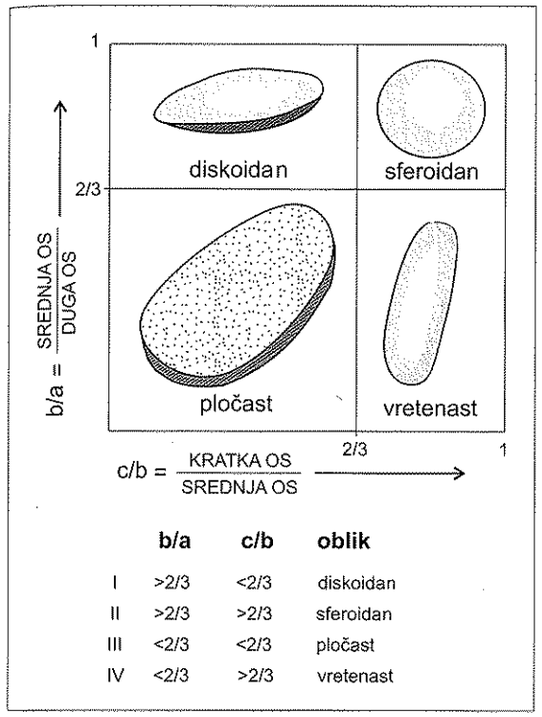
1 - glina
2 - pjeskovita glina
3 - pjeskovito-prahovita glina
4 - prahovita glina
5 - glinoviti pijesak
6 - prahovito-glinoviti pijesak
7 - prahoviti pijesak
8 - pijesak
9 - pjeskovito-glinoviti prah (*silt*)
10 - glinoviti prah (*silt*)
11 - pjeskoviti prah (*silt*)
12 - prah (*silt*)



C - prema Shepardu (1954)

1 - glina
2 - pjeskovita glina
3 - prahovita glina
4 - glinoviti pijesak
5 - prahoviti pijesak
6 - pijesak
7 - glinoviti prah (glinoviti *silt*)
8 - pjeskoviti prah (pjeskoviti *silt*)
9 - prah (*silt*)
10 - smjesa gline, praha i pijeska

Slika 3–38 Kvantitativna klasifikacija i nomenklatura klastičnih sedimenata na temelju međusobnih udjela pojedinih kategorija veličine zrna.



	b/a	c/b	oblik
I	>2/3	<2/3	diskoidan
II	>2/3	>2/3	sferoidan
III	<2/3	<2/3	pločast
IV	<2/3	>2/3	vretenast

Slika 3–39 Zinggov dijagram za određivanje oblika zrna.

pokazuju da zrna kvarca izometričnog oblika češće potječu iz granitoidnih, a izduženog oblika iz metamorfnih stijena.

Veliki utjecaj na oblikovanje zrna pri trošenju i transportu ima tvrdoća minerala. Minerali i mineralni agregati veće tvrdoće teže se habaju, pa je za njihovo zaobljavanje potreban bitno duži transport od onoga kod minerala manje tvrdoće. Zbog toga minerali velike tvrdoće, kao što su korund, topaz i kvarc, i pri dužem transportu zadržavaju primarne konture za razliku od minerala manje tvrdoće.

Što se tiče oblika fragmenata i valutica stijena u srednjozrnastim i krupnozrnastim klastičnim sedimentima (pijesci/pješčenjaci, šljunci/konglomerati, drobine/breče), općenito se može reći da je njihov oblik u prvome redu posljedica petrografskog sastava i teksturno-strukturnih odlika matičnih stijena, a tek zatim i posljedica transporta i hidrodinamskih uvjeta.

Fragmenti i valutice nastale trošenjem lisnatih šejlova ili kristalastih škriljavaca s vrlo izraženom škriljavošću i lepidoblastičnom strukturom imaju, u pravilu, pločasti, a gotovo nikada vretenasti ili kuglasti oblik, jer se te stijene raspadaju po površinama lisnatosti ili duž kontakata planpareleno poredanih listićavih sastojaka, odnosno po škriljavosti ili po površinama kalavosti tinjaca. Slično vrijedi i za fragmente i valutice horizontalno ili koso laminiranih ili tankoslojevitih vapnenaca, prahovnjaka i pješčenjaka kod kojih je pločasti oblik fragmenata uzrokovan raspadanjem stijene po površinama laminacije ili tanke (horizontalne ili kose) slojevitosti.

Stijene homogene teksture i strukture, tj. stijene bez laminacije, škriljavosti i tanke slojevitosti, pri trošenju i transportu raspadaju se u klaste sferoidnih, diskoidnih ili izometričnih oblika. Pritom je približavanje sferoidnim oblicima to jače što je transport bio duži, a energija vode viša.

Osim opisnih, kvalitativnih prikazivanja oblika zrna, postoje i kvantitativne, numeričke definicije oblika zrna. Numerički je oblik zrna definiran odnosima veličina najduže osi *a* (dužine), srednje *b* (širine) i najkraće osi *c* (debljine). Na temelju međusobnih odnosa srednje osi *b* i dugačke osi *a* te kratke osi *c* i srednje osi *b* Zingg (1935) je kvantitativno definirao četiri osnovna tipa oblika zrna: diskoidan, sferoidan, pločast i vretenast (sl. 3–39).

Pri geomorfološkim i paleogeografskim istraživanjima šljunaka, osim oblika zrna, kao poseban parametar određuje se i stupanj spljoštenosti zrna. **Stupanj spljoštenosti zrna** definiran je kao odnos najduže, srednje i najkraće osi *a*, *b* i *c*, odnosno dužine, širine i debljine zrna po izrazu:

$$Ss = \frac{a+b}{2c}$$

Iz ovog izraza jasno izlazi da je stupanj spljoštenosti zrna oblika kugle i kocke 1, jer su im sve tri osi istih dužina.

Stupanj spljoštenosti valutica šljunaka obično varira između 1,2 i 5. Znakovito je da stupanj spljoštenosti valutica istog petrografskog tipa varira u ovisnosti o okolišu taloženja i hidrodinamskim uvje-

tima, pa njegovo određivanje pri sedimentološkim istraživanjima šljunaka i konglomerata može dati važne podatke za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja. Primjera radi, evo kako u različitim okolišima varira stupanj spljoštenosti valutica vapnenaca mikritne strukture (Müller, 1967):

riječna korita	1,2 – 1,6
morske plaže	2,3 – 3,8
morene	1,6 – 1,8
obale jezera	2,3 – 4,4

Pri određivanju stupnja spljoštenosti zrna šljunka potrebno je izmjeriti dužinu (a), širinu (b) i debljinu (c) na najmanje 300 zrna da bi se dobiveni rezultati mogli smatrati statistički reprezentativnim.

3.11.2. Sferičnost zrna

Sferičnost zrna, odnosno približavanje oblika zrna kugli, često se još naziva i **kuglatost zrna** jer je to koeficijent koji pokazuje kako se neko zrno po svojem obliku odnosi prema kugli istog najvećeg promjera d kakav je najveći promjer zrna. Waddel (1932) definira sferičnost zrna kao odnos površine kugle prema površini zrna, pri čemu kugla ima isti volumen kao i zrno. Međutim, budući da je u praksi gotovo nemoguće izmjeriti površinu zrna, Waddel je uveo praktičnu definiciju indeksa sferičnosti kao odnos volumena zrna Vz prema volumenu kugle Vk koja ima isti promjer kao najmanji mogući opisani krug oko projekcije zrna, tj.:

$$Is = \sqrt[3]{\frac{Vz}{Vk}}$$

Iz ovog izraza jasno izlazi da je sferičnost zrna uvijek manja od 1, osim ako zrno nije kugla čiji je stupanj sferičnosti = 1, a da se stupanj sferičnosti listićavih i igličastih zrna približava nuli. S obzirom na to da je određivanje stupnja sferičnosti zrna prema Waddelu dugotrajan posao, u praksi se često koristi odnos volumena zrna prema volumenu kugle jednakog promjera kao što je promjer najmanjeg mogućeg opisanog kruga oko zrna.

Volumen zrna Vz jednostavno se određuje uranjanjem zrna u menzuru s vodom, a volumen kugle istoga promjera Vk izračuna se prema izmjerenoj veličini najvećeg promjera zrna:

$$S = \frac{Vz}{\frac{4r^3}{3}}$$

gdje je Vz = volumen zrna, a r = 1/2 najvećeg izmjerenog promjera zrna.

Pri sedimentološkim analizama, radi praktičnosti, stupanj sferičnosti zajedno sa stupnjem zaobljenosti određuje se vizualnim uspoređivanjem zrna s grafičkom tablicom koju su dali Krumbein i Sloss (1963), prikazanom na sl. 3–40.

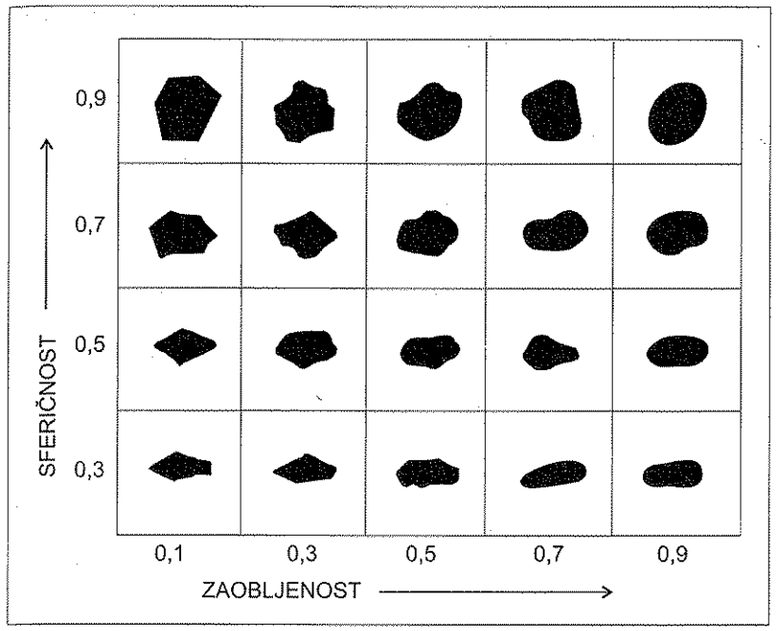
3.11.3. Zaobljenost zrna

Zaobljenost zrna kvantitativni je koeficijent koji pokazuje odnos između uglova i bridova zrna prema polumjeru najvećeg mogućeg u zrno upisanog kruga. Teorijski stupanj zaobljenosti varira od 0 do 1. Kod kugle je 1, a kod listićavih i igličastih zrna približava se 0.

Za kvantitativna određivanja stupnja zaobljenosti zrna postoji nekoliko metoda. Najpoznatije su metode koje su dali Waddel (1932) i Wentworth (1933), ali se u praksi pri petrološkim i sedimentološkim istraživanjima najčešće koristi grafičko uspoređivanje po Krumbeinu i Slossu (1963), tj. grafička tablica prikazana na sl. 3–40.

Zaobljavanje zrna posljedica je habanja njegovih uglova, bridova i cjelokupnih prvobitnih površina zbog međusobnog trenja i struganja zrna pri transportu. Istraživanja u prirodi, kao i pokusi u laboratoriju, pokazuju da je habanje oštrih uglova i bridova, a time i zaobljavanje zrna, najintenzivnije u prvim kilometrima transporta dok su uglovi i bridovi zrna još oštri i tanki. Zbog većeg otpora i veće površine krupniji se fragmenti brže zaobljavaju od sitnijih zrna, pa je zbog toga zaobljavanje zrna pijesaka mnogo sporije od zaobljavanja zrna šljunaka.

Vrlo je snažno habanje zrna u marinskim priobalnim okolišima i planinskim riječnim tokovima, pa tu u geološkom smislu nije potrebno dugo vrijeme da bi odlomljeni fragmenti stijena postali dobro



Slika 3–40 Tablica za grafičko određivanje stupnja sferičnosti i zaobljenosti zrna prema Krumbeinu i Slossu (1963).

zaobljene valutice. Potvrdu tome nalazimo u brojnim primjerima zaobljavanja krhotina stakla na morskim plažama. Ta stakla, ne starija od nekoliko desetaka godina, premda tvrđa od mnogih stijena imaju dobro zaobljene uglove i bridove, što jasno upućuje na to da je za zaobljavanje zrna i fragmenata u takvim uvjetima prijenosa detritusa potrebno geološki kratko vrijeme.

Eksperimenti u riječnim tokovima (Potter i Pettijohn, 1963) pokazuju da se valutice šljunka dobro zaoble već nakon transporta od 15–30 km, te da je najintenzivnije zaobljavanje u prvih 5–10 km. Pokusi što ih je izveo Thiel (1940) pokazuju da zrno kvarca promjera 1,5 mm pri transportu na udaljenosti od 8.000 km izgubi habanjem samo oko 0,065 mm od svojeg promjera, što drugim riječima znači da primarne dimenzije zrna pješčanih sedimenata tijekom transporta ne pretrpe znatnije zaobljavanje, odnosno promjene primarnih dimenzija i oblika zrna.

S obzirom na stupanj zaobljenosti zrna su svrstana u pet skupina, kako to prikazuje tablica 3–5.

Eksperimentima je, također, dokazano da se stupanj zaobljavanja kvarcnih zrna promjera od 1,5 do 2 mm povećava nakon transporta na udaljenost 2.000 km samo oko 5%. U turbiditnim tokovima, gdje su zrna prenošena u suspenziji ili "vučenjem u obliku tepiha", praktički i nema zaobljavanja. Prema tomu, dobro zaobljena zrna kvarcnih pijesaka/pješčenjaka uglavnom su posljedica opetovano ponavljanih ciklusa trošenja, transporta i taloženja pješčanog detritusa, odnosno velike zrelosti pješčanog detritusa.

Općenito, zaobljenost se zrna povećava razmjerno s dužinom i intenzitetom transporta, veličinom zrna, njegovom gustoćom i prostornom masom, a obrnuto proporcionalno s tvrdoćom zrna.

Pivotabilnost zrna ili "sklonost zrna kotrljanju" u uskoj je vezi sa sferičnošću i zaobljenošću zrna. Istraživanje pivotabilnosti zrna primjenjuje se pri ispitivanju stabilnosti kosina izgrađenih od rasutih šljunčano/šljunkovitih i pješčanih sedimenata, te pri istraživanjima i proračunima brzine ispunjavanja akumulacijskih jezera šljunčano–pješčanim detritusom.

Pivotabilnost se određuje u izduženom koritu s nagibom uzdužne osi od 1,5° uz konstantno nagi-

VRSTA ZRNA	STUPANJ ZAOBLJENOSTI (prema Krumbeinu i Slossu, 1963)	VIDLJIVE ZNAČAJKE NA ZRNIMA
uglasta zrna	Z = 0–0,2	uglovi i bridovi su oštri; zrna nisu pretrpjela nikakvo vidljivo habanje
poluuglasta zrna	Z = 0,2–0,4	zamjetno habanje uglova i bridova kao posljedice transporta; primaran oblik zrna još je jasno zamjetljiv
poluzaobljena zrna	Z = 0,4–0,6	uglovi i bridovi su zaobljeni; zamjetno habanje po površini zrna, a prvobitni oblik zrna još je uočljiv ali su površine zrna dosta reducirane
zaobljena zrna	Z = 0,6–0,8	uglovi i bridovi dobro su zaobljeni, a prvobitne su površine zrna gotovo potpuno uništene
vrlo dobro zaobljena zrna	Z = 0,8–1,0	potpuno zaobljene konture zrna bez bridova i uglova; cjelokupna površina zrna habanjem je postala potpuno glatka

Tablica 3–5 Stupnjevi zaobljenosti zrna.

banje korita oko uzdužne osi lijevo–desno tako da zrna duž korita putuju u cikcak-crti. Pivotabilnost zrna definirana je potrebnim vremenom za koje zrna prođu određenu dužinu puta u koritu.

3.12. Sedimentni sklop ili orijentacija i način pakiranja zrna

3.12.1. Način pakiranja zrna: zrnska, klastna, muljna i matriksna potpora

U klastičnim, kao i mnogim biokemijskim i kemijskim karbonatnim sedimentnim stijenama razlikuju se zrna, matriks, cement i pore. Vrste zrna i definicije zrna u klastičnim i biokemijskim sedimentima pobliže su prikazane u poglavlju 3.9, a ovdje će biti prikazan njihov način pakiranja i međusobni odnos zrna ili klasta, matriksa i cementa.

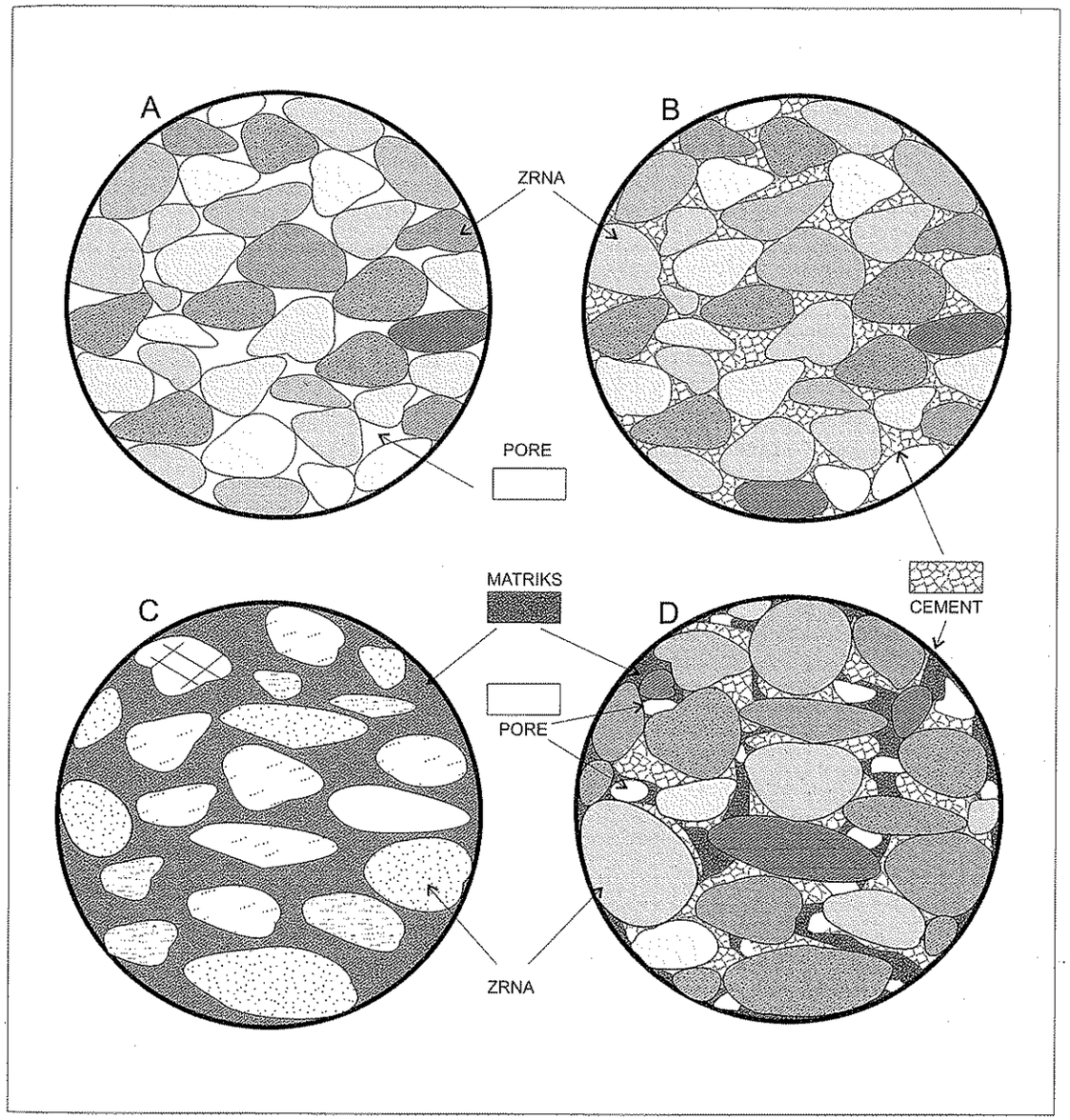
Zrna u klastičnom i biokemijskom karbonatnom sedimentu čine osnovni skelet ili konstrukciju stijene, a u pojedinim tipovima taloga 'plivaju' unutar guste mase poznate pod imenom matriks. Ako se zrna ili klasti međusobno dodiruju i podupiru jedno o drugo, govori se o **zrnskoj potpori** (*grain-support*), kako je to prikazano na sl. 3–41.

Matriks ili **temeljna masa** je sitni detritus koji je transportiran i taložen zajedno sa zrnima: u pješčenjacima to je obično mulj ili glina, u konglomeratima i brečama sitni pijesak, prah i/ili glina, a u vapnencima vapnenački mulj ili mikrit. Kao matriks obično se označava detritus dimenzija <0,030 mm, tj. materijal čije su dimenzije manje od debljine mikroskopskog izbruska.

Matriks se u sedimentu nalazi ili u međuprostorima zrna (intergranularnim porama) ili pak zrna "plivaju" u njemu. Ako se matriks nalazi u međuprostorima zrna, a zrna imaju međusobnu potporu ili **zrnsku potporu** sediment se odlikuje 'zrnskom potporom i matriksom u intergranularnim porama', a ako zrna nemaju takvu potporu, nego su okružena ('plivaju') u matriksu to je **matriksna** ili **muljna potpora** (*matrix-support*, *mud-support*), kako to prikazuje sl. 3–41.

Cement je mineralna tvar izlučena u porama između zrna nakon njihovog taloženja (sl. 3–41), ali i na mjestu otopljenih zrna. Dakle, to je postsedimentacijski sastojak nastao izlučivanjem mineralne tvari iz pornih otopina (odjeljci 6.4.1.2 i 6.4.2.3 i poglavlje 9.2).

Pore su slobodni prostori između zrna u kojima nema niti matriksa niti cementa (sl. 3–41). Obično su ispunjene ili plinovima (ugljičnim dioksidom,



Slika 3–41 Shematski prikaz načina pakiranja zrna (klasta) i načina cementacije i litifikacije klastičnog sedimenta (ali i bioklastičnog ili općenito alokemijskog vapnenca): A – zrnska potpora (ili klastna potpora) nelitificiranog taloga odlikuje se zrnima (i klastima) u međusobnom dodiru. U intergranularnim (interpartikularnim) porama nema niti matriksa niti cementa. B – zrna ili klasti sa zrnskom potporom cementirani u čvrstu stijenu nakon izlučivanja mineralnog cementa. C – matriksna potpora se odlikuje matriksnom (muljevitom) osnovom u kojoj se zrna ili klasti međusobno ne dodiruju (poput otoka "plivaju" u matriksu). Litifikacijom matriksa nastaje čvrsta stijena matriksnopotpornog tipa. D – općeniti primjer strukturnih komponenata neke sedimentne stijene sa zrnskom potporom koja ne pripada u potpunosti niti B niti C tipu: sastoji se od *zrna* i *matriksa*, tj. zajedno istaloženog zrnastog i muljevitog detritusa, *intergranularnih pora* (bijelo) i naknadno izlučenog *cementa* u dijelu pornih prostora.

metanom, dušičnim dioksidom) i/ili vodom ili naftom.

Zrna i fragmenti od kojih se sastoji neki sediment imaju određeni raspored i orijentaciju unutar sedimenta. To svojstvo u engleskoj terminologiji obuhvaćeno je terminom *fabric* (= građa), a u njemačkoj terminologiji terminom *Gefüge* (= sklop ili struktura). Raspored i orijentacija zrna u sedimentu izravna su posljedica uvjeta koji su vladali tijekom transporta, taloženja i mehaničke dijageneze, osobito kompakcije ili zbijanja zbog tlaka nadslojeva. Utjecaj je kompakcije najsnažniji u glinovitim sedimentima, a vrlo slab u krupnoklastičnim i plitkomorskim karbonatnim sedimentima (vidi poglavlja 6.4 i 7.2).

U sedimentima se, s obzirom na način pakiranja, sortiranja i međusobni raspored zrna različitih dimenzija, razlikuju tri osnovna tipa pakiranja (sl. 3–41):

a) klasti i krupna zrna imaju međusobnu potporu ili kontakte zrno-na-zrno (sl. 3–41A), tj. **zrnsku potporu** ili **klastnu potporu** (*grain-support, clast-support*), a između krupnih zrna nalaze se dobro sortirana sitnija zrna ili matriks (= bimodalni sastav),
b) klasti i krupna zrna imaju međusobnu potporu ili kontakte zrno-na-zrno, a između krupnih zrna nalaze se loše sortirana sitna zrna ili matriks (polimodalni sastav), i
c) klasti i krupna zrna nemaju međusobnu potporu (sl. 3–41B), tj. nemaju kontakte zrno-na-zrno već "plivaju" u matriksu. To je **matriksna** ili **muljna potpora** (*matrix-support, mud-support*) i polimodalni sastav.

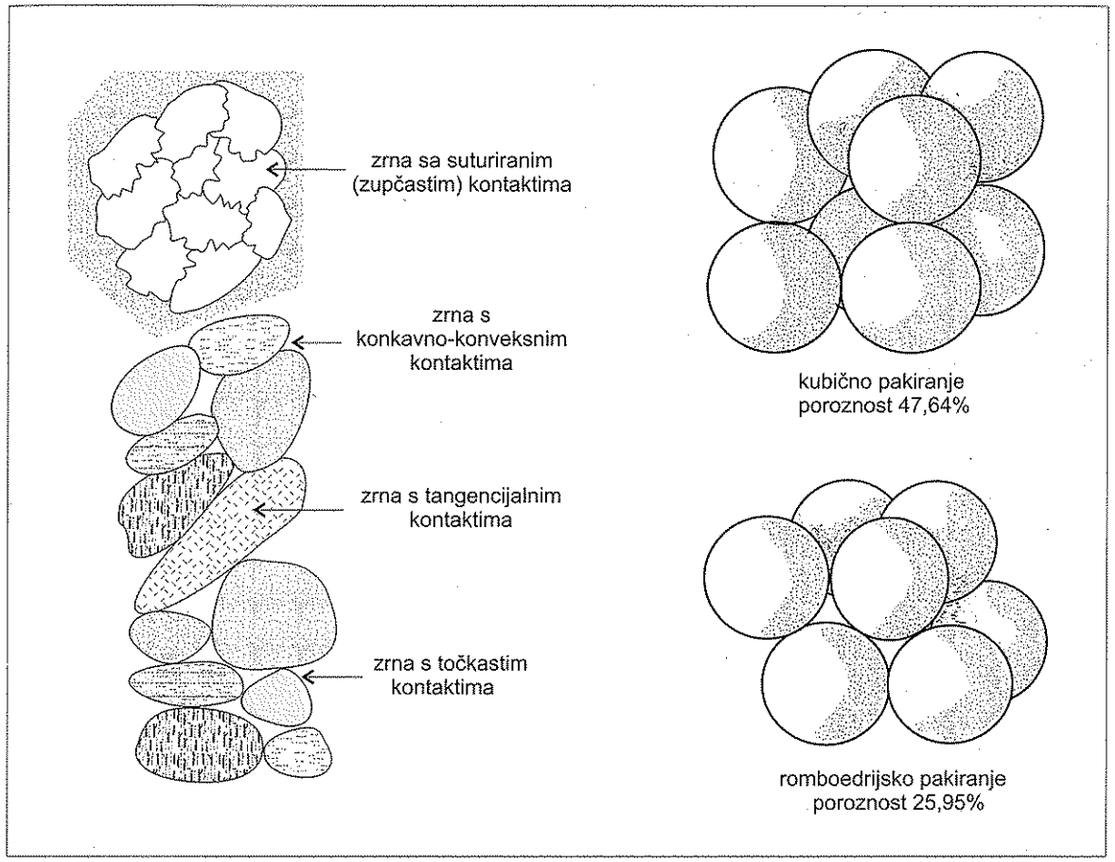
Vrlo važno strukturno svojstvo sedimenata jest način pakiranja zrna (*packing*), jer o njemu ovise poroznost, propusnost, kompakcija ili zbijanje i cementacija taloga, odnosno njegova litifikacija. Zrna pri taloženju mogu zauzeti različite međusobne položaje i imati različitu gustoću pakiranja. Teorijski gledano, kugle istih dimenzija mogu međusobno zauzeti romboedrijsko ili kubično pakiranje, pri čemu je najrahlije **kubično pakiranje** s poroznošću od 47,64%, a najgušće **romboedrijsko pakiranje** s poroznošću od 25,95% (sl. 3–42).

U prirodi, tj. u sedimentima, zrna nikada nisu kugle, niti su sva istog promjera, pa će i njihova poroznost biti znatno niža od teorijske za kubično pakiranje. Najgušće će pakiranje imati pijesak ili šljunak s niskim koeficijentom sortiranja, tj. sedimenti širokog raspona granulometrijskog sastava, koji sadrže zrnca svih dimenzija u kojima se u međuprostorima krupnijih zrna nalaze sitna zrnca. Najrahlije će pakiranje imati tek istaloženi glinoviti talozi i muljevi u kojima se listićavi minerali glina pakiraju u obliku saća ili imaju "strukturu poput kuće od karata" s porama ispunjenim vodom (vidi sl. 7–10). Njihova poroznost može biti i veća od 85%, ali se bitno smanjuje zbijanjem ili kompakcijom pri porastu dubine prekrivanja (poglavlje 7.2).

Zbijanje ili **kompakcija** kao najvažniji mehanički dijagenetski proces ima vrlo važnu ulogu pri formiranju međusobnih kontakata zrna u sedimentu. Naposredno nakon taloženja zrna uglavnom imaju točkaste ili tangencijalne kontakte (sl. 3–42), a ako sediment uz zrna sadrži i znatan udio matriksa, primjerice mulja ili gline u pijesku, zrna nemaju međusobnu potporu, već "plivaju" u matriksu, odnosno zrna imaju muljnu potporu (sl. 3–41 i 3–42). Općenito, ako zrna pri taloženju imaju zrnsku potporu, tj. točkaste ili tangencijalne kontakte zrna-na-zrno, uz dobro sortirani matriks u međuprostorima krupnih zrna (bimodalni sastav), pakiranje sedimenata tvorit će otvorenu trodimenzionalnu mrežu slobodnih pora i odlikovat će se velikom poroznošću i propusnošću. Povećanjem dubine prekrivanja, odnosno povećanjem tlaka nadslojeva, zbog zbijanja zrna dobivaju konkavno–konveksne, a pri vrlo velikim tlakovima zbog tlačnog otapanja i suturirane kontakte (sl. 3–42), čime se bitno smanjuju poroznost i propusnost, o čemu se iscrpnije govori u poglavlju 6.4.

3.12.2. Orijentacija zrna i imbrikacija

Izdužene, vretenaste i plosnate valutice i zrna mogu pri taloženju, ovisno o mehanizmu i snazi toka ili struja, imati različitu orijentaciju i raspored. U odnosu na smjer toka mogu imati potpuno neuređeni raspored i orijentaciju ili pak mogu imati manje–više orijentiran ili potpuno pravilan raspored s jednakom orijentacijom i položajem u sloju.



Slika 3–42 Glavni tipovi međusobnih kontakata zrna u sedimentu i prikaz kubičnog i romboedrijskog pakiranja kuglastih zrna s teorijskim vrijednostima intergranularne poroznosti.

Mnoga istraživanja pokazuju da valutice izduženog oblika, osobito vretenaste valutice, pokazuju tendenciju orijentiranja dužih a-osi usporedno sa strujom toka, ali i da one mogu biti orijentirane okomito na smjer struje, primjerice u gornjem setu delte i u riječnim tokovima s niskom energijom (Selley, 1988).

Izdužene (vretenaste) valutice riječnih i marinskih šljunaka nisu uvijek istoznačno orijentirane. U riječnim su okolišima vretenaste valutice u tokovima s visokom energijom vode uvijek, zbog postavljanja u položaj manjeg otpora, svojom dužom osi orijentirane paralelno sa smjerom toka, a u riječnim tokovima s niskom energijom, zbog manjeg otpora kotrljanja, dužom osi okomito na smjer toka. Orijentacija izduženih valutica na morskim plažama u pravilu je paralelna s obalnom crtom, odnosno okomito na smjer struja plime i oseke ili valova.

U šljuncima/konglomeratima koji se sastoje od valutica čije su duže ili *a*-osi >2 cm i koje imaju međusobnu potporu valutice pokazuju dobro razvijenu uređenost i visok stupanj orijentacije na dva načina:

1) duže ili *a*-osi valutica orijentirane su poprečno na smjer toka kao posljedica kotrljanja zrna na sloju – to je Walkerov (1975) **tip a(t) b(i)**, i

2) duže ili *a*-osi valutica poredane su paralelno sa smjerom toka – to je **tip a(p) a(i)** za koji Walker (1975) smatra da je bitno rjeđi i da se uglavnom pojavljuje u glacijalnim nanosima (til, tilit) i dubokovodnim konglomeratima turbiditnog tipa u zajednici s gradacijskom slojevitošću, ali da može biti zadovoljavajuće pouzdan pokazatelj procesa transporta.

Izdužena zrna pijeska obično su orijentirana usporedno sa smjerom strujanja vode. Ovo pravilo, međutim, ne vrijedi za pješčane sedimente taložene iz mutnih tokova, tj. turbidite (Füchtbauer, 1974).

Orijentacija ljušturica nekih školjkaša i ostrakoda može upozoriti na jačinu strujanja vode: ako su ljušturice prenošene i taložene u vodi visoke energije, uvijek će svojom konveksnom stranom biti okrenute prema gore, tj. bit će poklopljene, jer je to stabilniji položaj koji pruža manji otpor strujanju vode. U uvjetima slabih strujanja i niske energije vode one neće imati jednoznačan položaj, tj. biti će i u konveksnom i u konkavnom položaju (poklopljene i otklopljene). Iz ovoga proizlazi da se promatranjem položaja ljušturica školjkaša i ostrakoda u stijeni, uz ostale teksturno-strukturne elemente, mogu dobiti vrlo vrijedni podaci o hidrodinamskom režimu i okolišu taloženja.

Plosnate valutice šljunaka su općenito u odnosu na smjer strujanja vode svojom dužom osi orijentirane paralelno sa smjerom toka i s manjim ili većim kutom nagnute u suprotnome smjeru od smjera toka. Takva orijentacija i položaj plosnatih valutica naziva se *imbrikacija* (*imbrication*, *imbricate structure*), a dobar je pokazatelj paleostruja. Imbrikacija je vrlo česta u marinskim šljuncima, ali se od okoliša do okoliša odlikuje varijabilnom orijentacijom smjerova dužih *a*-osi valutica. Riječni šljunci također često pokazuju imbrikaciju s uniformnim kutovima nagiba.

Kut imbrikacije, tj. kut nagnutosti plosnatih valutica ili nagib valutica u odnosu na slojnu ravninu, u marinskim šljuncima iznosi od 2 do 15°, a u riječnim šljuncima od 15 do 30° (Pettijohn, 1975). Kut imbrikacije ili kut nagnutosti općenito je razmjeran porastu stupnja plosnatosti valutica i povećava se povećanjem njihovih dimenzija, a obrnuto je proporcionalan s porastom udjela sitnozrnastog matriksa, tj. sa smanjivanjem udjela zrna s kontaktima zrno-na-zrno. Naime, imbrikacija nastaje orijentacijom, tj. slaganjem, plosnatih valutica pri njihovu kotrljanju mehanizmom zrno-po-zrno. Taj je mehanizam moguć samo ako su valutice potpuno individualizirane, tj. ako se djelovanjem vodenog toka svaka od njih kreće pojedinačno (Walker, 1975). Budući da imbrikacija u pravilu nastaje kotrljanjem u riječnim tokovima s visokom energijom i na visokoenergijskim potopljenim žalima ili obalnim licima (*shoreface*), pri imbrikaciji valutice se pojavljuju kao Walkerov tip a(t) i b(i). Imbrikacija se vrlo rijetko pojavljuje u šljuncima taloženim iz gravitacijskih tokova i to kao Walkerov tip a(p) i a(i).

Imbrikacija se mjeri na terenu na dobro otkrivenim izdancima s velikim brojem otkrivenih plosnatih valutica. Najprije se izmjere elementi nagiba sloja koji je sastavljen od valutica, a zatim elementi nagiba plosnatih valutica (obično na 100 do 300 valutica). Dobivene se vrijednosti nanose na Schmidtovu mrežu za valutice kao točke (polovi), a položaj sloja kao trase ravnina. Točke se zatim rotiraju u horizontalni položaj i iz dobivenih podataka očita kut imbrikacije, koji može biti jedan od važnih pokazatelja okoliša taloženja.

3.13. Glavni tipovi struktura klastičnih sedimenata

Strukture (*textures*) klastičnih sedimenata, kao i sistematika tih sedimenata, temelje se na veličini zrna od kojih su sastavljeni (sl. 3–41).

Ako u stijeni prevladavaju zrna >2 mm tad je to *psefitno-klastična struktura* (tekstura) tipa breče ako su fragmenti uglasti (sl. 5–2 i 5–3) ili tipa konglomerata ako su zrna (valutice) zaobljena (sl. 5–4).

Ako pješčani sedimenti pretežito sadrže samo zrna dimenzija između 0,063 i 2 mm to je *psamitno-klastična struktura* (sl. 6–6 do 6–12).

Pelitni sedimenti se sastoje od zrnaca dimenzija praha i čestica gline, tj. <0,063 mm, pa imaju *pelitno-klastičnu strukturu* (sl. 7–1 do 7–5).

Među klastičnim, kao i mnogim biokemijskim karbonatnim sedimentnim stijenama, razlikuju se zrna, matriks, cement i pore, kao i zrnska i matriksna potpora, kako je to podrobnije objašnjeno u poglavljima 3.9 i 3.12 i na sl. 3–41 i 3–42.

Pri opisu strukturnih (teksturnih) značajki nekog klastičnog sedimenta, osim definiranja temeljne strukture prema veličini zrna, obvezno se mora opisati stupanj zaobljenosti i sferičnosti zrna, tip njihovih međusobnih kontakata (vidi sl. 3–42), način njihovog pakiranja i odnos zrna, cementa ili matriksa (vidi sl. 3–41). Posebice je važno ima li klastični sediment **zrnsku (klastnu) potporu** ili **matriksnu potporu** i kakav je udio matriksa i/ili udio zrna u stijeni, jer o tome ovisi klasifikacija najvećeg broja klastičnih sedimentnih stijena, ali i mogućnost interpretacije okoliša taloženja, primjerice šljunaka aluvijalne lepeze i prepletenih rijeka (vidi poglavlja 14.2 i 14.3).

Podjela konglomerata temelji se na količini matriksa: **ortokonglomerati** sadrže <15% matriksa i odlikuju se klastnom ili zrnskom potporom, a **parakonglomerati** sadrže >15% matriksa i imaju matriksnu potporu (poglavlje 5.4). Pješčenjaci su s obzirom na udio matriksa podjeljeni na **"nečiste pješčenjake"** ili **grauvake**, ako sadrže >15% matriksa, i **"čiste pješčenjake"** ili **arenite**, ako sadrže cement ili <15% matriksa (poglavlje 6.3).

3.14. Glavni tipovi struktura silicijskih sedimenata

Budući da silicijski sedimenti po svom podrijetlu pripadaju biokemijskim (organogenim) i kemijskim sedimentima pretežito se sastoje od nedetritičnih – autigenih minerala – iz skupine silicijskih oksida ili oksida s vodom, tj. od opala-A, kristobalita ili opala-CT, kalcedona, kvarcina i kriptokristalastog, mikrokristalastog ili makrokristalastog kvarca, kao i fosilnih ostataka silicijskih organizama (radiolarija, dijatomeja, silikoflagelata, spikula spužava kremenjašica). Svi su ti sastojci zapravo kristalni agregati različitog stupnja kristaliniteta, koji su izlučeni iz vodenih otopina biokemijskim ili anorganskim kemijskim procesima (poglavlje 9.1).

Uz bolje ili slabije očuvane skelete silicijskih organizama koji su primarno bili izgrađeni od opala-A, a koji tijekom dijageneze postupno prekristalizira u kristobalit ili opal-CT, kalcedon, kvarcin i na kraju kvarc, bitna značajka silicijskih sedimenata, posebice dijagenetski zrelih radiolarita, dijatomita i rožnjaka, jesu **kristalaste strukture** (*crystalline textures*). Prema veličini kristala među njima se obično razlikuju tri tipa:

1) **Makrokristalasta struktura** (*macrocrystalline texture*) ako stijena pretežito sadrži kristale >0,1 mm. Nije posebno česta niti u jednoj vrsti silicijskih sedimenata, ali se nalazi unutar slojevitih rožnjaka ponegdje u obliku žila ili zona sastavljenih od velikih mozaičnih ekvidimenzionalnih kristala kvarca promjera od 50 do 300 μm, odnosno kao *megakvarc*.
2) **Mikrokristalasta struktura** (*microcrystalline texture*) ako se stijena pretežito sastoji od kristala promjera između 0,01 i 0,1 mm. Česta je u nekim tipovima nodularnih i slojevitih rožnjaka, ali i kao temeljna masa između skeleta koja se sastoji od mikrokristalastog kvarca i kalcedona u radiolaritima i dijatomitima.
3) **Kriptokristalasta struktura** (*cryptocrystalline texture*) ako prevladavaju kristalići <0.01 mm. Karakteristična je za porculanit i većinu nodularnih i slojevitih rožnjaka, kao i radiolarita i dijatomita u kojima je primarni opal-A tijekom dijageneze prekristaliziran u kriptokristalasti kvarc (mikrokvarc), kvarcin ili kalcedon, kako je to opisano u poglavljima 9.1, 9.2 i 9.3.

Kristali kvarca i kalcedona u istom uzorku stijene, tj. u mikroskopskom izbrusku, mogu biti podjednakih veličina ili ekvidimenzionalni (*equigranular*, odnosno ravnomjerno zrnasti) ili nejednakih veličina, tj. neekvidimenzionalni (*inequigranular* – neravnomjerno zrnasti). Ako većina kristala ima idiomorfne konture to je struktura s idiomorfnim kristalima, odnosno **euhedralna struktura** (*euhedral texture*) ili **idiotipna struktura** (*idotopic texture*).

Ako većina kristala ima samo djelomice očuvane idiomorfne, tj. hipidiomorfne (subhedralne) konture tad je to **hipidiotipna struktura** (*hypidiotopic*

texture) ili **subhedralna struktura** (*subhedral texture*). Ako pak većina kristala ima potpuno nepravilne (alotriomorfne, anhedralne ili ksenotipne) kristale, to je **anhedralna struktura** (*anhedral texture*) ili **ksenotipna struktura** (*xenotopic texture*), primjerice porculanita i mnogih prugastih rožnjaka (odjeljak 9.3.1).

S obzirom na to jesu li kristali ekvidimenzionalni ili neekvidimenzionalni, svaka od navedenih struktura može dobiti dodatni pridjev, pa tako, primjerice, imamo kombinacije "ekvigranularna euhedralna struktura", "neekvidimenzionalna euhedralna struktura", "ekvigranularna ksenotipna struktura", itd.

Ako se, međutim, izduženi ili igličasti kristali kalcedona pojavljuju u međusobno paralelno ili radijalno poredanim kuglastim, grozdastim, bubrežastim ili nepravilnim nakupinama, to je **acikularna struktura** (*acicular texture*), a ako su takva izduženja jako velika, tj. odnos dužine je prema širini i/ili debljini kristala izuzetno velik, to je **fibrozna** ili **vlaknasta struktura** (*fibrous texture*).

Radiolariti u kojima se skeleti radiolarija sastoje od vlaknastog kalcedona, koji je unutar kružnog presjeka skeleta raspoređen u obliku centrifugalno orijentiranih zrakastih agregata bez pigmenta, a s ukriženim nikolima pokazuje jedinstveni kalcedonski sferulit, imaju **sferulitnu strukturu**.

4. Metode određivanja veličine zrna i istraživanje teksturno-strukturnih odlika primjenom acetatnih folija

4.1. Metode određivanja veličine zrna sedimenata na terenu

Već na terenu vrlo jednostavnim postupcima sedimentima se, posebice klastičnim, može na osnovi udjela zrna dimenzija praha, pijeska i šljunka odrediti njihov opći granulometrijski sastav i pripadnost temeljnoj vrsti, tj. pripada li sediment, primjerice, krupnozrnastom pijesku ili šljunkovitom pijesku. No, za bolju odredbu pješčano–prahnih, pješčano–muljnih i prahovito–glinovitih sedimenata potrebno je, radi izbjegavanja subjektivnih procjena, pogrešaka i nepreciznosti, primjenjivati pouzdanije terenske metode.

Naime, veliku praktičnu vrijednost ima podatak je li neki pjeskovito–muljeviti ili pjeskovito–glinoviti sediment definiran kao "glinoviti pijesak" ili kao "pjeskoviti prah (silt)", odnosno "pjeskovito–prahovita glina". To je osobito važno pri istraživanju teksturno-strukturnih značajki, uvjeta i okoliša taloženja, kao i facijesa, a veliku praktičnu vrijednost ima pri istraživanjima ležišta građevnog materijala, tj. sirovina za opekarsku, keramičku i staklarsku industriju.

Na terenu se veličina zrna takvih sedimenata određuje primjenom neke od sljedećih terenskih metoda (Müller, 1967).

(a) Uspoređivanje sa standardiziranim uzorcima

Metoda se na terenu primjenjuje za određivanje veličine zrna pješčanih i sitnozrnastih šljunkovito-pješčanih sedimenata. Temelji se na usporedbi uzorka istraživanog sedimenta sa standardnim uzorcima poznatih dimenzija zrna. U tu je svrhu potrebno na teren ponijeti više epruveta s po veličini zrna različitim standardiziranim uzorcima koji su dobiveni laboratorijskim sijanjem kroz dva sita određenih veličina zrna, primjerice krupnozrnastog pijeska (1,0–2,0 mm), srednjozrnastog pijeska (0,25–1,0 mm), sitnozrnastog pijeska (0,063–0,25 mm), prahovitog pijeska (0,032–0,25 mm), pjeskovitog praha (0,032–0,125 mm) i praha (0,032–0,063 mm).

Na terenu se u prozirnu menzuru od pleksiglasa usipa ispitivani uzorak i uspoređuje njegova veličina zrna sa standardiziranim uzorkom poznate veličine zrna. Kad se pronađe po dimenzijama zrna istraživanome uzorku najsličniji standardizirani uzorak, zapiše se koju frakciju zrna sadrži, a istraživanu uzorku daje se naziv prema veličini zrna iz standardiziranog uzorka, npr. "sitni pijesak".

(b) Uporaba Müllerovog povećala

Müllerovim povećalom, koje ima tri posebno konstruirane leće s različitim stupnjevima povećanja i pripadajućim ljestvicama za mjerenje u području stotinki i desetinki milimetara, kao i milimetarsko–centimetarskog područja, mogu se prilično točno izmjeriti veličine zrna, a i druge veličine na promatranom uzorku (pore, lamine, žilice i sl.).

Povećalo omogućava točno mjerenje dimenzija u području od 20 μm do 20 mm.

(c) Terenske metode sijanja po Azmonu (1961)

Ova metoda određivanja veličine zrna sedimenata na terenu primjenjuje se za brzo određivanje granulometrijskog sastava nevezanih prahovito–pješčanih, pješčanih i šljunkovito–pješčanih sedimenata. U tu je svrhu na terenu potreban poseban pribor koji se sastoji od kompleta malih sita (promjera od 5 do 10 cm) i graduirane menzure od pleksiglasa. Ispitivani se uzorak prosije kroz 3 do 5 sita odgovarajućeg promjera rupica. Prosijana frakcija (prosijev) koja je prošla kroz sito najmanjeg promjera rupica usipa se u menzuru, očita njezin volumen, a zatim redom od najsitnijeg do najkrupnijeg sita isti se postupak ponovi i za svaku frakciju koja je ostala na pojedinim sitima.

Iz odnosa volumena svake pojedine frakcije prema ukupnom volumenu svih frakcija izračuna se udio – volumni postotak – pojedine frakcije u uzorku i na temelju toga odredi vrsta sedimenta sukladno nomenklaturi prikazanoj na sl. 3–38.

(d) Uporaba metode mjerenja brzine taloženja čestica

Ta se metoda na terenu primjenuje za približe određivanje granulometrijskog tipa glinovito–prahovitih, glinenih, muljevitih i prahnih (siltnih) taloga. U tu je svrhu potrebna menzura od pleksiglasa, sat sa sekundnom skalom (štoperica) i tablica s podacima o brzinama padanja čestica u vodi s visine od 10 cm (tablica 4–1).

U menzuru s jasno obilježenom visinom od 10 cm usipa se nekoliko grama, prethodno u vodi dobro suspendiranog uzorka, snažno se promućka i ostavi taložiti uz mjerenje vremena t pri kojemu se pretežiti dio sedimenta istaložio ispod označene crte (visine padanja) od 10 cm. Iz tablice 4–1 se zatim prema određenom vremenu t očita veličina čestica d. Pritom treba znati da istaložene čestice imaju veće dimenzije od vrijednosti d iz tablice. Naime, sve čestice promjera većeg od d prešle su put od 10 cm, tj. istaložile su se na dno menzure, a čestice manje od promjera d još su ostale u suspenziji. Ako se primjerice u vremenu $t = 15$ min. istaložio najveći dio sedimenta, tad on pretežito sadrži čestice promjera >11,2 μm (tablica 4–1).

t = VRIJEME TALOŽENJA	d = PROMJER TALOŽENIH ČESTICA
1,5 min.	–
5,0 min.	20,0 μm
15,0 min.	11,2 μm
50,0 min.	35,0 μm
150,0 min. (2 sata 30 min.)	3,5 μm
480,0 min. (8 sati)	2,0 μm

Tablica 4–1 Promjeri čestica prema brzini padanja u vodi pri temperaturi od 20°C s visine od 10 cm (Müller, 1967).

4.2. Laboratorijske metode određivanja veličine zrna u sedimentima – granulometrijske analize

Najvažnije i najčešće primjenjivane laboratorijske metode određivanja veličine zrna u sedimentima jesu mjerenje, sijanje i sedimentacijska analiza, a sve su zajedno obuhvaćene nazivom **granulometrijska analiza**.

Svaka se od ovih metoda primjenjuje u odgovarajućem području veličine zrna, te za određivanje pojedine vrste sedimenata, kao i stupnja i načina njihove litifikacije. Vrsta sedimenata, veličina zrna i raspoloživa količina uzorka, te stupanj i način njihove litifikacije o kojima ovisi mogućnost dispergiranja litificirane stijene na zrna i čestice, određuje izbor metode kojom će se izvesti granulometrijska analiza. Pregled metoda određivanja veličine zrna koje se mogu primijeniti za pojedine vrste sedimenata i stijena s potrebnim količinama uzoraka prikazuje tablica 4–2.

4.2.1. Izravna mjerenja i mjerenja mikroskopom (granulometrijska analiza mjerenjem zrna)

Izravna mjerenja veličine zrna poduzimaju se samo u slučaju kad nije moguće primijeniti neku drugu metodu, odnosno:

- ako su zrna uzorka veća od raspoloživih nizova rupičastih sita (obično veća od 63 mm),
- ako nije moguća potpuna dezintegracija čvrsto vezane stijene,
- ako je na raspolaganju premala količina uzorka za neku drugu analizu (primjerice pri analizi teških minerala), ili
- ako je na raspolaganju samo mikroskopski izbrusak stijene, a nužno je imati granulometrijski sastav uzorka.

1) Izravno mjerenje veličine zrna obično se primjenjuje pri analizi šljunka, kao i istraživanju krupnozrnastih breča i konglomerata.

VELIČINA ZRNA u mm	VRSTA SEDIMENTA ILI STIJENE	METODA	POTREBNA KOLIČINA UZORKA
>100	blokovi, konglomerat/breča	izravno mjerenje	najmanje 300 pojedinačnih zrna
100–2	šljunak/drobina konglomerat/breča	izravno mjerenje i sijanje rupičastim sitima	>300 zrna ili sijanje rupičastim sitima
2–0,063	pijesak pješčenjak	sijanje laboratorijskim sitima mjerenje mikroskopom	20–300 g >300 zrna
0,063–0,004	prah prahovnjak	sijanje mikrositima i sedimentacijska analiza	1–100 g
<0,004	glina glinjak	sedimentacijska analiza mjerenje elektronskim mikroskopom	1–5 g 0,1–0,5 g

Tablica 4–2 Izbor metoda određivanja veličine zrna u sedimentima i potrebne količine uzorka za pojedinu metodu (Müller, 1967).

Zrna se mjere pomičnim mjerilom, milimetarskom trakom ili ravnalom, i to tako da se mjeri najveći promjer, u pravilu, na više od 300 zrna.

2) Mjerenje veličina zrna u mikroskopskim izbruscima primjenjuje se u slučajevima kad nije moguće dezintegrirati neki pješčenjak (npr. kvarcni pješčenjak cementiran opalnim ili kvarcnim cementom), ili ako je na raspolaganju samo mikroskopski izbrusak bez uzorka stijene.

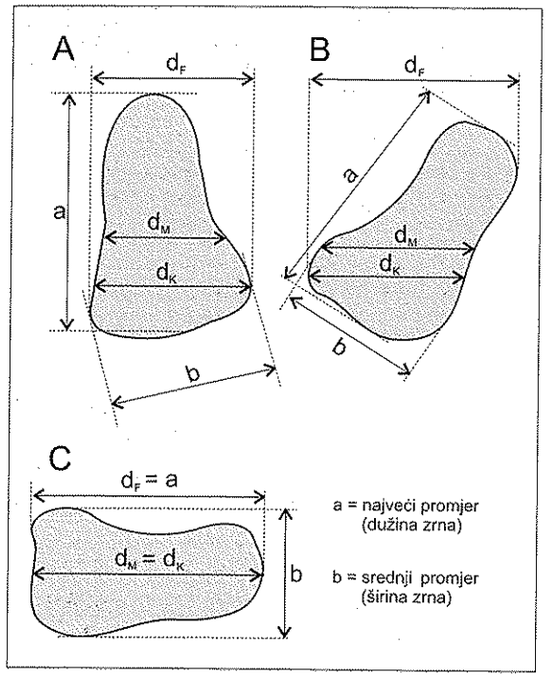
Mikroskopsko mjerenje veličine zrna nikad ne daje potpuno jednake rezultate granulometrijskog sastava kao metoda sijanja, jer se u mikroskopskom izbrusku mjere veličine na slučajnim presjecima zrna. Naime, neko pješčano zrno u mikroskopskom izbrusku najčešće nije prerezano u svom najvećem presjeku, kojim je definiran njegov promjer pri sijanju, a, osim toga, u mikroskopskom izbrusku slučajni presjek zrna ima samo dvije, a ne tri dimenzije. Međutim, bilo koji slučajni presjek zrnaste stijene mikroskopskim izbruskom dat će pri dovoljnom broju mjerenih zrna pouzdane podatke o veličinama zrna od kojih se stijena sastoji.

Postoje tri osnovne metode mjerenja veličine zrna u mikroskopskim izbruscima. To su obično linijsko mjerenje, mjerenje statističkih promjera i planimetriranje površine zrna.

Obično linijsko mjerenje izvodi se neovisno o orijentaciji izbruska pri mikroskopskom mjerenju. Mjere se sva zrna u jednom dijelu izbruska, odnosno najmanje 300 pojedinačnih zrna, i to tako da se svakom zrnu izmjeri najveći promjer, odnosno dužina a, i srednji promjer ili širina b (sl. 4–1A). Iz tako izmjerenih dužina i širina izračuna se aritmetička sredina veličine zrna d, tj. d = promjer zrna, po izrazu:

$$d = \frac{a+b}{2}$$

Mjerenje statističkih promjera provodi se na izbrusku pri njegovoj strogo određenoj orijentaciji. Metoda se temelji na činjenici da će se pri dovoljnom broju zrna mjerenih uvijek na isti način pri stalnoj orijentaciji izbruska dobiti statistička vrijednost njihovih veličina. Pri tom se mjerenju obično



Slika 4–1 Načini mjerenja veličine zrna u mikroskopskim izbruscima (iz: Müller, 1967): A – metodom običnog linijskog mjerenja (dužine zrna *a*, širine zrna *b*), i A, B, C – metodom statističkih promjera: d_F = Feretov; d_M = Martinov, i d_K = Krumbeinov statistički promjer.

mjere statistički promjeri ili po Martinu d_M, ili po Krumbeinu d_K ili po Feretu d_F (sl. 4–1).

Martinov statistički promjer d_M je dužina crte postavljene unutar kontura zrna u mikroskopskom izbrusku tako da ukupnu površinu zrna dijeli na dvije jednake površine. Ta se dužina uvijek mjeri paralelno s horizontalnom niti nitnog križa/okulara mikroskopa, a podjela na dvije jednake površine zrna tom crtom postavlja se procjenom (sl. 4–1).

Feretov statistički promjer d_F dužina je razmaka između dviju tangenti postavljenih na konture zrna usporedno s vertikalnim nitima nitnog križa (sl. 4–1).

Krumbeinov statistički promjer d_K ili tzv. *maksimalni horizontalni intercept* najveća je dužina koja se unutar kontura zrna može smjestiti paralelno horizontalnoj niti nitnog križa okulara mikroskopa (sl. 4–1).

Planimetriranje površina zrna obavlja se pomoću mikroskopa na kojem je postavljen posebni mrežasti ili točkasti okular u kome pri određenom povećanju svaka točkica ili kvadrat predstavlja točno određenu površinu. Za svako zrno u jednom dijelu izbruska, i to na najmanje 300 zrna, s pomoću takvog se okulara odredi površina zrna A_p, brojanjem točkica ili kvadrata unutar konture zrna. Iz izmjerenih planimetriranih površina svakog zrna izračunaju se pripadajući promjeri zrna kao polumjeri kruga iste površine po izrazu:

$$dp = \sqrt{\frac{4A_p}{\pi}}$$

Vrijednosti izmjerenih promjera svih 300 zrna dobivene bilo kojom od navedenih metoda mjerenja veličine zrna u mikroskopskom izbrusku za svaki se uzorak (mikroskopski izbrusak) svrstavaju u skupine određenih raspona veličina, odnosno "frakcije", na način da se od ukupno mjerenih zrna izbroje zrna čiji promjeri pripadaju u neku od prethodno izabranih "frakcija" (tablica 4–3a). Izbor "frakcija", u pravilu najmanje 5, određen je rasponom granulometrijskog sastava pješčenjaka. Za pješčenjak koji, primjerice, sadrži zrna pješčanih dimenzija u rasponu od 0,06 do 1 mm te "frakcije" mogu imati raspone prikazane na tablici 4–3a, za krupnozrnaste pješčenjake koji se sastoje od zrna promjera do 2 i

FRAKCIJA	BROJ ZRNA
>1,01 mm	26 zrna
0,631–1,00 mm	30 zrna
0,201–0,630 mm	72 zrna
0,101–0,200 mm	59 zrna
0,0631–0,10 mm	68 zrna
<0,063 mm	45 zrna

Tablica 4–3a Primjer određivanja skupina ili "frakcija" određenih veličina zrna iz podataka mjerenja 300 zrna pješčenjaka u mikroskopskom izbrusku.

VELIČINA ZRNA	>1,01 mm	0,631–1,01 mm	0,201–0,630 mm	0,101–0,200 mm	0,0631–0,10 mm	< 0,063 mm
broj zrna	26	30	72	59	68	45
% zrna	9,0	10,0	24,0	19,7	22,6	14,7
kumulativni zbroj	100,0%	91,0%	81,0%	57,0%	37,3%	14,7%

Tablica 4–3b Način izračunavanja granulomerijskog sastava uzorka pješčenjaka na temelju rezultata izravnog mjerenja veličine zrna u mikroskopskom izbrusku.

više mm rasponi 5 do 7 "frakcija" se izaberu tako da najsitnija "frakcija" obuhvati zrna <0,06 mm, a najkrupnija zrna >2 mm (npr. <0,063; 0,0631–0,10; 0,101–0,20; 0,201–0,631; 0,631–1,00; >1,01 mm).

Iz broja zrna svake pojedine skupine ili "frakcije" u odnosu na ukupan broj mjerenih zrna izračuna se postotak zrna za svaku pojedinu skupinu ili "frakciju" (tablica 4–3b). Ako se, primjerice, od 300 izmjerenih zrna broj zrna po skupinama ili "frakcijama" rasporedi kako je to prikazano u tablici 4–3a, tad se granulometrijski sastav tog uzorka izračuna na način kako to prikazuje tablica 4–3b.

Iz tih se podataka može nacrtati *kumulativna granulometrijska krivulja* i izračunati *granulometrijski koeficijenti*, kako je to iscrpno objašnjeno u odjeljku 4.2.4.1.

4.2.2. Određivanje veličine zrna sijanjem (granulometrijska analiza sijanjem)

Sijanje je najvažnija metoda određivanja veličine zrna – granulometrijskog sastava – sitnozrnastih šljunčanih, šljunčano–pješčanih, pješčanih i prahovito–pješčanih sedimenata. Uzorak se sije kroz određen broj sita tako da se razdijeli u više frakcija, obično 5 do 7. Naime, praksa je pokazala da gotovo nikad nije potrebno uzorak razdijeliti u više od 10 frakcija, a da bi rezultat sijanja ipak bio reprezentativan. Naime, veći broj sita znatno produžuje trajanje analize, a ne daje nikakvo bitnije poboljšanje njezine točnosti.

Frakcija je onaj dio uzorka koji se nakon sijanja zadrži između dvaju susjednih sita, tj. onaj dio uzorka koji sadrži zrna kojih su dimenzije ograničene dimenzijama otvora gornjeg i donjeg sita.

Sijanje se može obavljati rupičastim, pletenim ili laboratorijskim sitima i mikrositima, što ovisi o rasponu veličina zrna uzorka.

Rupičasta sita imaju kvadratni drveni okvir i limeno dno s okruglim otvorima koji su postavljeni po geometrijskoj progresiji $\sqrt[10]{10}$, tj. promjer otvora svakog sljedećeg sita u nizu veći je za taj iznos.

Pletena sita ili *laboratorijska sita* imaju okrugao oblik i kvadratne otvore, odnosno metalnu kvadratnu pletenu mrežicu postavljenu u limenom okviru. Setovi sita obično imaju promjer otvora od 0,04 do 6,3 mm (ISO 4188).

Mikrosita su slična pletenim ili laboratorijskim sitima, ali im je promjer otvora kvadratnog oblika na vrlo tankoj pletenoj žičanoj mreži manji, tj. set mikrosita ima kvadratne otvore promjera od 0,02 do 0,06 mm.

Izbor sita za sijanje, odnosno granulometrijsku analizu, ovisi o rasponu veličine zrna uzorka. Jasno je da se šljunkoviti pijesak mora sijati drukčijim sitima nego sitnozrnasti ili prahoviti pijesak, ali uvijek tako da se sijanjem dobije 5 do 7 frakcija.

4.2.2.1. Priprema uzoraka za granulometrijsku analizu

Uzorak za granulometrijsku analizu može u prirodnom stanju biti rasut, poluvezan ili čvrsto litificiran, vrlo vlažan, mekan, suh ili onečišćen biljnim trunjem. Ako je uzorak rasut prije analize se mora samo dobro razmrviti ili suspendirati u vodi, osuši-

ti i za analizu odvagnuti određena količina prema tablici 4–2. Iz velikog uzorka potrebna se reprezentativna količina dobije jednostavnim četvrtanjem uzorka ili strojnim dijeljenjem uzorka u posebnim aparatima – djeliteljima uzorka. Obično su to rotacijski aparati koji imaju šest ili osam posuda u koje se okretanjem u određenim vremenskim razmacima usipava uvijek jednaka količina materijala. Tako se u svakoj posudici dobije 1/6 ili 1/8 reprezentativnog dijela cijelog uzorka.

Ako su uzorci poluvezani ili vezani, potrebno ih je dezintegrirati, tj. rastaviti na sastavne dijelove – zrna. Pri tome ne smije doći do razbijanja zrna, nego ona moraju biti onakva kakva su u samom uzorku.

Dezintegracija sedimenata se obavlja na različite načine, već prema stupnju litifikacije i vrsti cementa i veziva stijene. Glinoviti sedimenti i slabo vezani glinoviti prahovnjaci (siltiti) i/ili pješčenjaci vrlo se lako dezintegriraju dugotrajnim močenjem i mućkanjem u vodi. Jače litificirani glinoviti, prahoviti, glinovito–pješčani, prahovito–pješčani i muljevito–pješčani sedimenti dispergiraju se ultrazvukom ili vodikovim peroksidom, a laporoviti sedimenti i lapori, kao i kalcitom cementirani pješčenjaci otapanjem kalcita u monokloroctenoj, octenoj ili solnoj kiselini.

a) *Dispergiranje uzorka vodikovim peroksidom* (H_2O_2) uobičajeno je za slabo do srednje čvrsto litificirane glinovito–prahovite (pelitne) i glinovito–prahovite pješčane sedimente. Oprezno prstima razmrvljeni uzorak prelije se u staklenoj čaši 15%-tnom otopinom vodikovog peroksida (1 dio vode i 1 dio peroksida koji se obično isporučuje kao 30%-tni). Za kratko vrijeme (oko 1 do 15 minuta, ovisno o poroznosti i propusnosti uzorka) peroksid prodire u pore, raspada se na kisik i vodu i tako u porama stvara jaki tlak koji uzrokuje raspadanje uzorka na sastavne dijelove – zrna i čestice. To se očituje intenzivnim pjenušanjem suspenzije poput vrenja, pa za dispergiranje treba uvijek koristiti visoke čaše koje se peroksidom ne smiju ispuniti više od trećine. Nakon završene reakcije dolije se destilirana voda, ostavi da se talog istaloži i zatim odlije tekućina. Nakon sušenja, dijeljenja i odvage određene količine uzorka pristupa se sijanju.

Napomena: kako se pletena sita ne bi oštetila peroksidom uzorak se nakon vaganja i prije sijanja mora nekoliko puta isprati destiliranom vodom.

b) *Dezintegracija ultrazvukom* uspješno se provodi za glinovite, prahovite, muljevite i pješčane sedimente koji se zbog jače litifikacije ne mogu dispergirati vodikovim peroksidom. Oprezno prstima na veličinu grudica od 1 do 3 mm razmrvljeni uzorak promućka se u vodi kojoj se, radi sprečavanja koagulacije gline, doda *Na-pirofosfat* ili *amonijak*. Jače litificirani uzorci trebaju se duže vrijeme držati u vodi, tj. obično se moraju ostaviti namočeni do drugog dana.

U vodi dobro promućkani uzorak obrađuje se ultrazvukom (ultrazvučnim dispergatorom) frekvencije oko 20 kHz u trajanju od 2 do 3 minute, pri čemu ultrazvučni valovi visoke frekvencije razgrađuju uzorak na sastavne dijelove. Uzorak se profiltrira kroz membranski filtar ili se ostavi da se potpuno istaloži, tekućina se odlije, a talog osuši, dijeli na potrebnu količinu, važe i sije.

c) *Dezintegracija uzorka otapanjem kalcitnog cementa* obično se provodi pri analizi kalcitom bogatih pelitnih sedimenata, pješčenjaka i lapora, odnosno svih sedimenata koji sadrže kalcit i/ili aragonit kao vezivo ili matriks. U tu se svrhu koristi 0,5 N otopina monokloroctene kiseline, 10 do 15%-tna otopina ugljične kiseline ili pak 5 do 10%-tna otopina solne kiseline. Najpogodnija je monokloroctena kiselina koja, za razliku od octene kiseline, ne tvori s otopljenim Ca-ionima netopljive Ca-komplekse, a ne otapa niti fosfatne niti Fe-kloritne minerale koji su izrazito topljivi u otopini solne kiseline.

Pri uporabi *solne kiseline* pH treba neprestano održavati između 5 i 6 (kontrola indikatorskim papirom ili tekućinom), jer se pri većoj kiselosti (pH<5) otapaju minerali iz skupine klorita i fosfata. Pri korištenju *monokloroctene* ili *octene kiseline* otapanje traje znatno duže nego pri otapanju solnom kiselinom, obično od 3 do 10 dana.

Postupak je otapanja sljedeći: oprezno razdrobljeni uzorak u odlomke promjera 3 do 5 cm prosije se kroz sito promjera 0,4 ili 0,6 mm da bi se odstranila prašina i eventualno zdrobljena zrna, dobro se homogenizira, odijeli na potrebnu količinu uzorka i odvagne oko 20 do 30 g. Analitičkom vagom točno odvagnuti uzorak se u staklenoj čaši oprezno prelije otopinom jedne od kiselina i uz češće miješanje ostavi da se otope kalcit i aragonit. Nakon završenog otapanja (kontrola s jednom kapi koncentrirane HCl iz pipete na sam talog koji više ne smije reagirati na HCl) tekućina se odlije, talog nekoliko puta ispere destiliranom vodom (*oprez – zaostala kiselina razara mrežicu sita!*), osuši i važe.

Iz odnosa težine uzorka nakon i prije otapanja izračuna se **postotak karbonata u uzorku**. Uzorak preostao nakon otapanja kalcita zatim se sije kroz odgovarajući niz sita.

Otapanje kalcita ili aragonita teče prema sljedećim reakcijama:

Monokloroctena kiselina:

$$CaCO_3 + 2CH_2ClCOOH \rightarrow Ca(CHClCOOH)_2 + CO_2 + H_2O$$

Octena kiselina:

$$CaCO_3 + 2CH_3COOH \rightarrow Ca(CH_2COOH)_2 + CO_2 + H_2O$$

Solna kiselina:

$$CaCO_3 + 2HCl \rightarrow CaCl_2 + CO_2 + H_2O$$

4.2.2.2. Sijanje uzoraka

Nakon priređivanja uzorka za sijanje i odabira odgovarajućeg niza sita tako da se na vibracijski aparat za sijanje, tzv. tresilicu, najprije stavi dno sita, a zatim od dna naviše sita sa sve većim promjerom otvora, uključivanjem tresilice započinje sijanje. Za svako se sito cijeli komplet sita sije po tri minute na vibratoru i 3 minute ručno.

Kad je završeno prosijavanje za prvo, najkrupnije sito, to se sito skida s kompleta, sav materijal sa sita kistom prenosi na plastičnu foliju i važe tehničkom vagom čija je točnost najmanje 0,1% od ukupne težine uzorka. Isti se postupak ponavlja za svako sljedeće sito i za uzorak koji je prošao posljednje sito sakupljen na podnožju sita. Prema tome, pri sijanju dobivamo rezultate ostataka na sitima i rezultat prolaza količine materijala kroz sito najmanjih otvora (prosjev). Točnom se smatra ona analiza kod koje se zbroj težina svih ostataka na sitima i prosjeva ne razlikuje od prije sijanja odvagane težine za više od 1%.

Budući da se u sedimentologiji i petrologiji koriste granulometrijski podaci o postotku mase prolaza kroz sita, a nakon analize se raspolaže ostacima na sitima, potrebno je obaviti proračun rezultata ostataka na situ i prosijeva u postotku prolaza kroz sita. Općenito, količina materijala koja je prošla kroz neko sito izračuna se prema izrazu:

$$P_n = P_{n+1} - O_n$$

gdje je:

P_n = količina materijala prošla kroz sito n,

P_{n+1} = količina materijala koja je prošla kroz prethodno sito s većim otvorima,

O_n = količina materijala ostala na situ n.

Primjera radi, ako je sijano 120 g pijeska kroz sito od 1 mm i sito od 0,63 mm, a na situ od 0,63 mm ostalo je 55 g, tad je prolaz kroz sito od 0,63 mm jednak:

$$P_{0.63} = 120 - 55 = 65 \text{ g}$$

Iz odnosa ukupne mase uzorka i masa dijelova uzoraka koji su prošli kroz pojedina sita (= mase pojedinih frakcija) izračuna se kumulativni postotak prolaza kroz sita. To se radi na posebnom obrascu za granulometrijsku analizu, kako je to prikazano u tablici 4–4.

4.2.3. Sedimentacijska analiza ili određivanje veličina zrna na temelju brzine padanja čestica

Sedimentacijska analiza, odnosno određivanje veličine zrna na temelju brzine padanja čestica, temelji se na Stocksovu zakonu koji glasi:

$$v = \frac{2}{9} g \frac{D_1 - D_2}{\eta} r^2$$

Pri čemu je v = brzina padanja u cm/s, D_2= gustoća tekućine, η = viskoznost tekućine, D_1 = gustoća zrna koje pada, r = polumjer zrna koje pada u cm, g = gravitacija – 981 cm/s.

GRANULOMETRIJSKA ANALIZA						uzorak R–6	
Promjer sita	6 mm	4 mm	2 mm	1 mm	0,6 mm	0,1 mm	Prosjev
Ostatak na situ (g)			19	29	24	12	5
Prolaz kroz sito (g) kumulativno		89	70	41	17	5	
Prolaz kroz sito (%) kumulativno		100%	78,6%	46,0%	19,1%	5,6%	

Tablica 4–4 Obrazac za upisivanje i obradu rezultata granulometrijske analize sijanjem s primjerom sijanja uzorka pijeska R–6.

Iz Stocksova zakona izveden je izraz po kojemu se može izračunati promjer zrna koje pada u tekućini:

$$r = \sqrt{\frac{9\eta}{2g\,(D_1 - D_2)}} \cdot \sqrt{v(cm)}$$

Ako se uvrsti da je brzina definirana kao odnos puta i vremena – $v = h/t$ – dobiva se izraz:

$$r = \sqrt{\frac{9\eta}{2g\,(D_1 - D_2)}} \cdot \sqrt{\frac{h}{t}}$$

Budući da se pri sedimentacijskim analizama veličina zrna izražava u mikrometrima, a brzina padanja u minutama, uz ta uvrštavanja, kao i vrijednosti g = 981, dobiva se:

$$r = 10.000 \cdot \sqrt{\frac{9\eta}{1962\,(D_1 - D_2)}} \cdot \sqrt{\frac{h}{t}}$$

$$r = 87{,}426 \cdot \sqrt{\frac{\eta \cdot h}{(D_1 - D_2) \cdot t}}$$

pri čemu je $2r = d$

$$d = 174{,}25 \cdot \sqrt{\frac{\eta \cdot h}{(D_1 - D_2) \cdot t}}$$

gdje se d i h izražavaju u mikrometrima (μm), a t u minutama (min).

Iz ovog izraza može se izračunati veličina čestica d tako da se pri sedimentacijskoj analizi mjeri potrebno vrijeme t da bi čestice pale s visine h. Viskoznost i gustoća tekućine dobivaju se iz odgovarajućih tablica, ovisno o temperaturi (vrijednosti za vodu koja se obično koristi za analizu prikazuje tablica 4–5).

Gustoća zrna koja padaju određuje se prema mineralnom sastavu uzorka. Pri praktičnom radu u laboratoriju češće se mora znati potrebno vrijeme t da bi se odredilo koliko u uzorku ima čestica promjera d. To se dobiva iz izraza za izračunavanje promjera d jednostavnim izlučivanjem vrijednosti t tako da se cijela jednadžba kvadrira, pa se dobije da je:

$$t = \frac{30.450{,}25 \cdot \eta \cdot h}{(D_1 - D_2) \cdot d^2}$$

gdje su d i h u mikrometrima (μm), a t u minutama (min).

TEMPERATURA °C	GUSTOĆA D_2	VISKOZNOST $\eta \cdot 10.000$
15	0,99913	0,01140
16	0,99897	0,01111
17	0,99880	0,01083
18	0,99862	0,01059
19	0,99843	0,01030
20	0,99823	0,01005
21	0,99808	0,00981
22	0,99780	0,00958
23	0,99756	0,00936
24	0,99732	0,00914
25	0,99707	0,00894

Tablica 4–5 Vrijednosti gustoće D_2 i viskoznosti vode η u ovisnosti o temperaturi (iz: Müller, 1967).

Da bi jednadžbe za izračunavanje t i d vrijedile, odnosno da bi bio zadovoljen Stocksov zakon, pri analizi bi morali biti ispunjeni sljedeći uvjeti:

- Molekule tekućine u kojoj se obavlja analiza moraju u odnosu na veličinu čestica koje se talože biti vrlo male. Za taloženje u vodi i alkoholu taj je uvjet ispunjen.
- Količina tekućine mora u odnosu na količinu čestica biti beskonačna. Taj je uvjet praktički ispunjen ako se taloženje izvodi u cilindru čiji je promjer >5 cm, a masa uzorka nije veća od 30 g.
- Čestice moraju biti glatke i čvrste. Ispunjen je samo uvjet da čestice budu čvrste, a potpuno glatke ne mogu biti nikad.
- Između tekućine i uzorka ne smije biti klizanja. To je ispunjeno ako se taloženje izvodi u vodi ili alkoholu.
- Brzina padanja čestica mora biti mala. To se postiže tako da se sedimentacijska analiza obavlja samo za uzorak koji sadrži zrna <0,05 mm.
- Zrna koja padaju moraju imati oblik kugle. Taj uvjet nikada nije ispunjen, pa se zato pri sedimentacijskoj analizi koristi tzv. ekvivalentni promjer, tj. promjer analiziranih čestica koji odgovara zrnima iste tvari kad bi imala kuglast oblik.

Pri sedimentacijskoj analizi pogreške nastaju i zbog toga što se analizirani uzorak ne sastoji samo od čestica iste mineralne vrste, već od smjese čestica više različitih minerala koji imaju različitu gustoću. Budući da je u prahovitim sedimentima prevladavajući sastojak kvarc, za gustoću D_1 uzima se gustoća kvarca 2,65, za glinovite sedimente gustoća kaolinita 2,58, ilita 2,55 ili minerala glina koji bubre (montmorilonit/smektit) 2,1 do 2,3.

S obzirom da viskoznost tekućine bitno ovisi o temperaturi, pri sedimentacijskoj se analizi mora održavati konstantna temperatura uporabom termostata. Brzina padanja čestica istog minerala i istog promjera, primjerice, biti će dvostruko veća pri temperaturi vode od 30°C nego pri 10°C. Ovo svojstvo može se korisno primijeniti u laboratoriju, kad se iz velikog volumena suspenzije dobivene sedimentacijskom analizom metodom Atterbergovog cilindra mora izdvojiti sitna frakcija. Budući da bi filtracija u takvom slučaju trajala dugo, suspenziju se preko noći ostavi u sušioniku na temperaturi od 50 do 60°C. Zbog manje viskoznosti vode na toj će se temperaturi sve sitne čestice istaložiti praktično za dvadesetak sati, pa se voda iznad taloga jednostavno može odliti.

Nakon što je uzorak dezintegriran jednom od navedenih metoda iz njega se, ako sadrži topljive soli ili morsku vodu, odstrane topljive soli tako da se uzorak u gustoj platnenoj vrećici natapa tekućom vodom. Kad su topljive soli odstranjene (provjera: voda s $AgNO_3$ ne smije stvarati mliječno bijelo zamućenje srebrnih klorida), uzorak se mokrim sijanjem prosije kroz sito od 0,05 mm, osuši i odvagne količina potrebna za sedimentacijsku analizu.

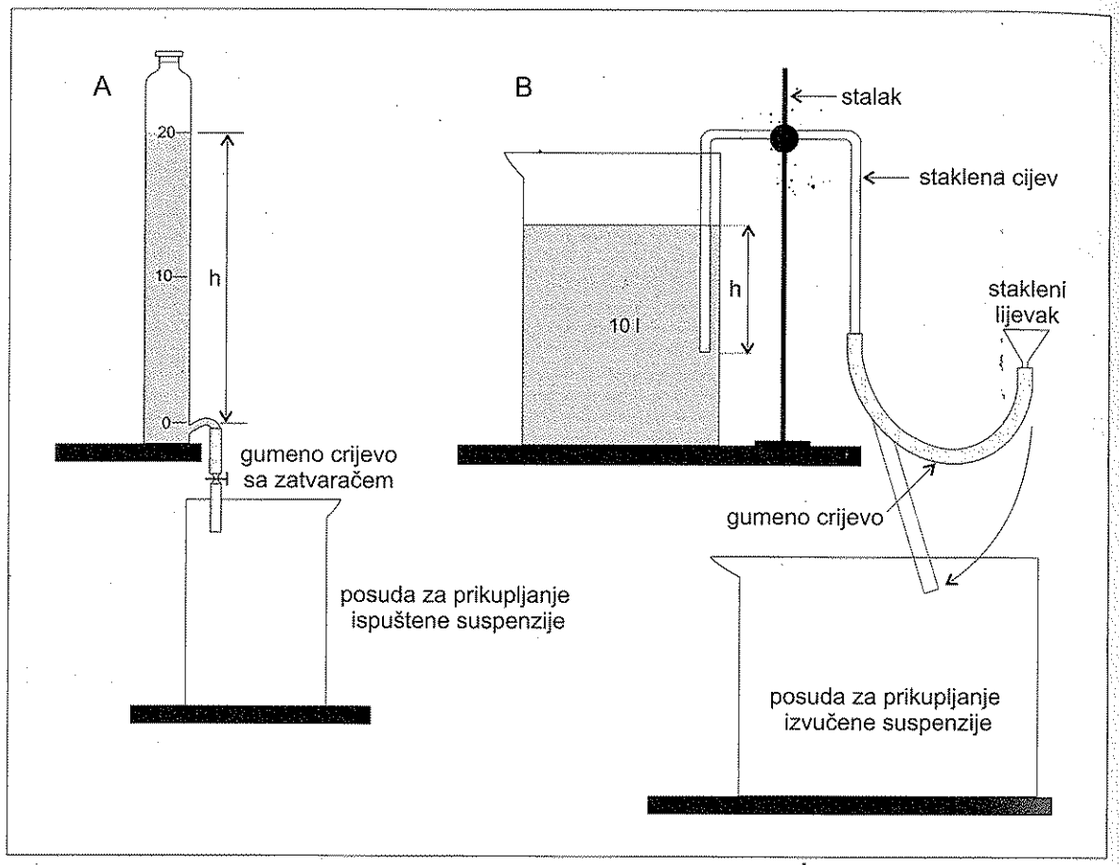
Postoji više metoda sedimentacijske analize. Najčešće se primjenjuju:

- sedimentacija u Atterbergovom cilindru,
- sedimentacijska analiza metodom izvlačenja,
- pipetna metoda,
- metoda areometriranja, i
- sedimentacijska analiza sedimentacijskom vagom.

4.2.3.1. Sedimentacijska analiza u Atterbergovom cilindru i analiza metodom izvlačenja

Sedimentacijska analiza u Atterbergovom cilindru i metoda izvlačenja omogućavaju, za razliku od svih drugih metoda, potpuno izdvajanje bilo koje željene frakcije, a time i mogućnost da se takve frakcije koriste za rentgenske, mineraloške, kemijske i druge analize. Atterbergov cilindar je stakleni cilindar promjera najmanje 5 cm koji se na vrhu zatvara čepom s nabrusom (šlif), a na oko 3 do 5 cm iznad dna ima sifon za ispuštanje tekućine. Razina tekućine pri otvorenom sifonu cilindra podudara se s nultom crtom cilindra od koje su na cilindru označene visine padanja h=10 i 20 cm (sl. 4–2A).

Sedimentacijska analiza u Atterbergovom cilindru obično se izvodi na sljedeći način: 15 do 20 g prethodno za analizu pripremljenog uzorka dobro se promućka (najbolje ultrazvučnim dispergatorom) u vodi kojoj je dodan amonijak ili Na-pirofosfat radi sprečavanja koagulacije i ulije u Atterbergov cilin-



Slika 4–2 Prikaz postupka sedimentacijske analize metodom Atterbergovog cilindra (A), i metodom izvlačenja (B).

dar. Začepljeni se cilindar okrene u vodoravan položaj tako da je sifon okrenut prema gore, intenzivno promućka, postavi vertikalno, odčepi i zabilježi vrijeme početka sedimentiranja čestica. Pritom treba paziti da razina suspenzije u cilindru bude na točno određenoj visini h=10, 15 ili 20 cm (sl. 4–2A).

Nakon isteka vremena t_1 proračunanog da bi se istaložile čestice promjera $>d_1$ kroz sifon se u veliku posudu ispusti suspenzija iz cilindra, tj. voda i čestice promjera $<d_1$. Budući da na početku sedimentacije sve čestice promjera $<d_1$ nisu bile pri površini suspenzije, tj. na cijeloj visini padanja h, one bliže nultoj crti spustile su se ispod nje ili istaložile na dno. Zbog toga se postupak sedimentacije za isto vrijeme taloženja t_1 i izdvajanje čestica promjera d_1 mora ponavljati toliko dugo dok iznad nulte crte nakon isteka vremena t_1 više nema suspenzije uzorka, već ostaje čista voda.

Praksa pokazuje da za izdvajanje čestica gline (<4 μm) postupak taloženja treba ponoviti oko 15 do 25 puta, ovisno o udjelu i vrsti minerala glina (za montmorilonite taj se postupak ponavlja i više od 30 puta). Pri svakom ponavljanju taloženja i izdvajanja suspenzija ispuštena kroz sifon prikuplja se u istu posudu, jer pri svakom ispuštanju nakon isteka jednakog vremena t_1 sadrži čestice iste frakcije, tj. d_1. Pritom se na kraju postupka pri izdvajanju najsitnije frakcije nakupi 15 do 25 litara suspenzije iz

koje se uzorak mora odvojiti od vode. To se radi ili isparavanjem vode na kupeljima, ili filtracijom kroz membranske filtere ili pak ubrzanim taloženjem čestica na temperaturi od 50 do 60°C uz odlijevanje ili dekantiranje vode.

Nakon što je iz uzorka potpuno izdvojena frakcija $<d_1$ (na primjer 2 μm) počinje postupak taloženja i izdvajanja za sljedeću frakciju čestica s promjerom $<d_2$ (na primjer 4 μm) nakon isteka vremena t_2. Prema tome, pri sedimentaciji u Atterbergovom cilindru (kao i metodi izvlačenja) počinje se s izdvajanjem od najsitnijih prema krupnijim frakcijama.

Vremena t i promjeri čestica d obično se pri izvođenju potpune granulometrijske analize odaberu tako da se izdvajaju sljedeće frakcije:

za t_1<2,0 μm,
za t_2<4,0 μm (= 2–4 μm),
za t_3<6,3 (= 4–6,3 μm),
za t_4<10 μm (= 6,3–10 μm),
za t_5<20 μm (= 10–20 μm),
za t_6<32 μm (= 20–32 μm),

i ostatak od 32 do 50 μm (ako je uzorak prije toga prosijan sitom od 0,05 mm).

Da bi se obavila ovakva kompletna sedimentacijska analiza jednog uzorka Atterbergovim cilindrom potrebno je oko 30 do 35 dana, što je glavni nedostatak te metode. Međutim, kako jedan analitičar može serijski raditi istodobno 35 do 50 analiza, stvarno potrošeno radno vrijeme po analizi iznosi oko pola radnog dana, ali se analiza ne može završiti ranije od mjesec dana.

Metoda izvlačenja temelji se na potpuno istom principu kao i analiza Atterbergovim cilindrom, osim što se suspenzija iznad nulte crte nakon isteka vremena sedimentacije t ne ispušta kroz sifon, već se sva suspenzija iznad nulte crte izvlači pomoću staklene cijevi oblika obrnutog slova U, kako to prikazuje sl. 4–2B. Cijev se učvrsti na laboratorijski stalak tako da jedan krak doseže dubinu suspenzije točno do nulte crte i nakon isteka vremena t oprezno uroni u posudu u kojoj se obavlja sedimentacijska analiza. Na drugi krak cijevi nataknuto je gumeno crijevo koje se savije u U-oblik, napuni destiliranom vodom i nakon isteka vremena t ta se voda naglo ispusti u posudu za hvatanje suspenzije koja se nastalim podtlakom izvlači kroz staklenu cijev do razine nulte crte (sl. 4–2B).

Metoda izvlačenja primjenjuje se onda kad je potrebna veća količina pojedinih frakcija za posebne analize ili tehnološke uzorke. Naime, za razliku od Atterbergovog cilindra ovom se metodom umjesto cilindra koriste veće posude, veće količine tekućine pa, prema tome, i veće odvage uzorka za analizu.

4.2.3.2. Sedimentacijska analiza pipetnom metodom i areometriranjem

Pipetna metoda, za razliku od analize u Atterbergovom cilindru i metode izvlačenja, ne omogućava dobivanje čistih frakcija, niti njihovu cjelokupnu količinu iz uzorka, pa se stoga uglavnom primjenjuje samo radi granulometrijskih analiza uzoraka, a ne i analiza pojedinih njihovih frakcija.

Uz taj očiti nedostatak, pipetna metoda ima i veliku prednost u odnosu na sedimentacijsku analizu u Atterbergovom cilindru ili metodu izvlačenja, jer njezino izvođenje traje mnogostruko kraće vrijeme. Temelji se na tome da se iz više pipetom u različitim vremenskim razmacima s iste dubine suspenzije uzetih uzoraka određuje promjena koncentracije suspenzije. Naime, koncentracija suspenzije ovisi o brzini taloženja, odnosno o veličini čestica koje se talože. Što su čestice veće brže će se spustiti ispod razine, pa će pri svakom novom pipetiranju nakon isteka vremena t koncentracija suspenzije biti manja za iznos čestica koje su prošle put h = 10 cm, tj. spustile se ispod visine pipetiranja.

Pipetna se metoda najčešće izvodi u Andreasenovom cilindru – cilindru zapremine 500 ml i visine 30 cm – koji se zatvara gumenim čepom kroz koji je provučena staklena cjevčica s pipetom zapremnine 10 ml. Na pipeti se nalazi pipac s dva otvora koji omogućava ulaz suspenzije iz cilindra u pipetu i ispuštanje suspenzije u posebnu posudicu. Optimalna je količina uzorka za sedimentacijsku analizu pipetnom metodom 5 do 10 g.

Pripremljena suspenzija uzorka s vodom i antikoagulatorom (amonijak, Na-pirofosfat) ulije se u cilindar, dobro promućka i odmah otpipetira počet-

na koncentracija C_0. Nakon isteka vremena t_1 koje je potrebno da bi čestice promjera d_1 prešle put od $h=10$ cm, otpipetira se novih 10 ml suspenzije koncentracije C_1. Daljnja pipetiranja, uvijek s dubine od 10 cm, slijede po unaprijed izračunatoj vremenskoj ljestvici, tj. t_2, t_3 itd. Pri svim tim pipetiranjima početak računanja vremena uvijek je isti, tj. od trenutka pipetiranja početne koncentracije C_0.

Dakle, kod pipetne metode nakon pipetiranja početne koncentracije C_0 počinje se izdvajati suspenzija koja sadrži krupnije, a potom sve sitnije i sitnije čestice. Ušteda na potrebnom vremenu za analizu postiže se zbog istodobnog početka sedimentacije za sve frakcije, kao i zbog toga što se svaka koncentracija (frakcija) izdvaja samo jednom.

Svaka se otpipetirana suspenzija kao poseban uzorak ispari do suha, odvagne suhi ostatak i iz težine suhog ostatka početne koncentracije C_0 i razlika težina suhih ostataka svih ostalih koncentracija izračuna postotak svake pojedine frakcije. Pritom se masa suhog uzorka početne koncentracije mora pomnožiti s faktorom koji pokazuje koliko je puta pri pipetiranju proporcionalno uzeto manje uzorka od njegove ukupne mase (od 500 ml uzeto je 10 ml, dakle, množi se s 50).

Metoda areometriranja (areometriranje = mjerenje gustoće) temelji se na promjeni gustoće suspenzije u ovisnosti o brzini taloženja čestica. U tu se svrhu koristi areometar ili sprava za mjerenje gustoće tekućina.

Mjerenjima promjena gustoće suspenzije u točno određenim vremenskim razmacima t_1, t_2, t_3, itd. potrebnim da se istalože čestice promjera d_1, d_2, d_3, itd. izračunaju se udjeli sedimentiranih čestica.

4.2.3.3. Granulometrijska analiza sedimentacijskom vagom

Sedimentacijska vaga je instrument za određivanje veličine čestica na osnovi brzine padanja u tekućini i instrument koji služi za mjerenje brzine sedimentacije. Princip je takve vage sljedeći: jedan krak vage izveden je kao kružna posudica koja unutar cilindra visi na metalnoj šipci, a uronjena je u suspenziju na dubini od 20 cm, odnosno visini padanja $h=20$ cm. Promjer je cilindra 6 cm, a promjer kružne posudice 0,5 mm manji. Umjesto drugog kraka vage konstruiran je optičko-elektronski sustav s elektromotorom i automatskim pisačem po papiru čija se brzina kretanja može slobodno prilagođavati (izbor vremena t).

Optičko-elektronski sustav konstruiran je tako da se za svaki prirast istaložene mase uzorka na kružnu posudicu od 0,002 g krak vage nagne toliko da se tanka zraka svjetlosti koja pada na staklenu prizmu kroz tanki prorez reflektira točno na fotoćeliju. Tim fotoelektričnim efektom nastaje struja koja uključi motor i pisač pomakne za jedan pomak udesno. S obzirom na to da se papir neprestano u okomitom smjeru kreće istom brzinom, pisač ispisuje krivulju iz koje se odabirom vremena t prema visini padanja čestica $h=20$ cm izračuna promjer i količina istaloženih čestica. Pisač, naime, pri taloženju ukupne mase uzorka prođe cijeli put od lijeve do desne strane papira, tj. 100% uzorka, a u vremenu t iz položaja točke na krivulji proračuna se pripadajući postotak istaloženog udjela uzorka.

4.2.4. Obrada rezultata granulometrijskih analiza

Granulometrijske analize su potrebne iz više razloga: osim dobivanja egzaktnih podataka o veličinama zrna i njihovim kvantitativnim udjelima u uzorku potrebnim u svrhu određivanja vrste taloga, sustavna obrada rezultata granulometrijskih analiza ima i veliko značenje pri kompleksnim sedimentološkim interpretacijama, posebice načina transporta zrna, te uvjeta i okoliša njihovog taloženja.

4.2.4.1. Načini prikazivanja rezultata granulometrijskih analiza

Rezultati granulometrijskih analiza mogu se prikazati histogramom, krivuljom učestalosti raspodjele i kumulativnom granulometrijskom krivuljom. U sva tri načina prikazivanja koristi se ili Wentworthova ili Krumbeinova φ-ljestvica za nanošenje veličine zrna na apscisi, a dekadska ljestvica za nanošenje postotaka pojedinih frakcija na ordinati. U nas je najčešće u uporabi Wentworthova logaritamska ljestvica, a u američkoj literaturi Krumbeinova φ-ljestvica koja je vrlo pogodna za statističku obradu rezultata granulometrijskih analiza.

Krumbeinova φ-ljestvica transformirana je Wentworthova ljestvica po izrazu $\varphi=-\log_2 d$, gdje je φ promjer zrna izražen kao minus logaritam s bazom 2 od veličine zrna d izražene u mm. U φ-ljestvici zrna promjera <1 mm imaju pozitivne (+) vrijednosti, zrna promjera >1 negativne (-) vrijednosti, a zrna promjera $d=1$ mm vrijednost 0. Granulometrijske krivulje prikazane na φ-ljestvici imaju nešto drukčiji oblik od krivulja prikazanih na Wentworthovoj ljestvici.

a) *Histogram* je grafički i brojčani prikaz količine svake pojedine frakcije u obliku stupaca. Histogram granulometrijskog sastava može imati asimetričan oblik, ovisno o tome prevladavaju li sitnija ili krupnija zrna, odnosno simetričan oblik, ako sitnijih i krupnijih frakcija ima podjednako.

Ukoliko izrazito prevladava samo jedna frakcija to je *unimodalan granulometrijski sastav*, ako prevladavaju dvije frakcije *bimodalan sastav*, a više frakcija daje *polimodalan sastav*.

b) *Krivulja učestalosti raspodjele veličine zrna* dobije se tako da se na apscisu nanose veličine zrna, odnosno granične vrijednosti svake pojedine frakcije, a na ordinatu njihova količina izražena u postocima. Krivulja konstruirana tim točkama krivulja je učestalosti raspodjele.

c) *Kumulativna granulometrijska krivulja* glavni je i najčešći način prikazivanja rezultata granulometrijske analize, jer se iz nje izravno mogu očitati udjeli bilo kojih frakcija, a prikazuje cjelokupan sastav i raspored zrna, pa se iz nje mogu očitati ili izračunati i važni granulometrijski koeficijenti (sl. 4–3). Konstruira se tako što se na apscisu s Wentworthovom semilogaritamskom ljestvicom nanose odgovarajuće veličine zrna, odnosno granične vrijednosti frakcija, a na ordinatu kumulativni zbroj udjela pojedinih frakcija izraženih u postocima.

Primjer kumulativne granulometrijske krivulje za uzorak S–35, konstruirane na temelju rezultata analize iz tablice 4–6, pokazuje sl. 4–3.

Iz tako dobivene kumulativne granulometrijske krivulje mogu se izravno očitati ili izračunati granulometrijski parametri i koeficijenti koji matematički određuju najvažnija svojstva veličine zrna i granulometrijskog sastava uzorka. To su sljedeći parametri i koeficijenti:

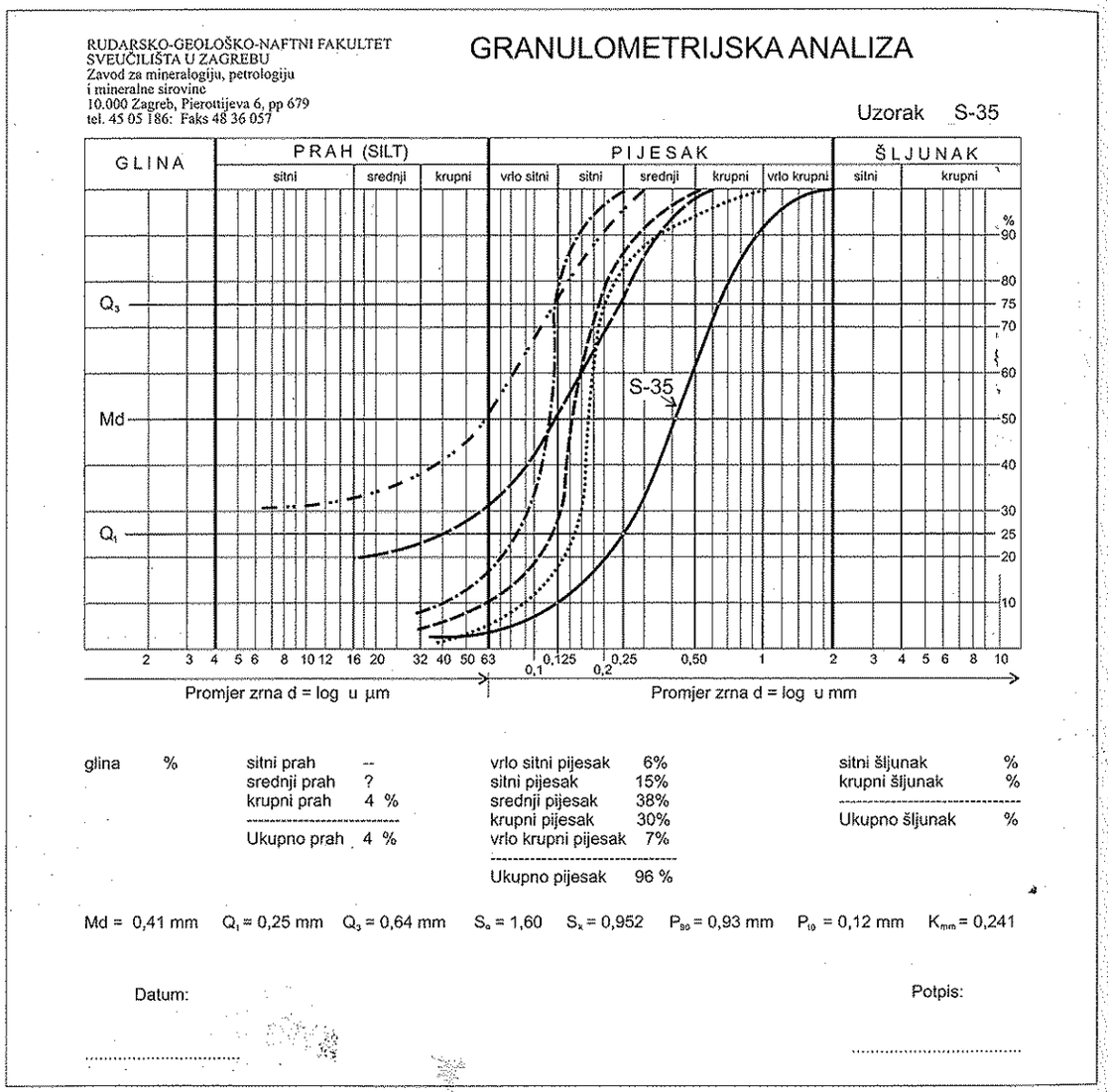
a) *Medijan* ili *srednja veličina zrna Md* je veličina koju imaju zrna u kumulativnoj granulometrijskoj krivulji kojih u sastavu uzorka ima 50%. Određuje se tako da se od kumulativne krivulje na presjecištu s linijom 50% spusti okomica na apscisu na tom mjestu i očita njezina vrijednost (sl. 4–3). U našem primjeru krivulje sa sl. 4–3 za uzorak S–35 to iznosi 0,41. Dakle, Md = 0,41 mm.

b) *Prvi i treći kvartil Q_1 i Q_3* određuju se jednako kao i Md, samo u presjecištu krivulje na 25, odnosno 75% (sl. 4–3). U našemu primjeru uzorka S–35 na sl. 4–3 $Q_1 = 0,25$, a $Q_3 = 0,64$.

c) *Koeficijent sortiranja po Trasku S_o* definiran je kao kvadratni korijen odnosa trećeg i prvog

GRANULOMETRIJSKA ANALIZA uzorak S–35							
Promjer sita	2 mm	1 mm	0,63 mm	0,2 mm	0,125 mm	0,063 mm	Prosjev
Ostatak na situ (g)		8,2	22,0	60,1	11,0	4,3	4,4
Prolaz kroz sito (g) kumulativno	110,0	101,8	79,8	19,7	8,7	4,4	
Prolaz kroz sito (%) kumulativno	100,0%	93,0%	72,9%	18,1%	7,8%	4,0%	

Tablica 4–6 Rezultati granulometrijske analize sijanjem uzorka pijeska S–35 laboratorijskim sitima na temelju kojih je konstruirana kumulativna granulometrijska krivulja na sl. 4–2.



Slika 4–3 Kumulativne granulometrijske krivulje pješčanih sedimenata turbiditnih naslaga sarmata iz Okučanskog Benkovca (južno pobrđe Psunja).

kvartila:

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

U našem primjeru krivulje uzorka S–35 sa sl. 4–3 to iznosi 1,6. Koeficijent sortiranja označava stupanj jednoličnosti zrna po veličini. Što je koeficijent S_o veći to je sortiranost uzorka lošija, tj. uzorak sadrži veliki raspon zrna od najmanjih do najvećih i, obratno, što je koeficijent manji uzorak je bolje sortiran, dakle sadrži zrna sličnijih dimenzija. U idealnom slučaju, kad bi se uzorak sastojao samo od zrna

jednakih dimenzija, koeficijent sortiranosti bio bi 1.

Stupanj sortiranosti se kvalitativno može odrediti već i po obliku i položaju kumulativne krivulje: što je krivulja strmija to je stupanj sortiranosti veći (kvartili Q_3 i Q_1 imaju međusobno bliže vrijednosti), a što je krivulja položena blaže to je sortiranost lošija (kvartili su međusobno udaljeniji).

Podjela koeficijenata sortiranja s numeričkim vrijednostima pojedinih kategorija prikazana je u tablici 4–7.

d) *Koeficijent asimetrije* S_k ili "*skewness*" pokazuje prevladava li u uzorku u odnosu na medijan Md frakcija krupnijih ili sitnijih zrna, tj. je li kumulativna krivulja asimetrična na strani krupnijih ili sitnijih zrna. Ako u uzorku prevladavaju sitnija zrna tada je $S_k > 1$, a ako prevladavaju krupnija zrna od medijana $S_k < 1$.

Prema Trasku koeficijent asimetrije izračunava se prema izrazu:

$$S_k = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{(Md)^2}$$

U našem je primjeru krivulje za uzorak S–35 na sl. 4–3 koeficijent asimetrije $0{,}25 \times 0{,}64 : 0{,}41^2 = 0{,}952$. Dakle, $S_k < 1$ i u uzorku prevladavaju krupnija zrna od srednje veličine zrna Md, odnosno krivulja je asimetrična na strani krupnijih zrna.

e) *Kurtozis* ili *eksces* označava odnos između stupnja sortiranosti na početku i na kraju krivulje u odnosu na stupanj sortiranosti u središtu krivulje, odnosno stupanj koncentriranosti zrna blizu središta krivulje. U normalnoj Gaussovoj krivulji vjerojatnosti Φ promjer intervala između Φ_5 i Φ_{95}, tj. veličine na 5% i 95% krivulje, iznosi točno 2,44 u odnosu na vrijednosti intervala između Φ_{25} i Φ_{75}.

U slučaju da uzorak sadrži samo zrna istog promjera, tj. sva su zrna jednakih promjera, krivulja će biti ravna crta na kojoj parametri Φ_5 i Φ_{95} imaju iste vrijednosti kao i Φ_{25} i Φ_{75}, pa će i kurtozis imati vrijednost 1, odnosno kurtozis je normalan.

Kurtozis se može izraziti na različite načine, međutim najčešće se izražava kao K_{mm} ili K_G po izrazima:

$$K_{mm} = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}$$

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2{,}44\,(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

pri čemu je P_{90} = promjer zrna na 90%, P_{10} = promjer zrna na 10%, Φ_5 = promjer zrna na 5%, Φ_{95} = promjer zrna na 95% kumulativne granulometrijske krivulje, $\Phi_{25} = Q_1$, a $\Phi_{75} = Q_3$.

Ako je raspored zrna u uzorku normalno simetričan i krivulja će biti simetrična, pa je vrijednost $K_{mm} = 1$. Vrijednosti $K_{mm} > 1$ imaju uzorci čija je sortiranost bolja u području krupnijih nego sitnijih frakcija i obratno, vrijednosti $K_{mm} < 1$ imaju uzorci u kojima je sortiranost bolja u području sitnijih frakcija. Ako je središnji dio krivulje bolje sortiran od njezinog stražnjeg dijela (repa), krivulja je šiljasta (*leptokurtic*), a ako je njezin stražnji dio (rep) bolje sortiran od središnjeg dijela krivulja je više ravna ili spljoštena (*platykurtic*).

U primjeru krivulje za uzorak S–35 na sl. 4–3 odnos stupnja sortiranosti na početku i na kraju krivulje je $K_{mm} = 0{,}241$, odnosno kurtozis izražen kao $K_G = 1{,}155$. To znači da su zrna dimenzija krupnog i vrlo krupnog pijeska bolje sotrirana od zrna dimenzija sitnog i vrlo sitnog pijeska, a to se odražava i različitim (nesimetričnim) oblicima granulometrijske krivulje u tim područjima (krivulja S–35 na sl. 4–3).

Granulometrijska krivulja s obzirom na kurtozis izražen kao K_G može prema Folku (1965) biti:

vrlo ravno kurtozisna (*very platykurtic*)	$K_G < 0{,}67$
ravno kurtozisna (*platykurtic*)	$K_G = 0{,}67$–$0{,}90$

KATEGORIJA SORTIRANOSTI	VRIJEDNOST S_o
vrlo dobra sortiranost	>2,00
dobra sortiranost	1,00–1,23
srednja sortiranost	1,23–1,41
loša sortiranost	1,41–1,74
vrlo loša sortiranost	1,70–2,00

Tablica 4–7 Podjela koeficijenata sortiranja s vrijednostima pojedinih kategorija (Müller, 1964).

srednje kurtozisna (*mesokurtic*)	$K_G = 0{,}90–1{,}11$
šiljasto kurtozisna (*leptokurtic*)	$K_G = 1{,}11–1{,}50$
vrlo šiljasto kurtozisna (*very leptokurtic*)	$K_G = 1{,}50–3{,}00$
izuzetno šiljasto kurtozisna (*extremely leptokurtic*)	$K_G > 3{,}00$

4.2.4.2. Ruhinov genetički dijagram

Iz statističke obrade podataka većeg broja granulometrijskih analiza moguće je prema Ruhinu (1947, 1958) dobiti podatke o uvjetima i okolišima taloženja pijesaka primjenom genetičkog dijagrama (sl. 4–4). Na temelju podataka srednje aritmetičke sredine promjera zrna M_a i standardne devijacije veličine zrna δ Ruhin (1947, 1958) je na osnovi rezultata velikog broja granulometrijskih analiza recentnih pijesaka iz poznatih uvjeta i okoliša taloženja konstruirao genetički dijagram kojim su određena polja dinamičkih uvjeta taloženja. Na apscisu se nanose vrijednosti standardne devijacije veličina zrna δ, a na ordinatu srednje aritmetičke veličine promjera zrna M_a (sl. 4–4).

Na Ruhinovu genetičkom dijagramu izdvojena su četiri polja dinamičkih uvjeta taloženja (sl. 4–4):

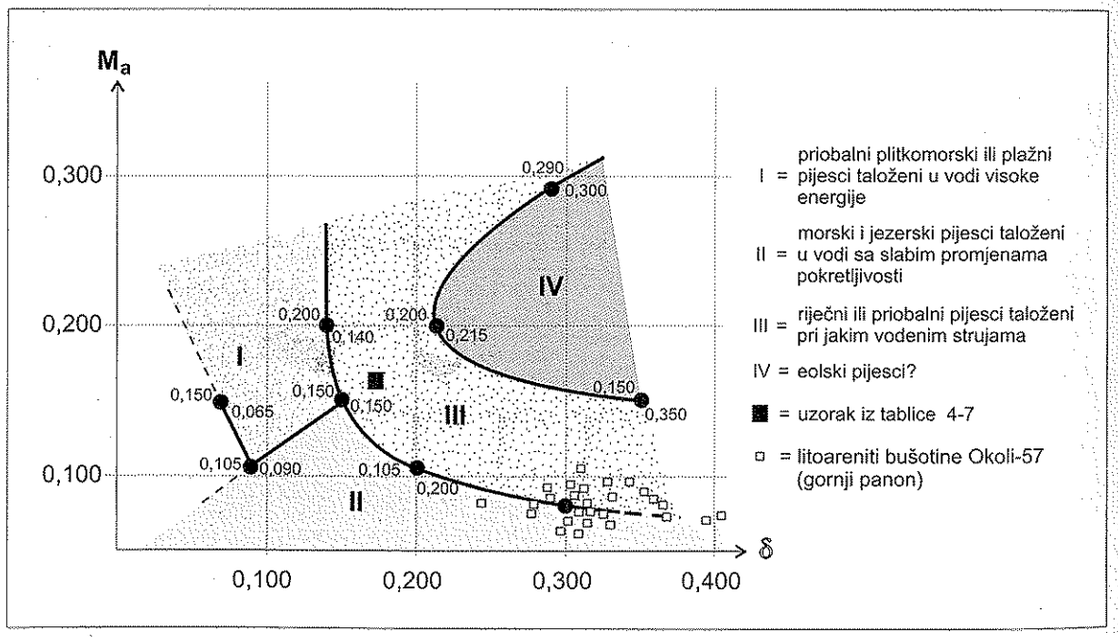
I polje priobalnih plitkomorskih ili plažnih pijesaka taloženih u uvjetima snažnih promjena pokretljivosti vode,

II polje marinskih i jezerskih pijesaka taloženih pri slabim promjenama energije vode,

III polje riječnih ili priobalnih pijesaka taloženih u uvjetima jakih vodenih struja, i

IV polje eolskih pijesaka.

Da bi se podaci granulometrijskih analiza primijenili za Ruhinov genetički dijagram moraju se odrediti srednja aritmetička veličina promjera zrna



Slika 4–4 Ruhinov dinamički dijagram s primjerom obrade granulometrijskih rezultata dobrosortiranih srednjozrnastih i sitnozrnastih gornjopanonskih litoarenitnih pješčenjaka litofacijesa B i D iz bušotine Okoli–57 (djelomice izmijenjeno prema Lučiću i Krizmaniću, 1992).

M_a po izrazu:

$$\log M_a = d + \omega v_1$$

i standardna devijacija veličina zrna δ:

$$\delta = \omega \sqrt{v_2 - v_1^2}$$

pri čemu je:

ω = interval između odnosa frakcija,

d = aritmetička sredina logaritamskih vrijednosti krajnjih veličina zrna svake sijane frakcije,

v_1 = prvi moment – stoti dio razlike pozitivnih i negativnih suma dobivenih nakon pojedinačnih množenja postotnih udjela svake pojedine frakcije s rednim brojem te frakcije, i

v_2 = drugi moment – stoti dio ukupne sume dobivene zbrajanjem pojedinačnih vrijednosti svih frakcija nakon množenja vrijednosti udjela svake frakcije s rednim brojem frakcije i ponovnog multipliciranja te vrijednosti s njihovim rednim brojem.

Primjer statističke obrade i načina izračunavanja vrijednosti standardne devijacije veličina zrna δ i srednje aritmetičke veličine promjera zrna M_a za jedan sijani uzorak pijeska prikazuje tablica 4–8, a položaj tog uzorka u Ruhinovom genetičkom dijagramu ucrtan je na sl. 4–4.

Postupak statističke obrade rezultata granulometrijske analize je sljedeći:

1) Iz graničnih veličina zrna sijanjem dobivene svake pojedine frakcije (stupac 1) odrede se njihove logaritamske vrijednosti (stupac 2) i logaritmi graničnih odnosa veličina zrna sijanih frakcija (interval ω).

2) Izračuna se aritmetička sredina logaritamskih vrijednosti krajnjih veličina zrna svake sijane frakcije (stupac d).

3) Prema težinskim udjelima pojedinih frakcija izraženim u % prikazanim u stupcu f(x) najzastupljenija frakcija (u tablici 4–8 to je frakcija 0,177–0,125 mm) označi se rednim brojem 0, frakcije krupnije od nje dobivaju po redoslijedu redne brojeve od +1 naviše (u tablici 4–8 do +6), a sitnije frakcije redne brojeve -1, -2 i dalje do najsitnije frakcije (6. stupac redni broj frakcije x_1).

4) U sedmi stupac $x_1 f(x)$ upisuju se izračunate vrijednosti za tzv. "prvi moment", tj vrijednosti koje se dobiju množenjem udjela frakcije x (stupac 5) i rednog broja frakcije x_1 (stupac 6),

1 VELIČINA ZRNA SIJANIH FRAKCIJA (mm)	2 VELIČINA ZRNA SIJANIH FRAKCIJA (log)	3 INTERVAL ω	4 PROMJER ZRNA d	5 f(x) = UDIO FRAKCIJE (%)	6 REDNI BROJ FRAKCIJE x_1	7 $x_1 f(x)$	8 $x_1^2 f(x)$
1,40–1,00	0,146–0,000	0,146	0,073	0,1	+6	+0,6	3,6
1,00–0,71	0,000–1,851	0,149	0,925	0,2	+5	+1,0	5,0
0,71–0,50	1,851–1,699	0,699	1,775	0,5	+4	+2,0	3,0
0,50–0,35	1,699–1,544	0,155	1,622	3,9	+3	+11,7	35,1
0,35–0,25	1,544–1,398	0,146	1,471	12,0	+2	+24,0	48,0
0,25–0,177	1,398–1,248	0,150	1,323	15,4	+1	+15,4	15,4
–	–	–	–	–	–	–	–
0,177–0,125	**1,248–1,057**	**0,153**	**1,173**	**49,4**	**0**	**0,0**	**0,0**
0,125–0,088	1,057–2,944	0,153	1,021	15,4	-1	-15,4	15,4
0,088–0,061	2,944–2,786	0,159	2,865	3,1	-2	-6,2	12,4
		0,151				+=54,7 -=21,6 =+33,1	=142,9 =1,429
$v_1 = +0{,}331$	$v_1^2 = 0{,}110$	$\sigma = 0{,}173$	log Ma = 1,223	Ma = 0,167	d = 1,173	$v_1 \cdot \omega = +0{,}050$	$\sqrt{v_2 - v_1^2} = 1{,}148$

Tablica 4–8 Primjer statističke obrade i način izračunavanja vrijednosti standardne devijacije veličina zrna δ i srednje aritmetičke veličine promjera zrna M_a za jedan sijani uzorak pijeska (prema Ruhinu, 1958).

a u posljednji, osmi, stupac $x_1^2 \cdot f(x)$ vrijednosti za tzv. "drugi moment", koje se za svaku frakciju dobiju množenjem rednog broja frakcije (6. stupac x_1) s vrijednostima $x_1 \cdot f(x)$ iz 7. stupca.

5) Vrijednost v_1 odredi se tako da se zbroj vrijednosti sedmog stupca podijeli sa 100, a vrijednost v_2 tako da se suma svih vrijednosti osmog stupca podijeli sa 100 (tablica 4–8).

Ruhinova genetička metoda jedna je od prvih metoda koja na osnovi granulometrijskog sastava pijesaka daje mogućnost interpretacije hidrodinamičkih uvjeta taloženja. Metoda se može primjenjivati samo za dobro sortirane pijeske kod kojih promjer zrna najkrupnije frakcije nije za više od 7 do 8 puta veći od promjera zrna najsitnije frakcije.

S obzirom na to da se u praksi pokazalo da je "polje eolskih pijesaka" pogrešno izdvojeno to se polje ne koristi pri analizi i obradi granulometrijskih sastava pijesaka.

Na sl. 4–4 prikazan je Ruhinov genetički dijagram s primjerom obrade rezultata granulometrijskih analiza gornjopanonskih pješčenjaka iz bušotine Okoli–57 (iz Lučić i Krizmanić, 1992). Te pješčenjake autori interpretiraju kao plažne pijeske taložene pretežito u obliku pječanih prudova ("litoareniti s tragovima glaukonita" = litofacijes B) i kao ispune plimnih kanala plimne ravnice ("litoareniti" = litofacijes D). Na Ruhinovom dinamičkom dijagramu (sl. 4–4) analizirani uzorci pripadaju "polju III – riječnim ili priobalnim pijescima taloženim pri jakim vodenim strujama" i "polju II – morskim i jezerskim pijescima taloženim pri slabim promjenama energije vode".

4.2.4.3. Passegin CM dinamički dijagram

Na osnovi rezultata granulometrijskih analiza Passega (1964) je razradio tzv. CM dinamički dijagram iz kojega se mogu određivati načini prijenosa detritusa u vodi. Dijagram je konstruiran na temelju odnosa srednje veličine zrna Md i vrijednosti veličine zrna na 1%, tj. C = 1%.

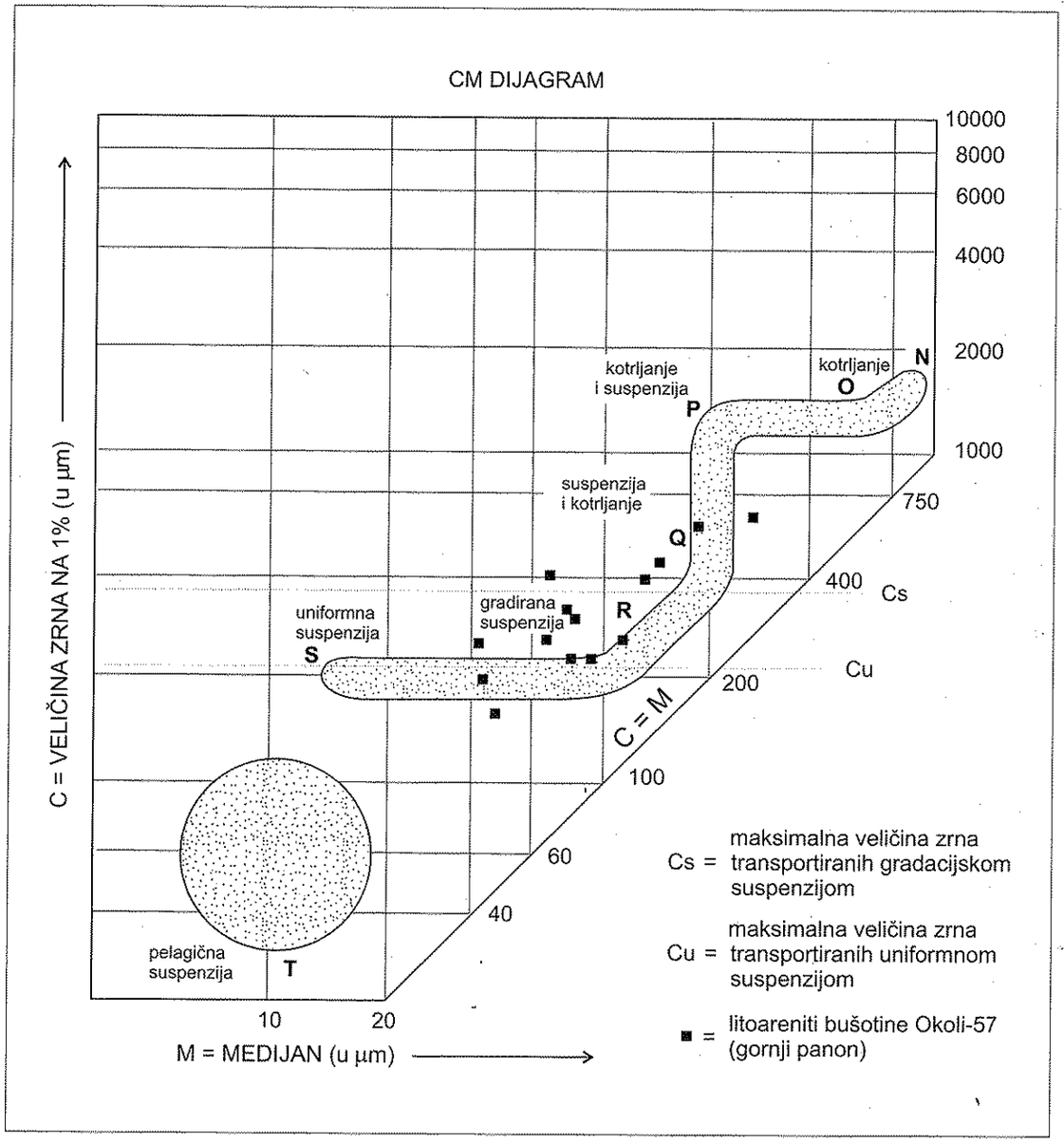
Na CM dinamičkom dijagramu izdvojena su polja koja odgovaraju sedimentima prenošenim i taloženim u vodenim okolišima kotrljanjem, kotrljanjem i suspenzijom, suspenzijom po dnu, gradiranom suspenzijom bez kotrljanja po dnu, uniformnom suspenzijom i pelagičnom suspenzijom.

Na sl. 4–5 prikazan je Passegin CM dinamički dijagram s primjerom obrade rezultata granulometrijskih analiza gornjopanonskih pješčenjaka iz bušotine Okoli–57 ("litoareniti – litofacijes D" – Lučić i Krizmanić, 1992). Prema CM dinamičkom dijagramu dio uzoraka odgovara transportu suspenzijom po dnu uz kotrljanje zrna, a dio transportu gradacijskom suspenzijom.

4.3. Istraživanje teksturno-strukturnih odlika sedimentnih stijena primjenom acetatnih folija

Istraživanja teksturno-strukturnih značajki karbonatnih stijena, kao i klastičnih sedimenata iz skupine breča, konglomerata, kalklititnih pješčenjaka, lapora i pelita, koje sadrže krupne sastojke (fosile, onkoide, ooide, intraklaste, litoklaste, valutice, fragmente) ili se odlikuju horizontalnom ili kosom laminacijom, kosom, flazerskom, valovitom, lentikularnom i gradacijskom slojevitošću, stromatolitnim laminacijama, fenestralnom i stromataksisnom ili sličnom građom, praktički je nemoguće obaviti na mikroskopskim izbruscima. Razlog leži u tome što su ta teksturno-strukturna obilježja bitno većih dimenzija od površine mikroskopskog izbruska. Zbog toga mikroskopski izbrusci mogu zahvatiti samo manji dio teksturno-strukturnih komponenata i odnosa u njima pa se ne mogu istražiti i njihovi međusobni odnosi na većoj površini stijene, osim makroskopski i s pomoću povećala, niti se može fotografijom prikazati struktura i tekstura veće površine stijene.

Svi ti nedostaci pri istraživanjima struktura i tekstura nabrojenih vrsta stijena mogu se otkloniti preparatima izrađenim na acetatnim folijama. Acetatni preparati počeli su se u geologiji primjenjivati već početkom prošlog stoljeća kao zamjena za mikroskopske izbruske onih stijena od kojih nije bilo moguće izraditi izbruske. Tijekom primjene takvih preparata, a posebice zbog nužnosti sve detaljnijih



Slika 4–5 Passegin (1964) CM–dinamički dijagram za određivanje načina prijenosa detritusa i mehanizama taloženja. Na ordinatu se nanose vrijednosti veličine zrna kod 1% krupnozrnaste frakcije, tj. na 99% kumulativne granulometrijske krivulje, a na apscisu vrijednosti srednje veličine zrna Md za svaki pojedini uzorak. Uzorke iz genetski srodnih okoliša taloženja istovrsnih načina prijenosa detritusa prikazuju šrafirane CM zone kojih oblik i razmak od CM crte određuje pet temeljnih načina prijenosa zrna, odnosno dinamičkih uvjeta taloženja: O–N = kotrljanje, Q–P = kotrljanje i suspenzija, R–S = gradirana suspenzija, S = uniformna suspenzija i T = pelagična suspenzija. Na CM dijagram uneseni su podaci obrade granulometrijskih analiza dobrosortiranih srednjozrnastih do sitnozrnastih gornjopanonskih litoarenitnih pješčenjaka bušotine Okoli–57 (litofacijes D) prema Lučiću i Krizmaniću (1992).

istraživanja teksturno-strukturnih značajki sedimentnih stijena radi dobivanja važnih podataka za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja, sve se više širila primjena acetatnih folija na različite vrste stijena, kao i na različite sastojke i strukturne tvorevine u stijenama (klaste, fosile, onkoide, stromatolitne lamine, varve, te kosu, humčastu, flazersku, lećastu i valovitu slojevitost i sl.).

Danas se acetatne folije široko primjenjuju u sedimentologiji za istraživanja strukturnih odnosa pojedinih primarnih i sekundarnih sastojaka (fosila, karbonatnih zrna i cementa), kao i tekstura u gore spomenutim vrstama stijena, te u paleontologiji pri istraživanju građe skeleta i ljuštura makrofosila u različitim presjecima ukoliko se fosili ne mogu izdvojiti iz čvrsto litificirane stijenske mase ili prilikom istraživanja fosilnih ostataka drveta i ugljena.

Postoji više različitih tehnika izrade acetatnih preparata, ali najširu primjenu i najbolje rezultate imaju acetatni preparati na celuloidnim folijama. Na takvim folijama, koje su trajne ako se ulože između dvaju stakala, moguće je makroskopsko i mikroskopsko istraživanje, bojenje i fotografiranje većih površina stijena. S njih se mogu izrađivati i izravne kontaktne negativ ili pozitiv-snimke i mikroskopske snimke kao s normalnog mikroskopskog izbruska. Nadalje, aparatom za povećavanje i izradu fotografija s njih se mogu izraditi povećane negativ-snimke ako u aparat za izradu slika umjesto negativa umetnemo u stakla uložene acetatne folije. S acetatnih folija fotografije se mogu dobiti i izravnim skeniranjem u računalo, kako je izrađena slika 4–6. Folija omogućuje izradu dijapozitiva prirodnog ili prije toga obojenog acetatnog preparata. Bojenje acetatnog preparata neke stijene koja sadrži karbonatne sastojke istovjetno je bojenju mikroskopskog izbruska (vidi Tišljar, 1994).

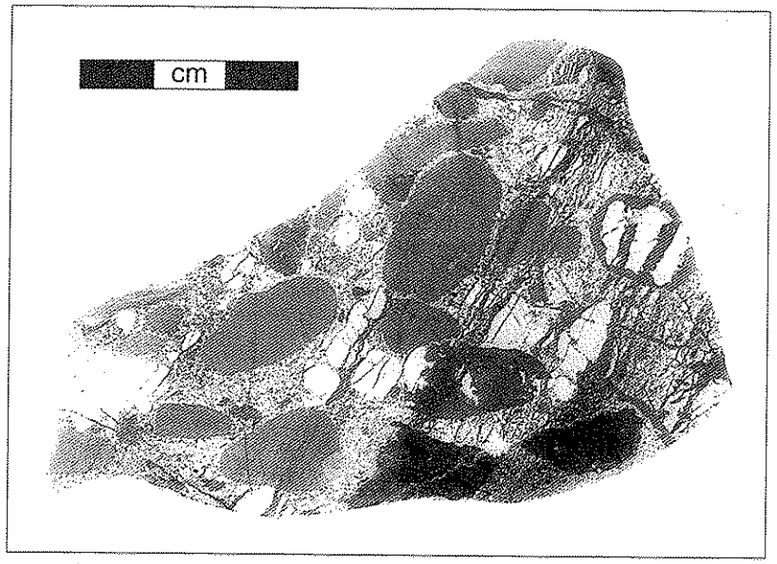
Acetatni se preparat izrađuje na sljedeći način: iz odabranog uzorka stijene pilom za izradu mikroskopskih izbrusaka (ili pilom za rezanje stijena i betona) ispili se planparalelna ploča debljine 5 do 30 mm, ovisno o vrsti stijene i uvjeta pod kojima se uzorak smije i može rezati. Ako pila za rezanje kamena nije na raspolaganju može se jednu stranu uzorka jednostavno brusnim prahom ili brusom za brušenje kamena ili betona obrusiti u ravnu površinu. Površina piljenog ili brušenog uzorka zatim se polira do najvišeg stupnja glatkoće brusnim prahom br. 1000.

Polirana se površina nagriza 5%-tnom otopinom HCl uronjavanjem površine uzorka u tu otopinu. Vrijeme trajanja procesa nagrizanja površine različito je za različite vrste stijena i mora se za svaku vrstu uzorka odrediti eksperimentalno. Približne su vrijednosti za vapnence od 10 do 15 sekundi, za glinovite vapnence 15 do 30 sekundi, za lapore 15 do 35 sekundi, a za dolomite nekoliko minuta (ili se nagrizanje izvodi koncentriranijom otopinom HCl). Ako nagrizanje nije optimalno ili po cijeloj površini nije jednolično, celuloidna se folija neće moći skinuti i na sebe prenijeti potrebnu debljinu stijene. U tom slučaju, površina se uzorka ponovno polira i iznova nagriza.

Nakon nagrizanja uzorak se dobro ispere u tekućoj vodi i potpuno osuši. Površina se više ne smije dodirivati prstima niti onečistiti prašinom. Uzorak se postavi i plastelinom učvrsti na podlogu tako da mu je polirana površina u savršeno horizontalnom položaju (uz kontrolu malom libelom), a zatim se na površinu oprezno lijeva aceton tako da jednolično prekrije cijelu površinu. Ako je uzorak stijene izrazito porozan ili nejednolične strukture, što je vrlo česta pojava, ili je mjestimice ispucan aceton se dolijeva više puta na ona mjesta koja nisu potpuno i jednolično njime natopljena, i to tako dugo dok više ne izlaze mjehurići zraka (aceton iz pora stijene istiskuje zrak).

Na sloj acetona oprezno se položi prije toga prema obliku uzorka izrezana, ali nešto veća celuloidna folija. Lagano se i jednolično pritisne ("prilijepi") na površinu uzorka. Nakon sušenja, koje na sobnoj temperaturi traje oko 10 do 12 sati, a u sušioniku ili s pomoću sušila za kosu nekoliko minuta (treba paziti da pritom ne dođe do naglog i nejednoličnog sušenja i kovrčanja folije!) folija se oprezno ljušteniem iz jednog kuta skida ("odljepljuje") s uzorka.

Pritom je na foliji ostao stabilizirani sloj acetona sa skinutim tankim dijelom nagrizane površine stijene, koji vjerno prenosi sve teksturno-strukturne odlike s površine uzorka. Nakon bojenja folije (ili bez bojenja) folija se uloži između dva stakla, koja se po rubovima prilijepe ljepljivom vrpcom i preparat



Slika 4–6 Snimka izrađena s folije acetatnog preparata karbonatnog petromiktnog konglomerata skeniranjem acetatne folije u računalo. Na snimci se, kao i na acetatnom preparatu, mogu odlično zapaziti gotovo sve teksturno–strukturne odlike, kako svake pojedine vapnenačke i dolomitne valutice (bijelo), tako i kalklititnog matriksa.

je spreman za makroskopsko i mikroskopsko istraživanje i fotografiranje.

Primjer fotografije – negativ-snimka – s acetatne folije karbonatnog petromiktnog konglomerata dat je na sl. 4–6.

Preparati se ovom metodom mogu izraditi i od silikatnih stijena (pješčenjaka, rožnjaka, vulkanskih, metamorfnih i magmatskih stijena), ali se polirana površina uzorka tada nagriza fluorovodičnom kiselinom – HF.

Oprez: postupak se izvodi u digestoru, u plastičnoj posudi uz obveznu uporabu gumenih rukavica.

II – SISTEMATIKA I DIJAGENEZA KLASTIČNIH SEDIMENTNIH STIJENA

Klastični (detritični ili mehanički) sedimenti i sedimentne stijene sastoje se od čestica, zrna i fragmenata koji potječu od fizikalnog i kemijskog trošenja, osobito fizikalnog lomljenja i razaranja, starijih stijena, pa su egzogenog podrijetla. S obzirom na to da su takve krute čestice, zrna i fragmenti, tj. pojedinačne čestice sastavljene ili od detritičnih mineralnih zrna ili od odlomaka stijena obuhvaćene skupnim nazivom klasti (od grčke riječi *klásis* = lomljenje), sedimenti i sedimentne stijene nastale nakon kraćeg ili dužeg prijenosa njihovim taloženjem na kopnu, u slatkoj vodi ili u moru nazivaju se klastični sedimenti, odnosno klastične sedimentne stijene.

Na osnovi načina postanka razlikuju se četiri temeljne skupine klastičnih sedimenata (sl. 1–1):

1) isprani rezidui, koji se dijele na rezistate (krupnozrnasti i srednjozrnasti klastiti) i hidrolizate (sitnozrnasti klastiti),
2) rezidui, među kojima su glavni tipovi tla, lateriti, rezidualne gline i boksiti,
3) kataklastični sedimenti,
4) vulkanoklastični sedimenti, te
5) mješoviti sedimenti kao prijelazna skupina između klastičnih i kemijsko–biokemijskih sedimenata.

Isprani rezidui (*rezistati* i *hidrolizati*) i **kataklastični sedimenti** obično su sistematizirani zajedno, i to tako da su prema veličini zrna od kojih se pretežito sastoje u skladu s Wentworthovom ljestvicom (sl. 3–37) podijeljeni u **krupnozrnaste (ruditne)**, **srednjozrnaste (arenitne)** i **sitnozrnaste (pelitne) klastične stijene**.

U sistematici sedimentnih stijena mješoviti sedimenti se obično prikazuju zajedno sa sitnozrnastim klastičnim stijenama (odjeljak 7.1.5).

5. Krupnozrnaste (ruditne) klastične stijene

5.1. Definicija i podjela

Krupnozrnaste klastične stijene ili **krupnozrnasti (ruditni) klastiti** *obuhvaćaju klastične sedimente – isprane rezidue ili krupne rezistate* (sl. 1–1) *koji sadrže više od 50% valutica i/ili odlomaka promjera većeg od 2 mm*. Nomenklatura i njihova kvantitativna klasifikacija na osnovi granulometrijskog sastava, tj. međusobnog udjela zrna dimenzija pijeska, šljunka i praha, prikazani su u poglavlju 3.10 i na slikama 3–37 i 3–38.

Glavne vrste krupnozrnastih klastičnih sedimenata i iz njih dijagenetskim procesima očvrsnutih stijena prikazuje tablica 5–1.

Kršje ili **drobina** i **sipar** *akumulacije su nevezanih, uglastih odlomaka stijena ili mineralnih zrna – klasta – promjera pretežito većeg od 2 mm* (sl. 5–1).

Breča ili **kršnik** (sl. 5–2 i 5–3) *je općeniti naziv za poluvezanu ili čvrsto litificiranu stijenu sastavljenu od kršja ili drobine bez obzira na podrijetlo i način postanka takvog kršja ili drobine*. Međutim,

NEVEZANI SEDIMENTI	kršje ili drobina (kameni odroni, sipari)	valutice i šljunak	til i dijamiktit
STIJENE	**breča ili kršnik**	**konglomerat ili valutičnjak**	**tilit**

Tablica 5–1 Glavne vrste krupnozrnastih klastita.

genetska podjela breča temelji se na načinu postanka kršja.

Podjela i klasifikacija konglomerata i breča na osnovi teksturnih, strukturnih, petroloških i sedimentoloških karakteristika i načina postanka prikazana je u tablici 5–2.

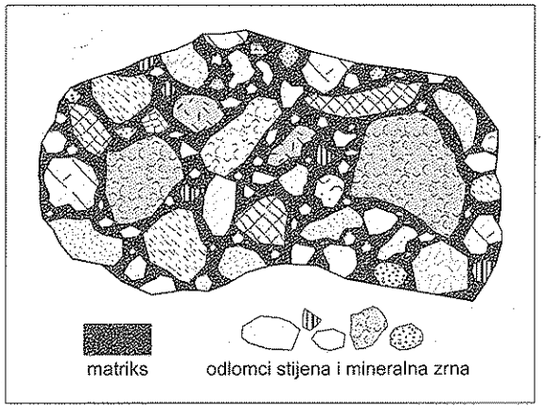
Kameni odroni (*rockfalls*) i **lavine** (*rock avalanche*) *nagli su i brzi odroni kamenja – stijenskog kršja – niz strme padine i strmine pod djelovanjem sile teže*. Za kamene odrone na kopnenim padinama kod nas se obično koristi naziv **siparište**, a sam je detritus poznat kao **sipar** (jer se sipa niz padinu).

Velika sedimentna tijela kamenih odrona – siparišta – česta su pojava u planinskim masivima na strmim golim stijenskim padinama, u udolinama između dviju litica ili u podnožjima litica. Ako se strme litice nalaze neposredno uz morsku obalu kretanje sipara može s kopna biti nastavljeno duž podmorske padine, i tad se obično nastavlja kao **debritni tok**.

U marinskim okolišima kameni su odroni razmjerno rijetki, jer su nagibi tih padina na morskom dnu većinom preblagi za takav gravitacijski prijenos materijala. Ipak, **podmorski kameni odroni** mogu se pojaviti na strmim podmorskim rasjednim padinama, na strmim rubovima kontinentalnih i karbonatnih platforma ili u duboko usječenim submarinskim kanjonima i brazgotinama, gdje su inicirani intenzivnom i naglom erozijom ili tektonskim šokovima (odjeljak 20.1.1).

Šljunak *je nevezana akumulacija dobrozaobljenih stijenskih i/ili mineralnih klasta, odnosno valutica, promjera pretežito većeg od 2 mm, te promjen-*

Slika 5–1 Kvartarna akumulacija karbonatnog kršja u obliku kososlojevitog sedimentnog tijela (lepeze) nastalog povremenim bujičnim (debritnim?) tokovima. Jugozapadna obala Paškog zaljeva, Otok Pag.



Slika 5–2 Matriksnopotporna breča sastavljena od stijenskog kršja u obliku krupnih uglastih fragmenata vapnenaca i dolomita uloženih u sitnozrnasti matriks koji se sastoji od sitnorazdrobljene vapnenačko–dolomitne mase cementirane kalcitnim cementom.

Slika 5–3 Matriksnopotporna breča sastavljena od stijenskog kršja u obliku krupnih uglastih fragmenata vapnenaca i dolomita uloženih u sitnozrnasti limonitični matriks koji se sastoji od sitnorazdrobljene vapnenačko–dolomitne mase pigmentirane limonitom/hematitom i cementirane mikrokristalastim kalcitnim cementom. Jelarska breča, južne padine Velebita iznad Karlobaga.

ljive količine zrna dimenzija pijeska, ponegdje još i praha i gline (mulja).

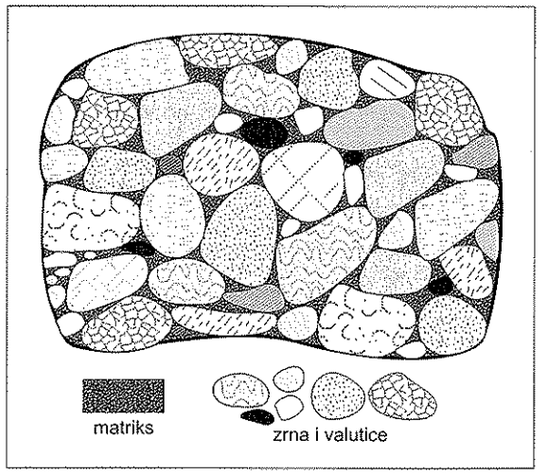
Valutičnjak ili **konglomerat** *je manje–više čvrsto vezana stijena koja se pretežito sastoji od dobrozaobljenih valutica dimenzija šljunka i promjenljivog udjela pijeska, sa ili bez muljevito–glinovite komponente* (sl. 5–4).

Između breča i konglomerata ne postoji uvijek oštra i jasna granica, već između njih mogu postojati međusobni postupni prijelazi, odnosno u istoj stijeni klasti određenog petrografskog sastava (vapnenaca, dolomita, masivnih pješčenjaka, granita, vulkanita) mogu biti dobro zaobljeni u valutice, a klasti drugih vrsta stijena (rožnjaka, kvarcita, kvarcnih pješčenjaka, kristalastih škriljavaca) mogu biti uglasti ili poluzaobljeni. Pojedini autori za takve klastične stijene koriste termin "brečo-konglomerati".

Til *je akumulacija nevezanog*, a **tilit** *vezanog, loše sortiranog i neslojevitog morenskog materijala*

INTRAFORMACIJSKE BREČE I KONGLOMERATI	– peritidalni i "*black-pebble*" konglomerati i breče – olujne breče i konglomerati – desikacijske breče i breče s plosnatim fragmentima (*edgewise breccia*) – konglomerati sastavljeni od muljevitih valutica (*mud-pebble conglomerate*) – slampne breče (breče nastale podvodnim klizanjem)	
EKSTRAFORMACIJSKE KATAKLASTIČNE BREČE	– odronske i siparišne breče – debritne breče – rasjedne i tektogene breče	
EMERZIJSKE I KOLAPSNE BREČE	– emerzijske breče i breče okršavanja – breče otapanja i urušavanja ili kolapsne breče	
POSTSEDIMENTACIJSKE DIJAGENETSKE BREČE	– tektogeno-dijagenetske breče – stilolitizacijske breče	
VULKANSKE I VULKANOKLASTIČNE BREČE I AGLOMERATI	– vulkanske breče – vulkanoklastične breče – aglomerati	
EKSTRAFORMACIJSKI KONGLOMERATI	**ORTOKONGLOMERATI <15% matriksa**	– oligomiktni konglomerati (<10% nestabilnih zrna) – petromiktni konglomerati (>10% nestabilnih zrna)
	PARAKONGLOMERATI >15% matriksa	– konglomeratični muljnjaci (laminirani matriks) – tilit i tiloid (matriks nije laminiran)

Tablica 5–2 Genetska podjela konglomerata i breča.



Slika 5–4 Petromiktni konglomerat nastao cementacijom izvrsno zaobljenih valutica različitih vrsta stijena: valutice imaju međusobnu potporu ili kontakte zrno–na–zrno, tj. klastnu potporu, a između krupnih valutica nalaze se dobrosortirana pješčana zrna i u njihovim porama kalcitni cement.

koji je preostao nakon otapanja ledenjaka, a u kojem prevladavaju fragmenti ruditnih dimenzija (> 2 mm). Kao sinonimi za til i tilit često se koriste i nazivi morena, temeljna morena ili morenski sedimenti.

Tilit je slabije ili jače litificirani til i odlikuje se obiljem sitnozrnastog matriksa, obično tamnosive boje. Litifikacija je ili posljedica procesa cementacije ili procesa metamorfoze. U drugom slučaju, da bi naglasili razliku postanka tilita, pojedini autori koriste naziv **metatilit** (*metatillite* – Dreimanis, 1978).

Bitna značajka tila i tilita je vrlo heterogeni litološki i mineraloški sastav koji se odlikuje neujednačenom mješavinom odlomaka različitih vrsta stijena i minerala jako promjenljivih dimenzija i oblika, od velikih blokova do sitnih čestica dimenzija praha i gline kao matriksa. Često uz odlomke stijena i minerala sadrže i produkte njihovog trošenja i manju ili veću količinu biljnih ostataka. Fragmenti obično pokazuju jače ili slabije habanje na jednoj površini, često s dobro očuvanim strijama, koje su posljedica struganja po dnu ili bokovima stijena preko kojih se kretao ledenjak.

Dijamiktit (*diamictite* – Flint i dr., 1960) *je naziv za ekstremno loše sortiranu akumulaciju detritusa koji se sastoji od blokova stijena i glinovitog matriksa, a koji potječe od glacijalnih i periglacijalnih procesa, kao i muljnih ili detritnih tokova u subaerskim i subakvatskim uvjetima.* Blokovi pokazuju veliku promjenljivost dimenzija i oblika, a udio glinovitog matriksa je u odnosu na udio fragmenata stijena vrlo nizak. Pretežiti dio glinovitog matriksa dijamiktita sastoji se od različitih silikatnih minerala koji su nastali pri glacijalnoj pulverizaciji, odnosno raspadanju i usitnjavanju stijena.

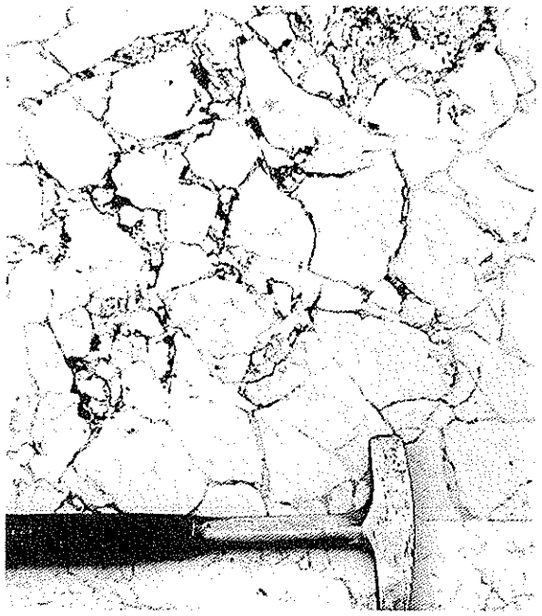
Premda su til, tilit i dijamiktit u litosferi razmjerno slabo rasprostranjene stijene, njihovo je petrološko i sedimentološko značenje veliko, jer su to izvrsni indikatori paleoklimatskih i sedimentacijskih uvjeta.

5.2. Intraformacijske breče i konglomerati

Intraformacijske breče i konglomerati *krupnozrnasti su klastični sedimenti nastali razaranjem i pretaloživanjem slabo ili nepotpuno litificiranog sedimenta bez značajnijeg prijenosa fragmenata i valutica unutar sedimentacijskog prostora i njihovog taloženja odmah nakon razaranja sloja i nastanka klasta (fragmenata ili valutica), dakle u istoj stratigrafskoj jedinici.*

Intraformacijske breče i intraformacijski konglomerati obično su ograničeni na uži sedimentacijski prostor, nemaju znatnije bočno i vertikalno rasprostranjenje, jer je i njihov postanak ograničen na strogo određene uvjete i okoliše taloženja. Uglavnom se nalaze unutar pelitnih sedimenata i lapora, a vrlo često unutar plitkomorskih vapnenaca i ranodijagenetskih dolomita karbonatnih platforma. Tu su oni dobri indikatori za identifikaciju promjena uvjeta taloženja, najčešće povezanih s kratkotrajnim izronjavanjima taloga iznad srednje razine oseke, ili u plimnim i natplimnim okolišima izloženim visokoj energiji vode gdje su taloženi pri olujnim valovima (Tišljar, 2001).

Desikacijske breče (*desiccation breccia*) i **breče s plosnatim fragmentima** (*edgewise brec-*



Slika 5–5 Desikacijska breča nastala pretaložavanjem pločastih fragmenata desikacijskim pukotinama raspucanog gornjeg dijela sloja mikritnog vapnenca. Periplimni ciklus oplićavanja naviše, gornji titon, Zlatni rt – Rovinj.

cia) *poseban su tip intraformacijskih breča čiji je postanak vezan uz pretaloživanje plosnatih i pločastih odlomaka muljevitih ili karbonatima bogatih taloga*. Takvi odlomci nastaju u površinskim dijelovima glinovitih i muljevitih taloga razaranjem pukotinama isušivanja raspucanog sedimenta kao posljedicom naglih isušivanja taloga na riječnim obalama, poplavnim ravnicama i rubnim dijelovima jezera ili bara tijekom niskog vodostaja, a posebice često u plimnoj (*intertidal*) ili natplimnoj zoni (*supratidal*), kao i na muljevitim i karbonatnim plimnim ravnicama (sl. 5–5).

Pri porastu vodostaja u riječnim koritima i jezerima ili djelatnošću plimnih struja, visokih plima ili olujnih valova raspucani talozi se lako raspadaju u plosnate i tankopločaste fragmente koji se pretaložavaju i nakupljaju, obično nedaleko od mjesta postanka u taložnom prostoru, u obliku ispuna depresija i udubljenja ili ispuna plimnih ili nekih drugih strujnih kanala.

Pojavljivanje desikacijskih breča, njihova pravilna identifikacija i prepoznavanje imaju izuzetno važnu ulogu pri interpretaciji uvjeta i okoliša taloženja. U riječnim koritima, poplavnim ravnicama i priobalnim zonama jezera označavaju promjene vodostaja, a na muljevitim i karbonatnim plimnim ravnicama, plimnim i natplimnim zonama jedan su od najznačajnijih pokazatelja za te okoliše taloženja, kao i završetke ciklusa i/ili parasekvencija oplićavanja naviše. Desikacijske su breče, primjerice, završni član ciklusa i parasekvencija oplićavanja naviše (*shallowing–upward parasequences*) u gornjotitonskim vapnencima Istre ("desikacijski ciklusi" – Tišljar i dr., 1983b, 1995) i periplimnim vapnencima u otrivu i baremu šireg područja sjeverno od Poreča i zapadno od Barbarige (Tišljar i dr., 1991; Tišljar, 2001).

"Konglomerati s muljevitim valuticama" (*mud-pebble conglomerates, mudstone conglomerates*) *intraformacijski su konglomerati koji se sastoje od kuglastih, elipsoidnih ili diskoidnih muljevitih valutica lapora, muljnjaka ili muljevitih vapnenaca.* Pojedine valutice mogu pokazivati jasne tragove plastičnih deformacija, obično utiskivanje prvobitno jače litificiranih valutica u primarno mekše valutice ili gnječenje valutica pri kompakciji.

Muljevite valutice nastaju razaranjem nepotpuno litificiranih muljevitih taloga pri porastu energije vode, pri jakim plimnim strujama i valovima – osobito olujnim plimama i olujnim valovima – u najplićim dijelovima taložnog prostora, u pravilu u najplićem dijelu plitke potplimne (*shallow subtidal*) i donjem dijelu plimne zone (*intertidal*). Njihova razmjerno česta pojavljivanja unutar periplimnih karbonatnih sedimenata obično su u vezi s oplićavanjem i/ili oscilacijama morske razine, a unutar taloga poplavnih ravnica u vezi su s erozijskim djelovanjem riječnih tokova pri porastu vodostaja.

Konglomerati s muljevitim valuticama često se kao članovi periplimnih ciklusa taloženja nalaze unutar periplimnih platformnih vapnenaca Jadranske karbonatne platforme, pri čemu valutice od kojih se sastoje pripadaju istom litofacijesu i biofacijesu kao i vapnenci u njihovoj neposrednoj podini (Tišljar i dr., 1983b; Velić i Tišljar, 1987; Tišljar, 2001).

Intraformacijskim brečama ili konglomeratima pripadaju i krupnozrnasti karbonatni sedimenti nastali naplavljivanjem i akumulacijom intrabazenskih valutica i fragmenata (intraklasta i plastiklasta) na plimne i natplimne zone, plimne ravnice i najpliće rubne dijelove laguna ili ravnih niskih obala pri olujnim valovima ili olujnim plimama. Takvi su sedimenti poznati kao **olujne breče** ili **olujni konglomerati**, odnosno kao **talozi olujnih plima** (*storm-tide deposits*). Karbonatni talozi olujnih plima često se nalaze unutar jurskih i krednih karbonatnih sedimenata Jadranske karbonatne platforme i imaju važnu ulogu pri interpretaciji uvjeta i okoliša taloženja (Tišljar, 2001).

Breče klizanja (*land–slide breccia*) i **slampne breče** (*slump-breccia*) *nastaju akumulacijom i litifikacijom stijenskog materijala koji je translacijskim ili rotacijskim klizanjima kidan i razoren u masu većih ili manjih fragmenata u obliku olistostroma i slampova akumuliranih na kopnu ili pod vodom pri dnu padina* (poglavlje 20.1 i odjeljak 20.2.1).

Slampne breče (*slump breccia*) nastaju pri dnu podmorskih padina akumulacijom velike količine sedimenta koji se rotacijskim klizanjem ili slampiranjem spuštao niz padinu i u njezinom podnožju akumulirao u obliku deformiranih slojeva, tzv. **megaslampova** (poglavlje 20.1). Pojedini jače litificirani dijelovi slojeva ili jače litificirani slojevi unutar taloga koji kližu niz padinu kidaju se, brečiraju i uklapaju u homogenizirane plastične taloge tvoreći slampne breče.

5.3. Breče ili kršnici

5.3.1. Definicija i podjela breča ili kršnika

Breča ili **kršnik** *je općeniti naziv za više ili manje čvrsto vezanu klastičnu stijenu koja se sastoji od uglastog do poluzaobljenog stijenskog kršja i cementa ili matriksa* (sl. 5–2 i 5–3).

Breče se u geološkoj terminologiji često nazivaju prema prevladavajućim petrografskim tipovima fragmenata, pa se tako nerijetko spominju vapnenačke breče, dolomitne breče, vapnenačko-dolomitne breče, pješčenjačke breče, kvarcitne breče, itd. Sedimentološka klasifikacija breča temelji se na načinu njihova postanka, odnosno podrijetlu klasta. Međutim, postanak klasta, odnosno njihovo podrijetlo, nije uvijek jednostavno utvrditi, pa su za to potrebna kompleksna terenska i mikroskopska, a nerijetko i laboratorijska istraživanja.

S obzirom na način postanka razlikuju se vulkanske i vulkanoklastične breče, intraformacijske breče, ekstraformacijske kataklastične breče, emerzijske i kolapsne breče i postsedimentacijske dijagenetske breče (tablica 5–2).

5.3.2. Vulkanske i vulkanoklastične breče

Vulkanske i **vulkanoklastične breče** (*pyroclastic breccia, volcaniclastic breccia*) *sastoje se od krupnozrnastih klasta vulkanskog podrijetla. To su vulkanoklasti koji potječu od vulkanskih erupcija, a koji su nakon kraćeg ili dužeg transporta akumulirani na kopnu, u slatkovodnim ili morskim okolišima.*

Vulkanske i vulkanoklastične breče iscrpnije su prikazane u sklopu vulkanoklastičnih sedimenata (poglavlja 8.1 i 8.2).

5.3.3. Ekstraformacijske kataklastične breče

Ekstraformacijske kataklastične breče (*cataclastic breccia*) *sadrže klaste čije je podrijetlo vezano uz procese kataklaziranja, tj. lomljenja i drobljenja stijena pri kretanju stijenskih masa jednih preko drugih ili jednih uz druge, kao i pri odronima i urušavanju stijenskih masa.*

Tektonika je najvažniji čimbenik kataklaziranja jer se tektonskim pokretima kreću najveće mase stijena uz golemu energiju. Lomljenje i drobljenje stijena pri tektonskim pokretima najjače je na granici dviju masa koje se kreću ili mase koja se kreće i mase koja miruje, tj. duž rasjeda, navlaka i pri boranju.

Pri odronima i klizanju stijenskih masa niz strme litice, kao i pri urušavanju, također dolazi do lomljenja i drobljenja – kataklaziranja – manjih ili većih dijelova stijenskih masa. Na taj način nastali,

a potom različitim mehanizmima prenošeni, akumulirani i u breče litificirani klasti tvore posebne vrste kataklastičnih breča.

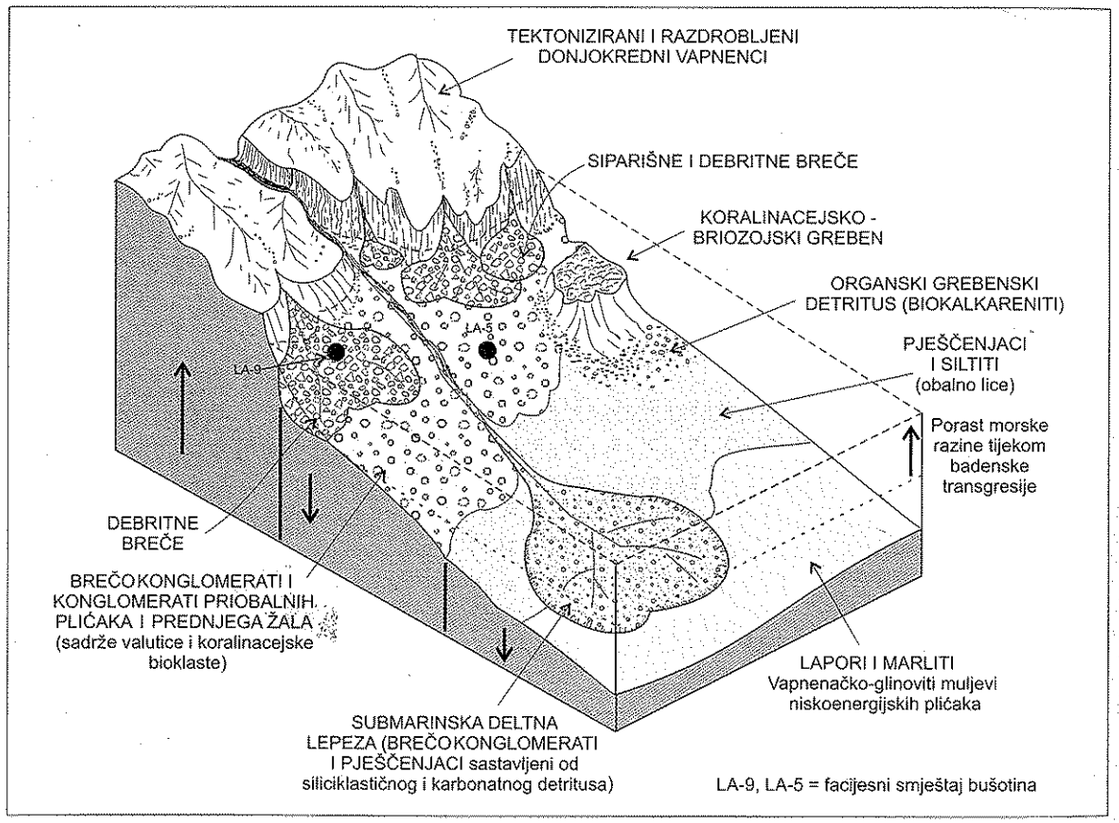
Prema načinu postanka, prijenosa i taloženja klasta kataklastične su breče podijeljene na odronske ili siparišne breče, debritne breče, i tektogene ili rasjedne breče (tablica 5–2).

5.3.3.1. Odronske ili siparišne breče

Odronske ili **siparišne breče** *nastaju litifikacijom stijenskog kršja koje je* **kamenim odronima** (*rock falls*) *i* **lavinama** (*rock avalanche*) *transportirano djelovanjem sile teže niz strme padine i pri njihovom dnu akumulirano u obliku siparišta ili velikih odronskih lepeza.*

Obično se nalaze u podnožju strmih litica ili u usjecima između strmih kristalinskih škriljavih (granitoidnih, gnajsnih, tinjčevo-škriljavih) ili karbonatnih (vapnenačkih i/ili dolomitnih) stijenskih padina i litica (sl. 5–6).

Bitna značajka stijenskog kršja takvog podrijetla i načina prijenosa vrlo je loša sortiranost klasta, njihovo slabo habanje i zaobljavanje. Unutar loše sortiranog kršja mogu se često pojaviti veliki blokovi – *olistoliti* – promjera većeg i od nekoliko desetaka metara.



Slika 5–6 Blok-dijagramski prikaz modela taloženja miocenskih (badenskih) sedimenata u području naftnog polja Ladislavci u istočnoj Slavoniji sa smještajem bušotina LA–5 i LA–9 (djelomice pojednostavljeno prema Tišljaru, 1993). Uz strme padine snažno tektonski razdrobljenog mezozojskog karbonatnog masiva nalaze se siparišne i debritne breče, uzduž obale siparišno i debritno kršje je pretaloženo u obliku konglomerata, na podmorskim hridima razvijene su koralinacajske bioherme, a dalje niz padinu, u dubljim dijelovima taložnog prostora na krajevima opskrbnog kanala, nastala je turbiditna lepeza.

Na kopnenim strmim padinama loše sortirano stijensko kršje može se kretati (Bertran i dr., 1997):

- odronjavanjem ili sipanjem (*rockfall* = sipanje ili kretanje pojedinačnih klasta ili visokodispergiranih klasta niz liticu),
- sporim masenim kretanjem tla uzrokovanim ciklusima smrzavanja i otapanja, tj. soliflukcijom (*solifluction*),
- suhim zrnskim tokom ili kao suha kamena lavina (*dry grain flow*),
- debritnim tokom (*debris flow*),
- tokom klasta obavijenih ledom (*frost-coated clast flow*), i
- *run-off* transportom, tj. kotrljanjem klasta dimenzija šljunka u koritu potočića i malih jaraka na padinama nagiba od 3 do 35°.

Pri odronjavanju i sipanju niz padinu kretanje stijenskog kršja može biti ili "kolektivno" ili "individualno". "Kolektivno" kretanje stijenskog kršja obuhvaća soliflukciju, debritni tok i suhi zrnski tok, a "individualno" kretanje pojedinih klasta odronjavanje i *run-off* transport.

Pri individualnom kretanju klasta akumulirani detritus ne pokazuje nikakvu određenu orijentaciju klasta, a pri "kolektivnom" kretanju klasta nastaje njihova jasno preferirana orijentacija s obzirom na međusobnu orijentaciju najduže (*a*) i najkraće (*c*) osi izrazito pločastih i izduženih klasta (Bertran i dr., 1997).

U kamenim odronima, primjerice, podjednaka količina klasta ima orijentaciju duže osi usporedno i okomito na smjer padine, pri čemu u proksimalnom i središnjem dijelu odrona prevladavaju klasti orijentirani paralelno s padinom, a u distalnom dijelu kamenih odrona klasti orijentirani okomito na padinu. Suprotno tomu, u subaerskim debritima klasti su uglavnom orijentirani tako da im je duža os paralelna s padinom.

Odronske ili siparišne breče najčešće su vezane uz subaersko trošenje i snažnu eroziju stijena na strmom reljefu uz manje–više neprekinuto tektonsko izdizanje ili navlačenje. Međutim, takav detritus može pri jakim kišama ili naglom otapanju snijega biti pretvoren u debritni tok ili kretanjem niz padinu dospjeti i u jezerske, morske ili riječne okoliše i tu prijeći u debritni tok (sl. 2–2).

5.3.3.2. Debritne breče

Debritne breče ili **debriti** (*debrite breccia, debrites*) *nastaju litifikacijom stijenskog kršja koje je nakon prenošenja niz padinu debritnim tokovima ili tokovima stijenskog kršja akumulirano na padini ili u njezinom podnožju.*

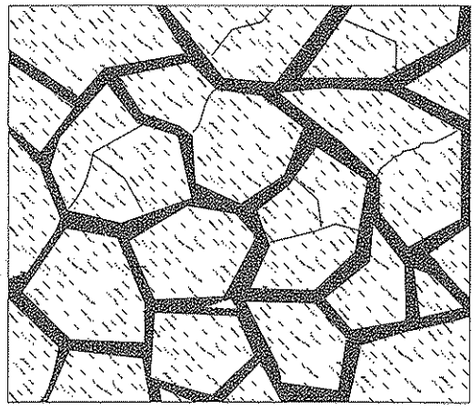
Debritni tokovi su tokovi s brzim kretanjem mase loše sortiranog stijenskog kršja i vode pri čemu su velika zrna – klasti – u toku poduprta matriksom. Pritom je matriks mješavina intersticijskog fluida i sitnog taloga i ima ulogu uzgona, tako da se klasti sili teže suprotstavljaju kohezivnom silom muljevitog matriksa i njegovim uzgonom (vidi odjeljak 2.2.2.3). Debritni tok može biti pobuđen već i na padinama malog nagiba i po takvim se padinama može prenositi na vrlo velike udaljenosti.

Za razliku od siparišnih i/ili odronskih breča debritne breče sadrže više matriksa, u pravilu muljevitog materijala s malo pješčanih zrna, a krupnozrnasti detritus može pokazivati nejasnu ili slabo izraženu obrnutu gradaciju i horizontalnu orijentaciju pločastih i izduženih klasta. Osim toga, debritne se breče često pojavljuju u obliku sekvencija s određenim unutarnjim ustrojstvom (odjeljak 20.2.2).

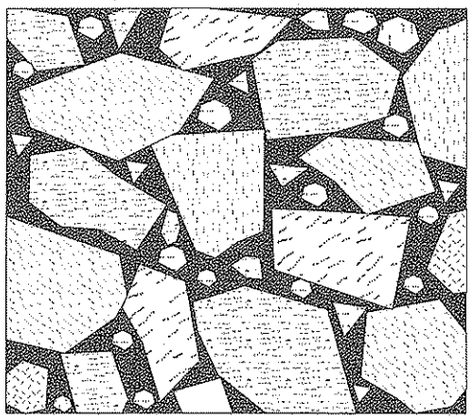
Fosilni dobro litificirani karbonatni debriti sastavljeni od uglastih klasta promjera većeg od 1 m često se u literaturi nalaze pod imenom **karbonatne megabreče** (Tišljar, 2001).

Debritne se breče uglavnom nalaze u submarinskim kanjonima, na podmorskim padinama i uz kontinentalne rubove, ponegdje kao početni krupnozrnasti član megaslojeva (*megabeds*), primjerice unutar fliša Istre i središnje Dalmacije (sl. 5–9 i 20–9), kao i u čelima delta. Rjeđe se nalaze i u pustinjskim okolišima s povremenim jakim kišama.

Fitting (Füchtbauer & Richter, 1983), tj. međusobni odnos i raspored susjednih klasta i stupanj podudarnosti njihovih obrisa ili kontura na



A - VISOKI *FITTING* ILI ODNOS PODUDARNOSTI KONTURA KLASTA TEKTONSKE BREČE



B - NISKI *FITTING* ILI ODNOS PODUDARNOSTI KONTURA KLASTA DEBRITNE BREČE

Slika 5–7 Shematski prikaz temeljnih razlika u odnosu podudarnosti kontura klasta – *fittinga* – tektonskih i debritnih breča.

mjestima dodira klasta, je u odronskim (siparišnim) i debritnim brečama vrlo nizak (sl. 5-7), jer su klasti pretrpjeli znatan prijenos klizanjem, prevrtanjem ili kotrljanjem niz padinu u slučaju odronskih ili siparišnih breča, odnosno brzim kretanjem mase loše sortiranog stijenskog kršja i vode debritnim tokom kod debritnih breča. U takvim se brečama često nalaze veliki klasti – **olistoliti** (sl. 20–1).

Odronske i/ili siparišne i debritne breče se od tektogenih breča dobro razlikuju po *fittingu* i nedostatku matriksa, a debritne breče od tektogenih po *fittingu*, obilju sitnorazdrobljenog materijala – matriksa – istog litološkog sastava, kao i po različitom obliku sedimentnih tijela.

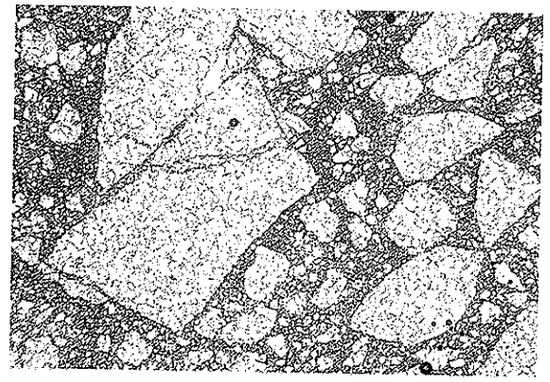
Odronskim ili siparišnim i debritnim brečama pripadaju dolomitne i vapnenačko–dolomitne breče, kolektorske stijene mnogih naftnih i plinskih ležišta, primjerice unutar "Beničanci člana" u naftnim poljima Beničanci, Ladislavci i Obod (Tišljar, 1993). Oblici sedimentnih tijela takvih breča su klinasti, lepezasti ili potpuno nepravilni, ovisno o morfologiji padine ili terena pri dnu litice gdje je detritus akumuliran u obliku siparišta, kamenog odrona ili debrita (sl. 5–6). Uz klaste manjih ili većih dimenzija takve breče mjestimice sadrže i veće blokove, čak i velike olistolite.

Debritne breče kao kolektorske stijene u tim poljima odlikuju se niskim *fittingom*, vrlo lošom unutarnjom organizacijom ili pakiranjem klasta: klasti različitih dimenzija obično nemaju međusobnu potporu, nego "plivaju" u sitnozrnastom matriksu – "kamenom brašnu" – koji se u pravilu sastoji od sitnorazdrobljenih odlomaka istih stijena kao i klasti i koji je manje–više rekristaliziran i čvrsto cementiran kalcitnim ili dolomitnim cementom i natopljen naftom (sl. 5–8).

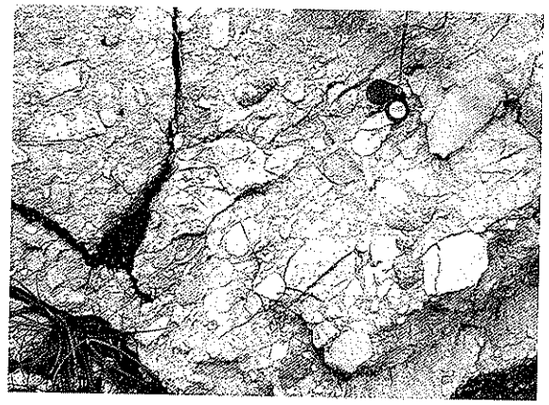
Ako je stijensko kršje dospjelo u rijeku ili more ono će biti manje–više prerađeno u šljunak i iz njega će nastati brečo-konglomerati ili konglomerati s različitim udjelom debritnog, riječnog ili morskog detritusa (= priobalni brečo-konglomerati na sl. 5–6 nastali zaobljavanjem i pretaloživanjem debritnog detritusa tijekom badenske transgresije).

Vapnenačke i vapnenačko–dolomitne jelarske breče ("Jelar breče" – Bahun, 1974) iz poznate **Jelar formacije** djelomice pripadaju kategoriji odronskih ili siparišnih i debritnih breča, a djelomice i tektonskim brečama, jer su, prema svojem postanku, vezane uz navlačnu tektoniku i odronjavanje golemih količina krupnozrnastog karbonatnog detritusa niz tektonikom nastale strme padine.

Unutarnja organizacija klasta jelarskih breča vrlo je varijabilna – primjerice kod subaerskih varijeteta može odgovarati građi raspona od tektonskih do



Slika 5–8 Debritna dolomitna breča: lošesortirano, uglasto dolomitno stijensko kršje vezano u čvrstu stijenu – breču – sitnozrnastim matriksom koji je impregniran naftom. Matriks breče je sitnorazdrobljeni dolomit – "dolomitno kameno brašno" nastalo procesima drobljenja dolomitne stijene. Tijekom dijageneze sitnozrnasti je matriks rekristalizacijom i cementacijom pretvoren u kriptokristalastu dolomitnu masu onečišćenu organskom tvari. Miocen, "Beničanci član" iz bušotine Beničanci–44, dubina 2036,3 m. Dužina slike = 7,5 mm.



Slika 5–9 Vapnenačka breča donjeg dijela megasloja u flišu Istre nastala taloženjem krednog detritusa i kršja paleogenskih foraminifera (pretežito numulita) gravitacijskim tokom koji je u početnoj fazi imao značajke debritnog, a potom i turbiditnog toka velike gustoće. Kotli kod Huma.

odronskih ili siparišnih breča. Unutarnja organizacija klasta jako je različita i zbog toga što su jelarske breče nastale i prerađivane različitim procesima u taložnim okolišima širokog raspona, od terestričkih odrona i siparišta, aluvijalnih lepeza i prepletenih rijeka do jezerskih i priobalnih marinskih okoliša (Vlahović i dr., 1999).

5.3.3.3. Rasjedne i tektogene breče

Rasjedne breče (*fault breccia*), **tektogene breče** i **breče boranja** (*fold breccia*) vezane su uz tektonske zone lomljenja, rasjedanja, boranja i navlačenja stijenskih masa.

Razdrobljeni fragmenti tih stijena nastali pri rasjedanju, navlačenju i boranju mogu naknadno pri cirkulaciji pornih voda koje donose mineralne tvari u otopljenom stanju biti cementirani u čvrste stijene – rasjedne ili tektogene breče ili kršnike. Do litifikacije takvog stijenskog kršja u čvrstu stijenu – breču, može doći i zbog prekristalizacije sitno razdrobljenog karbonatnog detritusa koji je nastao kao produkt intenzivnog tektonskog drobljenja, kataklaziranja i milonitizacije.

Kako su tektonski intenzivno razdrobljene zone, u pravilu, i najpropusniji dijelovi stijenske mase, to će pri cirkulaciji meteorskih voda koje se brzo zasite s Ca-hidrogenkarbonatom taj dio stijenske mase obično biti jače cementiran. Na taj način nakon fizikalnog trošenja stijenske mase takve rasjedne ili tektogene breče, kao najrezistentniji dio, morfološki strše na velikim strmim izdancima ili liticama, kako je to, primjerice, česti slučaj u tektonski raspucanim i drobljenim trijaskim dolomitima Plešivice, Samoborske i Žumberačke gore. Međutim, u slučajevima gdje je cementacija tektogenih breča slaba ili nepotpuna takve se breče intenzivno troše i erodiraju tvoreći velike mase siparišnog materijala u podnožju litica.

Međusobni odnos i raspored susjednih klasta i stupanj podudarnosti njihovih obrisa ili kontura na mjestima dodira klasta – *fitting* (Füchtbauer i Richter, 1983) – u tektogenim je brečama vrlo visok. Naime, klasti tektogenih breča su najčešće odvojeni samo sustavom tektonskih prslina i pukotina i nisu prije

izlučivanja cementa u takvim prslinama i pukotinama bili značajnije pokretani ili pri tektonskom kretanju masa prevrtani i kotrljani (sl. 5–7). Zbog toga klasti tektogenih breča nisu pretrpjeli nikakvo značajnije sortiranje. U pravilu se odlikuju klastnom potporom, a matriksna potpora se u slučajevima snažnijeg drobljenja ili usitnjavanja dijelova stijena u "kameno brašno" pojavljuje u zonama najjače tektonske milonitizacije ili u zonama smicanja. Naknadnom rekristalizacijom i cementacijom tijekom dijageneze iz takvog sitnog "kamenog brašna" nastaje sitnozrnasti, dobro cementirani i rekristalizirani matriks kojim su veći klasti vezani u manje ili više čvrsto litificiranu tektogenu breču.

5.3.3.4. Emerzijske i kolapsne breče

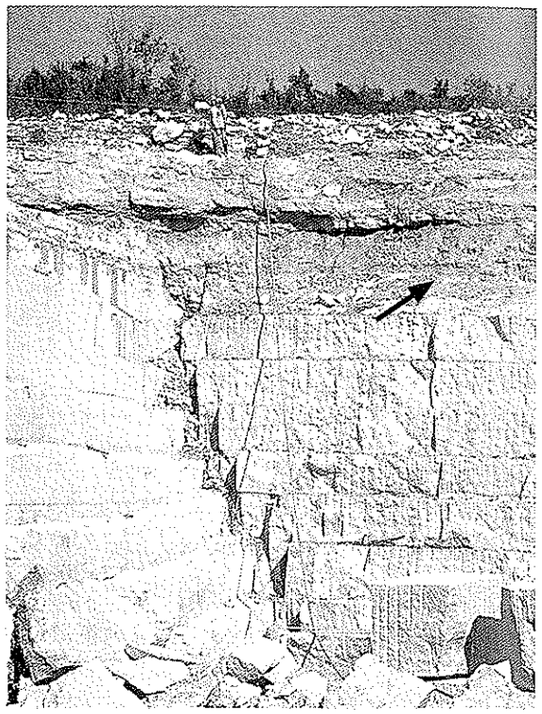
U posebnu genetsku skupinu breča prema uvjetima, načinu, mjestu postanka i litološkom sastavu pripadaju emerzijske i kolapsne breče, među kojima se razlikuju emerzijske breče i breče okršavanja, breče otapanja i breče urušavanja (tablica 5–2).

5.3.3.4.1. Emerzijske breče i breče okršavanja

Emerzijske breče i **breče okršavanja** (*emersion breccia*, *karst breccia*) poseban su genetski tip karbonatnih breča nastalih kompleksnim procesima fizikalnog i kemijskog trošenja vapnenaca u subaerskim uvjetima na površini Zemlje ili u vadoznoj zoni.

Osim što se nalaze u današnjim krškim terenima, emerzijske se breče u obliku nepravilnih uložaka ili proslojaka redovito nalaze i unutar mezozojskih vapnenaca Jadranske karbonatne platforme u emerzijskim zonama nastalim tijekom kraćeg ili dužeg izlaganja subaerskim uvjetima (vidi: Tišljar, 2001). Emerzijske breče u obliku nepravilnih uložaka i proslojaka unutar regionalne emerzije tijekom mlađeg apta i starijeg alba u Istri u kamenolomu Bale prikazuje sl. 5–10.

Emerzijske breče, odnosno breče pradavnog okršavanja (*palaeokarst breccia*) opisane su, primjerice, u gornjoj juri Biokova (Tišljar i dr., 1989), te donjoj kredi Istre, Biokova i zaleđa Dubrovnika (Tišljar i Velić, 1991). Premda u pravilu tanke i često po pružanju isprekidanog pojavljivanja, izuzetno su važni pokazatelji uvjeta



Slika 5–10 Opća emerzija tijekom mlađeg apta i starijeg alba obilježena emerzijskim brečama i proslojcima tamnosive smektitne gline (strelica). Podina ispod emerzije je starije aptske, a krovina iznad emerzije mlađe albske starosti. Kamenolom Bale, Istra.

i okoliša taloženja na karbonatnoj platformi jer u slučajevima kratkotrajnih emerzija određuju kraj ciklusa oplićavanja naviše, a u slučaju emerzija dužeg trajanja sekvencijsku granicu tipa 1 (poglavlje 11.4). Njihova uloga u sedimentološkoj interpretaciji karbonatnih sedimenata podrobnije je prikazana u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

5.3.3.4.2. Breče otapanja i urušavanja ili kolapsne breče

Breče otapanja i urušavanja ili **kolapsne breče** *sadrže cementirane klaste nastale kidanjem slojeva i stijenskih masa pri slijeganju slojeva nakon djelomičnog otapanja raspucane stijenske mase u*

podini (breče otapanja), *pri urušavanju* (breče urušavanja) *ili pak pucanjem i drobljenjem brzo litificiranih površinskih dijelova taloga pri mehaničkoj dijagenezi* (evaporitne kolapsne breče).

Prema tome, kolapsne breče uzrokovane su procesima urušavanja stijena kojima je potkopana osnovica, bilo erozijom bilo kemijskim procesima korozije, ili pak slijeganjem do kojeg je došlo nakon što je otapanjem odstranjen – izlužen – dio stijenske mase u podini. To je obično slučaj u krškim špiljama, kao i pri otapanju slojeva soli ili gipsa i zatim urušavanja ili slijeganja krovinskih klastičnih ili karbonatnih stijena uz njihovo kidanje u blokove i manje ili veće klaste, te pri urušavanju vapnenaca u velike korozijske šupljine ili špilje.

Kolapsne breče (*collapse breccia*) se obično pojavljuju u slojevima ili lećama nejednake debljine (od nekoliko centimetara do tridesetak metara). Sastoje se od nepravilnih, potpuno uglastih fragmenata i blokova, često pločastog oblika, kojima je debljina nerijetko određena debljinom slojeva ili skupina lamina unutar slojeva stijenske mase koja je urušena. Klasti imaju nizak *fitting* i obično su cementirani makrokristalastim kalcitnim cementom, ali međuprostori fragmenata i blokova mogu biti djelomično ili potpuno ispunjeni sitnozrnastim muljevitim ili glinovitim matriksom koji može biti naknadno intenzivno dijagenetski izmijenjen (kloritiziran, sericitiziran, dolomitiziran i sl.).

Urušavanje može nastati i na strmim liticama koje se sastoje od dvaju ili više petrografski različitih vrsta stijena nejednako otpornih na eroziju ili kemijsko trošenje. Primjerice, to može biti slučaj kod mekanih lapora ili muljnjaka i čvrsto cementiranih pješčenjaka u flišu ili turbiditima, kao i pri urušavanju svodova u većim kavernama ili špiljama unutar tektonski razdrobljenih i izluženih vapnenaca i dolomita.

Karbonatne breče otapanja (*solutional carbonate breccia*) često se nalaze u podinskim vapnencima boksitnih ležišta, gdje su nastale selektivnim otapanjem raspucanog i okršenog vapnenca duž tektonskih prslina i pukotina pri cirkulaciji oborinskih voda između boksitnog tijela i sâmog vapnenca. To znači da je u odnosu na taloženje matičnog materijala za postanak boksita njihov postanak postsedimentacijski, što objašnjava način njihovog pojavljivanja, tj. "naljepljivanja" po površini strmih vapnenačkih "piramida" u podini boksita.

5.3.4. Postsedimentacijske dijagenetske breče

Poseban genetski tip breča su postsedimentacijske dijagenetske breče kojima pripadaju tektogeno-dijagenetske i stilolitizacijske breče (tablica 5–2).

5.3.4.1. Tektogeno-dijagenetske breče

Tektogeno-dijagenetske breče *nastaju kao posljedica snažnog tektonskog drobljenja pojedinih dijelova stijenske mase, koji su zatim izloženi intenzivnim dijagenetskim procesima.* Posebice važni procesi su korozija bridova i uglova karbonatnih fragmenata, dolomitizacija vapnenačkih fragmenata, kalcitizacija ili dedolomitizacija, mjestimice i silicifikacija dolomitnih fragmenata i sitnorazdrobljenog matriksa, te višefazna cementacija primarnih i sekundarnih pora i tektonskih prslina izlučivanjem kalcita ili ferokalcita iz pornih otopina zasićenih Ca-hidrogenkarbonatom.

Dobar primjer takvih breča su breče na prijelazu donje u gornju kredu Ćićarije čiji se postanak objašnjava na sljedeći način (Vlahović i dr., 1995, 2002): intenzivnom mlađom, postsedimentacijskom tektonikom gornjoalbsko–donjocenomanske su dolomitne stijene izrazito raspucane i drobljene, mjestimice do dimenzija "kamenog brašna". Takva je razdrobljenost i visoka propusnost olakšala cirkulaciju kemijski agresivnih pornih otopina koje su uzrokovale djelomično otapanje sitnijih i krupnijih fragmenata primarnih stijena. Međusobni odnos obrisa susjednih klasta i podudarnost njihovih kontura na mjestima dodira klasta (*fitting*) u tim je brečama vrlo visok. Naime, klasti su najčešće odvojeni samo sustavom tektonskih prslina i pukotina jer nisu bili značajnije pokretani, ali su mjestimice ipak jače ili slabije korodirani agresivnim djelovanjem pornih voda. Osim toga, porne su otopine različitim alokemijskim kasnodijagenetskim procesima, koji su bili znatno olakšani velikom reaktivnom površinom tako sitnorazdrobljene dolomitne ma-

se, izazvale značajne promjene u mineralnom i kemijskom sastavu tih stijena. Prvenstveno su to *kalcitizacija* ili *dedolomitizacija* dolomitnih fragmenata i sitnog dolomitnog "kamenog brašna" te mjestimice i *silicifikacija* dolomitnih kalcitiziranih fragmenata. Naime, porne otopine koje su bile podzasićene u odnosu na dolomit, a prezasićene u odnosu na kalcit uzrokovale su s jedne strane otapanje dolomita uz tvorbu korozijskih šupljina, proširivanje prslina i pukotina i djelomičnu koroziju dolomitnih fragmenata, a s druge strane kalcitizaciju dolomita, odnosno dedolomitizaciju, posebice sitnorazdrobljenih dijelova stijene.

Najvažniju ulogu pri takvim procesima imao je kemijski sastav pornih otopina. S obzirom da je jaki tektonski stres uzrokovao značajna tlačna otapanja okolnih vapnenaca, te da su meteorske vode s povišenom koncentracijom otopljenog CO_2 u obliku slabe ugljične kiseline intenzivno otapale krovinske vapnence, porne su otopine uglavnom stalno bile prezasićene u odnosu na kalcit. U takvim je uvjetima dolomit postao nestabilan i postupno je kalcitiziran (dedolomitiziran) i izluživan, prvenstveno u najjače razdrobljenim dijelovima stijenske mase, a u novonastalim porama, kao i tektonskim prslinama i pukotinama, izlučivan je kalcitni i/ili ferokalcitni cement. Na taj je način objašnjen položaj vapnenačko–dolomitnih breča u strukturi Ćićarije i njihov postsedimentacijski, a ne sinsedimentacijski postanak.

Dolomitizacijske breče ili **postsedimentacijske dolomitizacijske breče** *nastaju pri nepotpunoj kasnodijagenetskoj dolomitizaciji vapnenaca dolomitizacijom tektonski raspucanih vapnenaca duž i oko tektonskih prslina, pukotina i razdrobljenih zona.*

Tri glavne faze postanka dolomitizacijskih breča unutar srednjojurskih vapnenaca Malog Halana na južnom Velebitu (Tišljar, 1990) shematski su prikazane na sl. 5–11.

U prvoj fazi (A na sl. 5–11) debeloslojeviti madstonski do vekstonski vapnenci intenzivno su tektonski raspucani i drobljeni. Duž pukotina i prslina cirkulirale su porne otopine koje su donosile Mg-ione i pritom difuzno centripetalno prodirale u fragmente vapnenaca (faza B). Na taj su se način tijekom dužeg razdoblja dolomitizirali svi sitni fragmenti, ali i rubni dijelovi većih fragmenata vapnenaca, osobito njihovi najtanji dijelovi, tj. bridovi i uglovi (faza C).

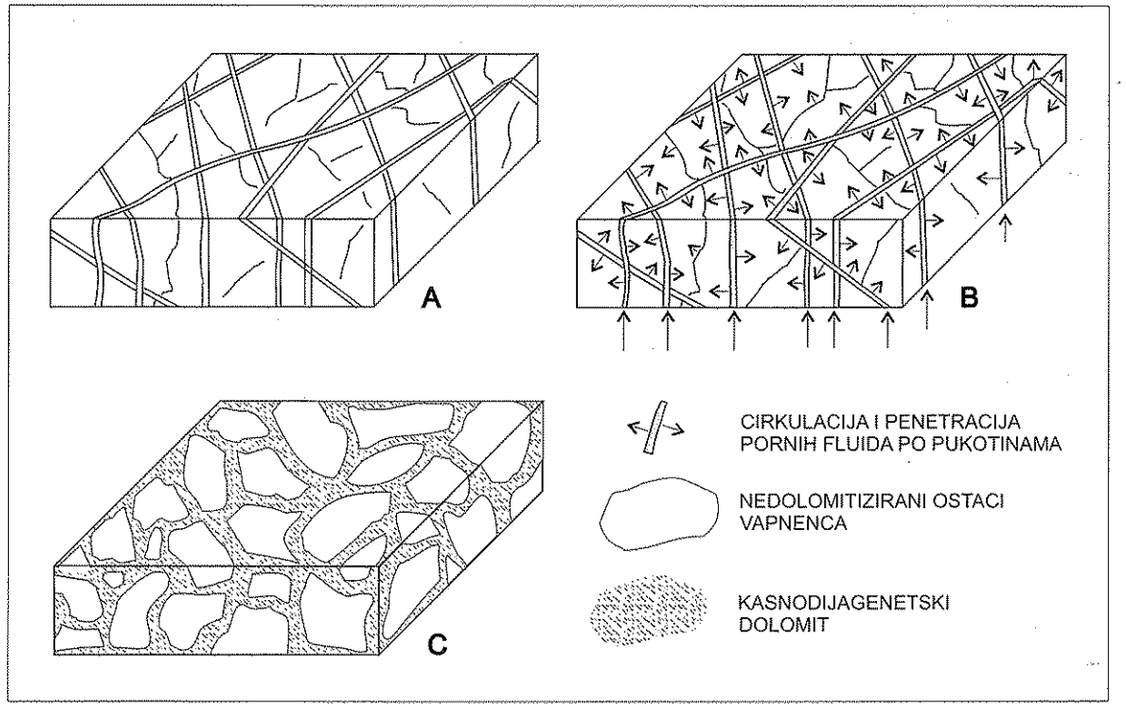
Fitting je i nakon dolomitizacije mjestimice vrlo visok, a ponegdje zbog korozije i intenzivne dolomitizacije lažno nizak, dapače čak izgleda da klasti nemaju klastnu potporu nego da "plivaju" u dolomitnom "cementu" (sl. 5–11 i 5–12).

Konačni rezultat tektonskog pucanja mikritnog vapnenca i kasnodijagenetske dolomitizacije postsedimentna je dolomitizacijska breča koja unutar vapnenaca u kojima se pojavljuje ima bitno različitu ulogu i značenje od sinsedimentacijske vapnenačko–dolomitne breče. Naime, pri zamjeni ili poistovjećivanju takvih breča s intraformacijskim ili sinsedimentacijskim brečama nastale bi velike pogreške u tumačenju uvjeta i okoliša sedimentacije, paleogeomorfologije karbonatne platforme i sinsedimentacijskih procesa.

Šupljikave karbonatne breče ili **opučnjaci** (*rauchwacke*) su visoko porozne, šupljikave, celularne breče sastavljene od varijabilnih udjela nesortiranih, nezaobljenih i po površinama i uglovima korodiranih odlomaka vapnenaca, ranodijagenetskih dolomita, dedolomita i evaporita (gipsa i anhidrita), a po svojemu podrijetlu pripadaju postsedimentacijskim dijagenetskim brečama.

Posebno su česte, primjerice, u karbonatno–evaporitnom kompleksu područja Sinja, Knina i Drniša, pri čemu su u njima odlomci dolomita obično manje ili više dedolomitizirani (kalcitizirani), a odlomci evaporita uglavnom potpuno izluženi, što brečama daje izrazitu šupljikavost (Tišljar, 1992, 2001). Osim odlomaka evaporita često su izluženi i odlomci dedolomita ili je iz njih drobljenjem ili mehaničkim raspadanjem odstranjena drobiva dedolomitna masa, a nastali kalupi – šupljine – naknadno su djelomice, ponegdje i potpuno ispunjeni kalcitnim cementom.

Visoka šupljikavost breča i njihova celularna građa uzrokovani su potpunim otapanjem evaporitnih odlomaka te dedolomitizacijom i potom izluživanjem ili mehaničkim odstranjivanjem drobivog dedolomita iz potpuno dedolomitiziranih odlomaka. Tvorba šupljina, naime, uglavnom slijedi nakon što su odlomci već bili djelomice ili



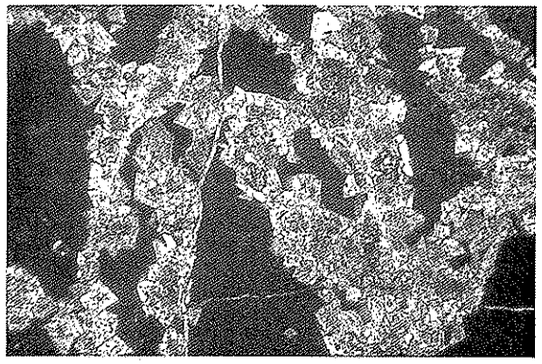
Slika 5–11 Shematski prikaz postanka postsedimentacijskih dolomitizacijskih breča (iz Tišljar, 1990). A – tektonsko pucanje vapnenaca; B – porne otopine koje sadrže i donose Mg-ione cirkuliraju duž prslina i pukotina i penetriraju u fragmente vapnenaca; C – nepotpuna kasnodijagenetska dolomitizacija vapnenaca duž i oko prslina tako da u novonastalom mikrokristalastom dolomitu ostaju korodirani relikti vapnenca u obliku "fragmenata breče" unutar "dolomitnog cementa".

potpuno cementirani, tj. u breči, a ne prije njihove cementacije u breču (Tišljar, 1992, 2001). To je očigledno po tome što je cement uglavnom potpuno očuvan od izluživanja i što su šupljine prave kalupne šupljine odlomaka (sl. 5–13).

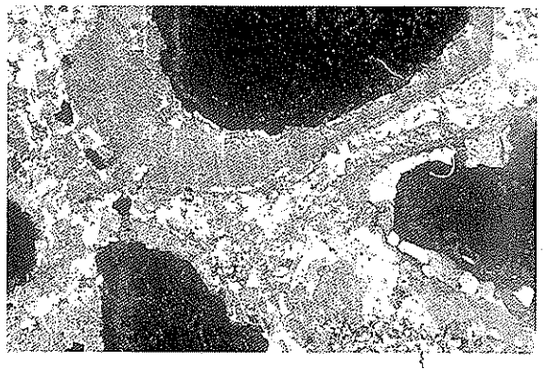
Opučnjaci (*rauchwacke*) ili šupljikave karbonatne breče terestrički su sedimenti nastali zajedničkim djelovanjem tektonskog drobljenja, kolapsiranja i fizikalnog i kemijskog trošenja karbonatno–evaporitnih stijena i dedolomitizacije dolomitnih odlomaka na površini Zemlje u uvjetima razmjerno tople i suhe klime, vjerojatno s dugim sušnim i kratkim kišnim razdobljima. U tim uvjetima, uz isparavanje oborinskih i pornih voda zasićenih Ca-hidrogenkarbonatom i otopljenim Ca-sulfatom, odlomci stijena su na površini Zemlje cementirani u manje–više čvrstu breču korastim pizoidnim i speleotemskim kalcitnim cementom (*dripstone cement*). Jak intenzitet dedolomitizacije posljedica je, vjerojatno, vrlo niskog molarnog odnosa Mg/Ca u pornim i površinskim vodama zbog visoke koncentracije Ca-iona koji potječu od otapanja Ca-sulfata iz evaporita i od otapanja vapnenaca u zoni kore trošenja (Tišljar, 1992).

5.3.4.2. Stilolitizacijske breče

Stilolitizacijske breče *nastaju u vapnencima i dolomitima koji su tijekom dijageneze na velikoj dubini prekrivanja bili podvrgnuti procesima tlačnog otapanja, odnosno nastanku mrežnih stilolita ili među-*



Slika 5–12 Mikroskopski izbrusak dolomitizacijske breče nastale nepotpunom kasnodijagenetskom dolomitizacijom mikritnog gornjotitonskog vapnenca duž tektonskih prslina i pukotina. Nedolomitizirani dijelovi vapnenca (tamno) izgledaju kao "fragmenti", a dolomitizirani dijelovi kao "dolomitni cement ili matriks" breče. Gornji titon, Rovinj; širina slike = 7,5 mm.



Slika 5–13 Mikroskopski izbrusak karbonatne šupljikave breče (opučnjaka ili *rauchwacke*) pretežito sastavljene od nesortiranih, uglastih fragmenata permskih vapnenaca, ranodijagenetskih dolomita i evaporita (anhidrita i gipsa), pojedinačnih siliciklasta (odlomci kvarca, pješčenjaka, siltita) i od mjesta do mjesta promjenljivih količina kalcitnog cementa i autigenog kvarca. Šupljine u breči (crno) su nastale potpunim izluživanjem ili mehaničkim odstranjivanjem drobivog dedolomita iz dedolomitiziranih odlomaka dolomita nakon izlučivanja korastog pizoidnog i/ili speleotemskog (*dripstone*) kalcitnog cementa po površinama odlomaka. Sinjsko polje, širina slike = 7,5 mm.

sobno ispresijecanih horizontalnih i vertikalnih stilolita (vidi odjeljak 3.7.2).

Nakon što su takve stilolitizirane stijene tektonskim i/ili erozijskim procesima dovedene na površinu Zemlje duž stilolitnih šavova dolazi do izluživanja materijala iz šavova i njihovog ispunjavanja kalcitnim ili nekim drugim mineralnim cementom, u prvom redu limonitom i hematitom ili matriksom (crvenicom, boksitom, glinom).

Konačni rezultat tih procesa je brečasta stijena, odnosno stilolitizacijska breča, sastavljena od "vapnenačkih fragmenata" i cementa ili matriksa, a da pritom "vapnenački fragmenti" po podrijetlu ne pripadaju klastima.

5.4. Konglomerati ili valutičnjaci

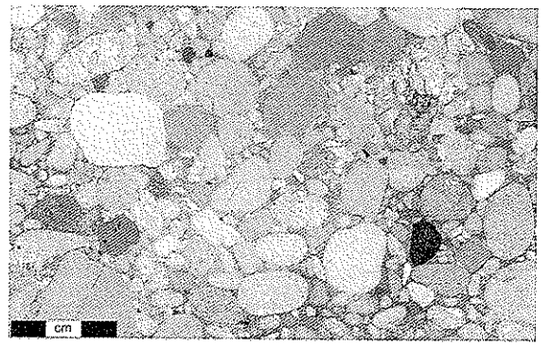
Konglomerati ili valutičnjaci su na osnovi načina postanka i podrijetla valutica podijeljeni na intraformacijske i ekstraformacijske (tablica 5–2).

Intraformacijski konglomerati *se, slično kao i intraformacijske breče, sastoje od valutica – klasta – koji potječu od razaranja manje ili više čvrsto litificiranih stijena približno iste geološke starosti kojoj pripadaju i sami konglomerati ili breče*, kako je to podrobnije prikazano u poglavlju 5.2.

Ekstraformacijski konglomerati *sadrže valutice koje potječu od razaranja stijena starijih geoloških formacija*, primjerice valutice jurskih i krednih vapnenaca prevladavajuće su komponente paleogenskih konglomerata Prominske formacije (sl. 5–14).

Ekstraformacijski su konglomerati prema međusobnom udjelu klasta i matriksa podijeljeni na ortokonglomerate i parakonglomerate (tablica 5–2).

Ortokonglomerati *su čvrsto cementirani krupnozrnasti klastiti – konglomerati – koji se odlikuju klastnom potporom i pretežito se sastoje od valutica dimenzija šljunka i ne više od 15% sitnozrnastog matriksa (pelitni, glinoviti detritus), a cementirani su kemijski izlučenim mineralnim cementom (kvarc, kalcit, opal itd.).*



Slika 5–14 Petromiktni konglomerat pretežito sastavljen od izvrsno zaobljenih valutica jurskih i krednih vapnenaca, rjeđe valutica dolomita (tamnosivo), eocenskih alveolinskih vapnenaca (gornji lijevi kut) i pješčenjaka (desni dio slike), te jursko–krednih rožnjaka (tamne valutice). U međuprostorima valutica nalaze se pješčani detritus kalklititnog tipa i kalcitni cement. Prominska formacija, Sobač kod Posušja – Zapadna Hercegovina.

S obzirom na podrijetlo to su konglomerati čije su valutice nakon dugotrajnog i dugačkog transporta taložene u vodi visoke energije i turbulencije. Prema mineralnom i petrografskom sastavu valutica i mineralnih zrnaca od kojih se sastoje, ortokonglomerati se, kako prikazuje tablica 5–2, dijele na:

– oligomiktne ili ortokvarcitne konglomerate, i
– petromiktne ili polimiktne konglomerate.

5.4.1. Oligomiktni ili ortokvarcitni konglomerati

Oligomiktni ili **ortokvarcitni konglomerati** *sadrže više od 90% rezistentnih, tj. prema trošenju stabilnih valutica, pa su stoga jednostavnog petrografskog i mineralnog sastava: sastoje se od valutica i zrna kvarcita, rožnjaka i kvarca te razmjerno visokog udjela u intergranularnim porama kemijski izlučenog cementa.*

Valutice i zrna su posljednji, najstabilniji ostaci kemijskog i fizikalnog trošenja velike količine stijena. Valutice rožnjaka, primjerice, mogu biti ostaci trošenja velikih masa vapnenaca koji su sadržavali leće, nodule i konkrecije rožnjaka, a kvarcne i kvarcitne valutice ostaci trošenja granitnih, gnajsnih i drugih metamorfnih stijena koje su bile ispresijecane žilama i gnijezdima kvarca, zonama ili lećama kvarcita, ili od uložaka kvarcita u filitima, kvarc-sericitnim ili kloritnim škriljavcima.

Kako su to najotporniji ostaci trošenja spomenutih stijena i zbog njihovog načina i uvjeta transporta ortokvarcitni konglomerati obično ne sadrže valutice promjera većeg od 8 do 10 cm i ne pojavljuju se u debelim slojevima. Odlikuju se dobrom sortiranošću, visokim stupnjem zaobljenosti i sferičnosti valutica te klastnom potporom.

Smanjivanjem veličine zrna ortokvarcitni konglomerati čine postupne prijelaze u krupnozrnaste kvarcne pješčenjake, kako je to, primjerice, slučaj u ležištu kvarcnog pijeska Vranić na južnom pobrđu Papuka, ili ležištu kvarcnog pijeska Jerovec kod Ivanca u Hrvatskom zagorju (sl. 3–3 i 14–4).

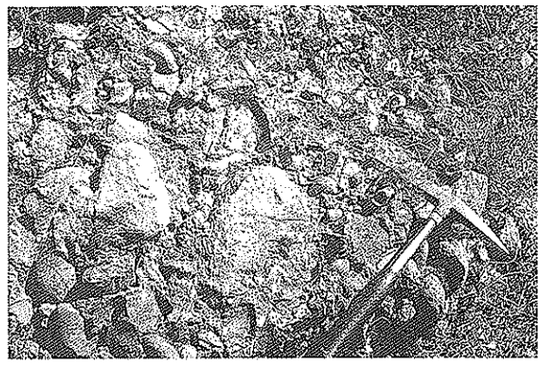
Ortokvarcitni konglomerati se najčešće nalaze kao tanji slojevi ili proslojci unutar krupnozrnastih kvarcnih pješčenjaka aluvijalnih nanosa ili morskih plaža taloženih pri visokoj energiji vode.

5.4.2. Petromiktni konglomerati

Petromiktni konglomerati *sadrže više od 10% u odnosu na kemijsko trošenje nestabilnih valutica i zrna različitog petrografskog i mineralnog sastava, odlikuju se klastnom ili zrnskom potporom, a u intergranularnim porama izlučen im je kemogeni cement: kalcit, kvarc, opal, dolomit i sl.* (poglavlje 3.12).

Po petrografskom sastavu valutica i mineralnom sastavu zrna petromiktni su konglomerati smjesa metastabilnih valutica – klasta – različitih vrsta magmatskih, sedimentnih i metamorfnih stijena te zrnaca kvarca, kvarcita i rjeđe feldspata i tinjaca, pri čemu obično prevladava jedan petrografski tip valutica (sl. 5–14 i 5–15). To je najčešći i najrašireniji tip konglomerata.

Petromiktni konglomerati u pravilu sadrže razmjerno krupne valutice, u pojedinim slučajevima promjera i većeg od 20 cm. Odlikuju se polimodalnim granulometrijskim sastavom, dakle lošim stupnjem sortiranosti i klastnom potporom (sl. 5–15). Međuprostore krupnih valutica obično ispunjava sitno-



Slika 5–15 Klastnopotporni petromiktni konglomerat s loše sortiranim, ali vrlo dobro zaobljenim valuticama granita, kristalastih škriljavaca (gnajsova, tinjčevih škriljavaca, amfibolita) i kvarcita. U međuprostorima valutica nalazi se karbonatni bioklastični (biokalkarenitni) detritus i kalcitni cement. Baden, Rogolji – Psunj.

zrnasti šljunkoviti i/ili pjeskoviti detritus (odjeljak 3.12.1).

Stupanj zaobljenosti valutica vrlo je različit za valutice različitog, ali i za valutice istog petrografskog sastava ali različitih dimenzija. U pravilu, stupanj zaobljenosti valutica se smanjuje sa smanjivanjem njihovih dimenzija. Obično se u istom petromiktnom konglomeratu mogu naći dobro zaobljene do poluzaobljene valutice, pa čak i poluuglasti do uglasti fragmenti. Najviši stupanj zaobljenosti i sferičnosti imaju valutice mikritnih vapnenaca, dolomita (sl. 5–14), siltita, dijabaza, bazalta i granita, a najniži valutice rožnjaka, škriljavaca niskog stupnja metamorfoze i šejlova.

Petromiktni konglomerati često se nalaze u aluvijalnim okolišima, posebice prepletenih rijeka (sl. 14–7 i 14–8), aluvijalnim lepezama, distribucijskim kanalima, čelima i padinama delta, te u krupnozrnastim turbiditima (sl. 20–6), rjeđe i srednjozrnastim turbiditima kao članovi intervala T_a Boumine sekvencije (sl. 20–2).

Petromiktnim karbonatnim klastnopotpornim konglomeratima koji u međuprostorima pretežito karbonatnih valutica sadrže kalklititni matriks i kalcitni cement pripada veliki dio konglomerata iz Prominske formacije. Uz karbonatni kalklititni ili mikritni matriks i kalcitni cement kojim su valutice u pravilu litificirane u vrlo čvrste konglomerate, prominski konglomerati sadrže i promjenljive količine siliciklastičnih odlomaka stijena (rožnjaka, pješčenjaka) i kvarca dimenzija sitnog šljunka, pijeska i praha, a ponegdje i malu količinu gline (sl. 5–14, 20–17 i 20–18).

Prominski konglomerati se, zbog različitih uvjeta i okoliša taloženja, pojavljuju u različitim oblicima sedimentnih tijela: najčešće u obliku kanalnih i klinoformnih tijela ili leća različite veličine. Debljine im variraju od nekoliko centimetara do više desetaka metara, ako se radi o aluvijalnim lepezama, podmorskim kanalnim tijelima i prudovima prepletenih rijeka ili podmorskim kanalnim tijelima, a po pružanju su najčešća tijela dimenzija od nekoliko desetaka do nekoliko stotina metara (sl. 20–17). Redovito se bočno i vertikalno izmjenjuju s različitim vrstama kalklititnih, kalkarenitnih, muljevitih i laporovitih sedimenata poplavnih ravnica, morskih plićaka ili morfološki jako razvedenih dna obalnog lica, unutarnjeg šelfa ili kratkih strmih podmorskih padina nastalih na rasjednim brazgotinama (sl. 20–17).

Prominski konglomerati su izuzetno bogati različitim teksturno-strukturnim oblicima među kojima su, zavisno od granulometrijskog sastava, vrste i načina prijenosa valutica, vertikalnog slijeda taloga, a osobito uvjeta i okoliša taloženja, najčešći planarna kosa slojevitost, koritasta kosa slojevitost (sl. 14–7 i 14–8), tabularna kosa slojevitost, imbrikacija, normalna i obrnuta gradacija i tragovi zadiranja.

Erozijske donje slojne površine i erozijski kanali, ponegdje dubine i do nekoliko metara, ukazuju na izuzetnu mehaničku snagu pri prijenosu i tokovima šljunaka bilo da se radi o aluvijalnim lepezama, sedimentnim tijelima prepletenih rijeka ili distribucijskim kanalima na deltnim ravnicama, čelima delta ili podmorskim kanalnim ili lepeznim tijelima.

Općenito se smatra da su karbonatni konglomerati Prominske formacije na cijelom području svojeg pojavljivanja bili taloženi u različitim okolišima: pretežito u obliku prepletenih rijeka, aluvijalnih lepeza i deltnih lepeza s brojnim distribucijskim kanalima i prudovima, pri čemu su aluvijalne i deltne lepeze progradirale u plitkomorske i priobalne

okoliše (Babić i Zupanič, 1983, 1984, 1988, 1990; Mrinjek, 1993a, b; Tari-Kovačić i Mrinjek, 1994; Babić i dr., 1995), a ponegdje su taloženi i na podmorskim padinama između priobalja i dubljeg mora u obliku kanalnih tokova šljunaka sa ili bez podmorskih lepeza na njihovim krajevima (Dragičević i dr., 1986, 1992). Taložni sustavi Prominskih konglomerata podrobnije su prikazani u odjeljcima 14.3, 16.1.2 i 20.3.2.

Ovakav široki raspon okoliša i taložnih sustava prominskih konglomerata uzrokovan je vrlo razvedenim paleoreljefom, intenzivnom predsedimentacijskom i sinsedimentacijskom tektonikom, kao i razlikama relativnih oscilacija morske razine na pojedinim dijelovima taložnog prostora, kao i odnosa obroka taloženja – brzine progradacijskog zapunjavanja taložnog prostora – prema obrocima tonjenja dijelova taložnog prostora.

Zbog prevladavajućeg progradacijskog načina taloženja prominskih konglomerata jasno je da u geološkim stupovima iz različitih područja prve (najstarije) pojave takvih konglomerata nisu u svim stupovima istodobne. Tako su one bliže izvorištu krupnozrnastog detritusa – u proksimalnom području – znatno starije od prvih pojava konglomerata taloženih dalje od izvorišta detritusa, tj. u distalnijim dijelovima aluvijalnih lepeza, prudovima prepletenih rijeka, čelima delta, kanalnim tijelima morskih plićaka i podmorskih padina i turbiditnim lepezama.

Ova se sedimentološka činjenica uvijek mora imati na umu pri uspoređivanju prominskih konglomerata s različitih područja, posebice onih s područja Ravnih kotara, Dalmatinske zagore i Hercegovine.

5.4.3. Parakonglomerati

Parakonglomerati *su posebna vrsta konglomerata s muljnom ili matriksnom potporom koji sadrže više od 15% glinovito–prahovitog (muljevitog ili pelitnog) matriksa čiji je udio često u prostornom odnosu viši i od ukupnog volumena valutica dimenzija šljunka.*

Premda, zbog toga, po granulometrijskom sastavu više odgovaraju pelitnim, tj. sitnozrnastim klastičnim sedimentima poznatim kao konglomeratični muljnjaci (konglomeratični peliti), oni su ipak po mehanizmu taloženja, a i zbog toga što sadrže krupna zrna i valutice, u sistematici svrstani u konglomerate (tablica 5–2).

To su zapravo sedimenti koji nisu nastali u običnim uvjetima prijenosa i taloženja klastičnog materijala, već uglavnom kombinacijom transporta ledenjakom i vodenim bujicama koje su nastale pri naglim otapanjima ledenjaka, naglim bujičnim tokovima u podnožju planina (“*piedmont zone*”), debritnim tokovima (sl. 2–2) ili u aluvijalnim lepezama pri naglim poplavama.

U sedimentološkoj literaturi parakonglomerati su poznati pod različitim imenima: **fanglomerati** (Lawson, 1925; Selley, 1988), **konglomeratični muljnjaci** (*conglomerate mudstone* – Folk, 1954), **dijamiktiti** (Flint i dr., 1960), **laminirani šljunkoviti muljnjaci** (*laminated pebbly mudstones*), odnosno **laminirani konglomeratični muljnjaci** ili **argiliti** (*laminated conglomeratic mudstone* or *argillite*), a ako im matriks nije laminiran, a glacijalnog su podrijetla pa im fragmenti imaju strije nastale struganjem pri kretanju ledenjaka, poznati su kao **tiliti**, odnosno bez strija i neglacijalnog podrijetla **tiloidi** (Pettijohn, 1975).

Ovdje je potrebno napomenuti da naziv *mudstone conglomerate* ili u prijevodu “**konglomerat s muljevitim valuticama**” nije sinonim za *conglomerate mudstone* (Folk, 1954) ili “konglomeratični muljnjak”, kako se to često krivo koristi, jer se taj termin odnosi na intraformacijske konglomerate koji se sastoje od muljevitih ili pelitnih valutica, a ne konglomerate s muljevitim ili pelitnim matriksom (poglavlje 5.2), kako je *conglomerate mudstone* definirao Folk (1954).

Parakonglomeratima pripadaju i pojedini, u odnosu na druge vrste manje rašireni prominski konglomerati s matriksnom (muljevitom) potporom, tj. oni u kojima valutice “plivaju” u vapnenačkom muljevitom – mikritnom – matriksu. Ponegdje je matriks obojen ružičasto, crvenkasto ili žućkastocrveno zbog značajnog udjela hematita–limonita i/ili getita. To je, primjerice, slučaj u mikritnim, matriksom bogatim parakonglomeratima koji se nalaze unutar prostranih tijela klastnopotpornih petromiktnih konglomerata u Dalmatinskoj zagori

u području Pakovog Sela, gdje se vade kao arhitektonsko-građevni kamen poznat pod imenom *rozalit*.

Til i **tilit** *su izrazito nesortirani sedimenti glacijalnog podrijetla koji uz krupne blokove i klaste dimenzija šljunka sadrže znatno veći udio sitnozrnastog muljevitog ili glinovitog detritusa.*

Laminirani šljunkoviti muljnjaci, *odnosno* **laminirani konglomeratični muljnjaci** *(argiliti) sastoje se od dobro laminirane pelitne ili muljevite temeljne mase, koja po sastavu i strukturi odgovara šejlovima ili argilitima, a u kojoj se nalaze pojedinačne nepravilno raštrkane valutice ili klasti dimenzija blokova.*

Oko, a osobito ispod velikih valutica i klasta laminacija je deformirana ili prekinuta zbog utiskivanja klasta pri dijagenetskom zbijanju muljevitog ili glinovitog taloga. U slučaju da ispod klasta nema jače deformacije i utiskivanja lamina naniže, a prekinuta se laminacija konkordantno nastavlja od jedne na drugu stranu klasta, to ukazuje na sporo taloženje pojedinih lamina nakon što je klast pao na muljevito dno.

Naime, valutice i/ili krupni klasti su prije taloženja na dno bili ili uklopljeni u ledenu površinu ili santu leda na vodenoj površini ili u korjenski sustav isčupanog stabla koje je plutalo na vodi. Otapanjem leda ili ispiranjem i odmrzavanjem tla uhvaćenog u korijenske sustave stabala koja su plutala nakon snažne riječne ili fluvijalno–glacijalne erozije na obali, valutice i/ili klasti padaju na muljevito ili glinovito jezersko ili morsko dno i uklapaju se u laminirane taloge.

Laminirani šljunkoviti muljnjaci uglavnom se pojavljuju unutar jezerskih, rjeđe i morskih glinovitih i/ili muljevitih taloga.

Tiloidi *su tilitima slični sedimenti neglacijalnog podrijetla* (Blackwelder, 1931), dok **tilitima** *pripadaju dijamiktiti glacijalnog podrijetla* (tablica 5–2).

6. Pješčenjaci ili srednjozrnasti (arenitni) klastični sedimenti

Srednjozrnastim klastičnim sedimentima pripadaju pijesci kao nevezane i pješčenjaci kao vezane stijene.

Pijesci *su rasuti sedimenti*, a **pješčenjaci** *slabije ili jače litificirane stijene pretežito sastavljene od detritičnih zrna dimenzija pijeska, tj. od zrna promjera između 0,063 i 2 mm* (areniti – tablica 3–3). Uz prevladavajući udio zrna dimenzija pijeska sadrže i promjenljive udjele zrna sitnog šljunka, praha i gline.

Klasifikacije i nomenklaturu takvih smjesa prikazuje sl. 3–38.

6.1. Sastav pijesaka i pješčenjaka

Sastojci pješčenjaka su s obzirom na mjesto i način postanka dvojaki: oni koji potječu iz drugih starijih stijena kao produkti fizikalnog i kemijskog trošenja tih stijena, dakle klasti, nazivaju se detritičnim, **alotigenim** ili **klastičnim**, a oni koji su nastali u samom pješčanom sedimentu ili pješčenjaku procesima dijageneze i autigeneze nakon njegovog taloženja **autigenim sastojcima**. O autigenim sastojcima više će riječi biti u poglavlju 6.4 o dijagenezi pješčenjaka.

Kao detritični ili alotigeni sastojci mogu se pojaviti siliciklastični, karbonatni i fosilni sastojci s različitim međusobnim udjelima, uz obično prevladavajući udio siliciklastičnih zrna.

Siliciklastični sastojci ili **siliciklastični materijal** *obuhvaćaju sva zrna kvarca, silikatnih minerala i odlomke stijena koje sadrže kvarc i silikatne minerale, tj. sve klaste, muljeviti i glinoviti matriks kao sastojke koji su preostali nakon fizikalnog i kemijskog trošenja minerala i stijena silikatnog sastava, a koji su u taložni prostor doneseni s kopna* (= terigeni sastojci).

Karbonatne sastojke ili **karbonatni detritus** *čine karbonatna zrna – uglavnom odlomci vapnenaca, dolomita i fragmenti kalcitnih i dolomitnih minerala.*

Karbonatni detritus po svom podrijetlu može biti:

- **ekstrabazenski**, tj. potjecati od fizikalnog i kemijskog trošenja starijih vapnenaca i dolomita na kopnu (= terigeni sastojci), ili
- **intrabazenski**, tj. pripadati ooidima, onkoidima i peletima koji su nastali u okolnim plićacima ili pak intraklastima koji potječu od razaranja karbonatnih stijena unutar taložnog prostora iz iste kronostratigrafske jedinice u kojoj se taloži razmatrani pijesak, odnosno pješčenjak. To je čest slučaj u badenskim sedimentima Panonskog bazena u kojima siliciklastični materijal potječe od trošenja starijih kristalinskih i donjomiocenskih stijena na kopnu, a intrabazenski karbonatni detritus od razaranja badenskih grebenskih vapnenaca s priobalnih plićaka i podvodnih hridi (vidi: kalkarenacejski pješčenjaci – odjeljak 6.3.3.1).

Fosilni sastojci ili **fosilni detritus** obuhvaćaju fosilne ostatke flore i faune u obliku ljušturica i/ili skeleta ili njihovih krhotina poznatih pod nazivom **bioklasti**.

Fosilni detritus u pješčanim sedimentima može potjecati od pretaložavanja iz starijih stijena ili može, kao i karbonatni detritus, biti intrabazenski, tj. pripadati planktonskim i bentosnim organizmima koji su obitavali unutar taložnog prostora. Osim toga, intrabazenski fosilni detritus može potjecati i od razaranja organogenih tvorevina koje su unutar taložnog prostora tvorili kolonijski organizmi u obliku većih ili manjih organogenih grebena, biostroma ili bioherma.

Pretaloženi fosilni detritus iz starijih badenskih koralinacejsko–briozojskih grebensko–prigreben-

skih stijena često se, primjerice, nalazi u sarmatskim i panonskim pješčenjacima, a intrabazenski fosilni sastojci (bioklasti koralinaceja, briozoja, bodljikaša, školjkaša) u badenskim biokalkarenitnim pješčenjacima Panonskog bazena.

Sličan je slučaj i u pješčenjacima u eocenskom flišu u Istri, Hrvatskom primorju i Dalmaciji, gdje pješčenjaci uz promjenljive količine siliciklastičnog i karbonatnog detritusa sadrže i intrabazenski fosilni detritus, posebice planktonske i bentosne foraminifere, bodljikaše i mekušce.

6.1.1. Fiziografske i genetske značajke najvažnijih sastojaka pijesaka i pješčenjaka

Izvorni materijal za taloženje pijesaka može praktički dati svaka magmatska i metamorfna, a i pretežiti dio sedimentnih stijena. S obzirom da je pješčani detritus zapravo nakupina minerala i odlomaka stijena koji su ostali nakon fizikalnog i kemijskog trošenja magmatskih, metamorfnih i starijih sedimentnih stijena, dakle nakupina klasta, sastav pijesaka može biti vrlo kompleksan. Stoga pri istraživanjima pješčenjaka pred petrologom i sedimentologom stoje kompleksni zadaci, među kojima se posebice izdvajaju odgovori na pitanja:

- koji minerali, odlomci stijena i fosilni ostaci sudjeluju u sastavu pijeska/pješčenjaka i kakav je njihov relativni i apsolutni udio,
- koje i kakve su bile matične stijene nakon čijeg trošenja potječe pješčani detritus,
- kakvi su bili uvjeti i načini trošenja matičnih stijena,
- kakav je bio prijenos i taloženje pješčanog detritusa,
- koji autigeni minerali, cement i/ili matriks sudjeluju u sastavu pješčenjaka, i
- kakve je mehaničke i kemijske dijagenetske promjene pretrpio pješčani sediment?

Općenito govoreći, odgovore na sva ta pitanja to je lakše naći što je proces kemijskog trošenja matičnih stijena bio slabiji, što je prijenos detritusa bio kraći i što su detritični mineralni sastojci pješčenjaka slabije dijagenetski izmijenjeni.

Pojedini klasti – sastojci pješčenjaka, kako mineralna zrna tako i odlomci stijena, mogu biti dobri indikatori za određivanje matičnih stijena i interpretaciju uvjeta trošenja i prijenosa detritusa, uvjeta i okoliša taloženja te intenziteta dijagenetskih promjena, kako je to podrobnije prikazano u odjeljku 6.1.2.

Bitni detritični sastojci pijesaka i pješčenjaka su kvarc, feldspati i odlomci stijena, a manje obilni tinjci, karbonatni minerali, minerali glina i teški minerali. Pojedini pješčenjaci mogu sadržavati i značajniji udio fosilnog detritusa ili glaukonita (vidi odjeljak 6.3.3).

6.1.1.1. Kvarc kao sastojak pješčenjaka

Kvarc je najčešći i najvažniji sastojak gotovo svih tipova pješčenjaka. U prvom redu on je detritični sastojak, budući da je kao česti petrogeni mineral ujedno i vrlo otporan na fizikalno i kemijsko trošenje, pa je očuvan u pijescima i pješčenjacima obično u velikim količinama (sl. 6–1, 6–7, 6–9, 6–10 i 6–11). U mnogim pješčenjacima nalaze se i znatne količine autigenog kvarca koji je nastao procesima autigeneze i cementacije pješčanih sedimenata (vidi odjeljke 6.4.1.2 i 6.4.2.3).

Detritični se kvarc u pješčanim sedimentima nalazi u obliku monokristalnih ili polikristalnih kvarcnih zrna.

Monokristalno kvarcno zrno *je odlomak – klast – nekog kvarcnog kristala koji u mikroskopskom izbrusku po potamnjenju i svim fiziografskim odlikama jasno pokazuje da pripada kvarcnoj kristalnoj jedinki.*

Polikristalna kvarcna zrna *su detritična kvarcna zrna sastavljena od dvaju ili više kvarcnih kristalnih jedinki.* Za razliku od detritičnog monokristalnog kvarcnog zrna, detritično polikristalno kvarcno zrno po potamnjenju i fiziografskim odlikama pokazuje da se sastoji od više međusobno čvrsto priraslih sitnih kristala, što se pri uključenom analizatoru mikroskopa može osobito jasno zapaziti po različitom potamnjenju svake kvarcne jedinke

(sl. 6–7). Polikristalna zrna obično potječu od trošenja sitnozrnastih kvarcita, gnajsova, kristalastih škriljavaca niskog i srednjeg stupnja metamorfoze, granita i granodiorita, pegmatita i aplita, te kvarcnih žila metamorfnih stijena. U odnosu na monokristalna zrna obično su većih dimenzija, a u znatnim se količinama, u pravilu, nalaze u krupnozrnastim pijescima/pješčenjacima.

Detritična kvarcna zrna mogu biti dobri indikatori za određivanje podrijetla detritusa, tj. matičnih stijena iz kojih su nastala. U tu svrhu pri mikroskopiranju posebnu pozornost treba obratiti na neka strukturna i fiziografska svojstva kvarcnih zrna, kao što su istodobno ili valovito (undulozno) potamnjenje, uklopci, boja, zaobljenost, oblik i sferičnost, stupanj habanja rubova, uglova i površine zrna.

Mnoga kvarcna zrna pješčenjaka u mikroskopskim izbruscima pri uključenom analizatoru imaju valovito, a ne istodobno potamnjenje. Valovito potamnjenje karakteristično je za kvarcna zrna koja potječu iz metamorfnih stijena, posebice onih koje su pretrpjele postkristalizacijske dinamičke deformacije ili koje su nastale kristalizacijom pri visokim tlakovima i temperaturama (škriljavci visokog stupnja metamorfoze). Kvarc intruzivnih magmatskih stijena (granit, granodiorit) obično ima istodobno potamnjenje ili vrlo rijetko valovito potamnjuje, a kvarc efuzivnih magmatskih stijena nikad nema valovito potamnjenje. S obzirom na to da se kvarc koji ima valovito potamnjenje znatno lakše troši od kvarca koji potamnjuje istodobno (Blatt, 1963), na temelju udjela kvarcnih zrna s valovitim i istodobnim potamnjenjem mogu se, osim o matičnim stijenama, donositi i općeniti zaključci o glavnim uvjetima i načinu prijenosa detritusa. Ako u nekom pješčenjaku znatno prevladavaju kvarcna zrna s valovitim nad zrnima s istodobnim potamnjenjem, velika je vjerojatnost da su matične stijene bile kristalasti škriljavci te da transport detritusa nije bio dugotrajan i na velike udaljenosti. Obratno, ako prevladavaju kvarcna zrna s istodobnim potamnjenjem matične stijene nisu bili kristalasti škriljavci.

Uklopci koje sadrže pojedina detritična kvarcna zrna, njihov oblik i mineralna vrsta, mogu ukazivati na matične stijene od kojih potječu. Ako kvarc sadrži idiomorfne i izometrične uklopke to upućuje na njegovo metamorfno, a ako sadrži igličaste uklopke magmatsko podrijetlo. Ako pak dobro zaobljena detritična kvarcna zrna s jasno habanim površinama pokazuju ostatke priraslih ili regeneracijskih rubova ili sintaksijalnog obrubnog cementa (vidi odjeljak 6.3.1.3), očito je njihovo podrijetlo iz starijih kvarcnih pješčenjaka.

Oblik, zaobljenost i stupanj habanja površina kvarcnih zrna upućuju na uvjete koji su vladali pri trošenju matičnih stijena i transportu detritusa, kao i na stupanj zrelosti pješčenjaka. Međutim, te odlike imaju malu važnost kao indikatori za određivanje matičnih stijena. Dobro zaobljena, dobro sortirana i po površinama intenzivno habana detritična zrna kvarca upozoravaju da je transport bio dugotrajan, da su zrna prenošena vodom visoke energije i na velike udaljenosti kotrljanjem, a ne suspenzijom ili gravitacijskim tokovima. Naime, zbog velike otpornosti na fizikalno trošenje (velika tvrdoća, bez kalavosti) kvarcna se zrna teško zaobljavaju i habaju te lome i usitnjavaju pri prijenosu (vidi odjeljak 3.11.3).

Visok stupanj zaobljenosti kvarcnih zrna i njihov visoki udio u mineralnom sastavu pješčenjaka bitan su indikator visokog stupnja zrelosti tih pješčenjaka. Naime, stupanj je zrelosti sedimenta to viši što je veća zaobljenost detritičnih zrna i što je veći udio kvarcnih zrna i rezistentnih teških minerala u pješčenjaku, a manji udio nestabilnih sastojaka, kao što su odlomci vulkanita, vapnenaca, dolomita, pelitnih sedimenata i škriljavaca niskog stupnja metamorfoze.

6.1.1.2. Feldspati kao sastojci pješčenjaka

Feldspati – njihova vrsta i udio u sastavu pješčanog detritusa – vrlo su važno obilježje pješčenjaka u klasifikacijskom, ali i u genetskom pogledu. Obilje feldspata u detritusu pješčenjaka siguran je pokazatelj da su matične stijene koje su trošenjem dale siliciklastična zrna bile ili gnajsovi ili kiseli intruzivi, a nikako stariji sedimenti ili škriljavci niskog stupnja metamorfoze. U pijescima i pješčenjacima feldspati se obično nalaze u najsitnijim frakcijama, jer se oni mnogo lakše i brže fizikalno i kemijski troše od kvarca i nekih odlomaka stijena.

Vrsta feldspata u detritusu pješčenjaka dobar je pokazatelj uvjeta koji su vladali pri trošenju, transportu, taloženju i dijagenezi, ali i važan indikator podrijetla detritusa.

Što su plagioklasi u detritusu pješčenjaka bazičniji (tj. s višim udjelom anortitne komponente), to je intenzitet kemijskog trošenja matičnih stijena bio slabiji, a pH otopina viši (bazičniji) i obratno, ako u detritusu nalazimo samo najkiselije plagioklase (albit sa samo 3 do 5% An-komponente), tada je kemijsko trošenje bilo intenzivno i zbivalo se u slabo kiselim uvjetima.

U uvjetima u kojima otopine djeluju slabo kiselo (pH 5–7) feldspati se lako i brzo kemijski troše procesom poznatim kao kaolinizacija (vidi odjeljak 2.1.2), za razliku od bazičnih otopina u kojima su stabilniji. Na stabilnost feldspata važan utjecaj ima i klima: u uvjetima vlažne i tople tropske klime njihovo je kemijsko trošenje bitno jače od trošenja u predjelima s aridnom klimom.

K-feldspati (mikroklin, ortoklas) i kiseli plagioklasi (albit, oligoklas), općenito od svih feldspata prevladavaju u pješčenjacima.

Neutralni plagioklasi (andezin) znatno su manje zastupljeni, a bazični plagioklasi u pravilu se uopće ne pojavljuju u pješčanim sedimentima. Naime, stabilnost feldspata na trošenje obrnuta je od njihova reda kristalizacije po Bowenu. Bazični plagioklasi kristaliziraju iz magme ili lave pri visokim temperaturama i zbog toga nisu stabilni u uvjetima trošenja, posebice pri kemijskom trošenju (vidi odjeljak 2.1.4 i tablicu 2–1). U pješčenjacima obično nalazimo plagioklase sastava An_3 do An_{15}, a od K-feldspata najčešći je niskotemperaturni varijetet, tj. mikroklin. Općenito govoreći, u grauvaknim pješčenjacima češći su plagioklasi, a u feldspatskim arenitima K-feldspati.

Svježina feldspata, odnosno slab intenzitet njihovog kemijskog trošenja, kao i njihova količina izravno ovise o brzini i jačini fizikalnog i kemijskog trošenja, dužini transporta, pH okoliša, morfologiji terena i hidrodinamičkim uvjetima pri prijenosu i taloženju detritusa. Zbog male otpornosti plagioklasa na kemijsko trošenje oni se u većim količinama i s relativno svježim zrnima (sl. 6–6) mogu očuvati samo u uvjetima snažne erozije matičnih stijena na strmom reljefu i u uvjetima brzog transporta i taloženja, tj. u uvjetima slabog i kratkotrajnog kemijskog trošenja. To je, primjerice, slučaj kod alpskih **molasa** (*molasse* = loše sortirani i loše zaobljeni klastični sedimenti bogati odlomcima stijena koji su akumulirani u podnožju strmih padina izloženih snažnoj eroziji pri tektonskoj koliziji, posebice pri procesima podvlačenja i navlačenja).

Fiziografske i mineraloške osobitosti feldspata koji se nalaze u detritusu pijesaka i pješčenjaka mogu biti dobri pokazatelji matičnih stijena iz kojih potječu.

Zonarno građeni plagioklasi upućuju na vulkanske stijene, jer je zonarna građa posljedica razmjerno brze kristalizacije lave pri njezinom naglom hlađenju. Pri višoj temperaturi počinje kristalizacija bazičnijih, a snižavanjem temperature sve kiselijih plagioklasa, tako da isti kristal ima od središta prema rubu sve kiseliji sastav, što se u mikroskopskom izbrusku očituje zonarnim potamnjenjem mineralnog zrna. U metamorfnim stijenama nikad nema zonarno građenih plagioklasa, a u intruzivnim stijenama oni nastaju vrlo rijetko.

Način srastanja i sraslački zakoni plagioklasnih sraslaca također mogu biti dobri pokazatelji podrijetla plagioklasa. Tako primjerice plagioklasi u metamorfnim stijenama zbog vrlo velikih tlakova nikada ne srašćuju po kompleksnim sraslačkim zakonima, pa nalazi zrna plagioklasa sa sraslacima po kompleksnim sraslačkim zakonima sigurno upućuju na njihovo podrijetlo iz magmatskih stijena ili starijih pješčenjaka.

Zbog male otpornosti na kemijsko trošenje, posebice zbog procesa kaolinizacije i sericitizacije, u pješčenjacima malokad nalazimo svježa detritična zrna feldspata. To, uz činjenicu da se obično nalaze u najsitnijoj frakciji, čini pri njihovoj mikroskopskoj identifikaciji znatne poteškoće. Radi lakšeg razlikovanja plagioklasa od K-feldspata izbrusci pješčenjaka se mogu prije pokrivanja pokrovnim stakalcem obojiti otopinom $BaCl_2$, Na-kobalt-nitrita i Na-rodiozonata tako da se plagioklasi oboje ciglastocrveno, a K-feldspati žuto. Reakcija na plagioklase pozitivna je već kod albita koji sadrži više od 2% An komponente, a to su praktički svi detritični plagioklasi.

Postupak bojenja feldspata u mikroskopskim izbruscima pješčenjaka (ali i drugih stijena) koji sadrže plagioklase i K-feldspate je sljedeći (Müller, 1967):

- Nepokriveni se izbrusak kratko uroni u fluorovodičnu kiselinu (HF) radi nagrizanja površine feldspata (*Oprez: obvezna uporaba gumenih rukavica i plastičnog posuđa!*).
- Izbrusak se nakon toga dobro ispere u vodi i kratko jedan do dva puta uroni u 5%-tnu otopinu $BaCl_2$. Pritom se Ca^{2+}-ion s nagrizene površine plagioklasa zamijeni Ba^{2+}-ionom.
- Izbrusak se ponovno ispere u destiliranoj vodi i oko 1 minutu uroni u zasićenu otopinu Na–Co-nitrita. Opreznim se ispiranjem u destiliranoj vodi s površine izbruska odstrani suvišak otopine Na–Co-nitrita. Ovim se postupkom alkalijski feldspati oboje žutom bojom.
- Na izbrusak se zatim kapne nekoliko kapi otopine Na-rodiozonata, koju smo pripremili otapanjem 0,05 g Na-rodiozonata u 20 ml vode. Za nekoliko sekundi plagioklasi se oboje ciglastocrvenom bojom. Nakon što se oprezno destiliranom vodom ispere površina izbruska osušeni izbrusak možemo pokriti pokrovnim stakalcem. Boja feldspata ostaje trajna.

Krupnozrnasti pješčenjaci (ali i graniti i gnajsevi) u kojima su zrna feldspata dobro vidljiva golim okom mogu se istim postupkom bojiti i na poliranim pločicama.

6.1.1.3. Odlomci stijena kao sastojci pješčenjaka

Odlomak stijene (*rock fragment*) *je klast ili detritično zrno ostalo nakon trošenja neke stijene, a koje se sastoji od najmanje triju kristalnih jedinki istog ili različitog minerala, ako te jedinke nisu sraslaci ili uklopci.*

Odlomci stijena, uz kvarc i feldspate, najčešći su i najvažniji sastojci pješčenjaka. Češći su u krupnozrnastim nego u sitnozrnastim pješčenjacima (sl. 6–7, 6–10 i 6–13).

Udio odlomaka stijena i njihova vrsta od pješčenjaka do pješčenjaka varira u širokim granicama. U "*locus typicus*" grauvakama Harza, primjerice, nalazi se čak 19 petrografski različitih vrsta odlomaka stijena (Huchenholz, 1963).

Pri mikroskopskim istraživanjima pješčenjaka, bilo kvalitativnim bilo kvantitativnim, prijeko je potrebno pobliže odrediti odlomke stijena, jer oni upućuju na podrijetlo detritusa i igraju presudnu ulogu pri klasifikaciji pješčenjaka (poglavlje 6.3). Mikroskopsko određivanje petrografskog tipa i strukturnih značajki odlomaka stijena u pješčenjacima obično je povezano s brojnim poteškoćama, a potpuno je onemogućeno ako su odlomci stijena zahvaćeni intenzivnim trošenjem ili im je promjer <0,3 mm. Pri mikroskopiranju pješčenjaka potrebno je razlikovati odlomke granitoida i drugih intruziva od odlomaka vulkanita, odlomke gnajsova od škriljavaca niskog do srednjeg stupnja metamorfoze, odlomke pelitnih stijena od odlomaka rožnjaka, vapnenaca, dolomita i pješčenjaka.

Odlomci magmatskih stijena u pješčenjacima najčešće pripadaju granitoidnim intruzivima (granit, granodiorit, tonalit, diorit) i neutralnim do bazičnim vulkanitima (andezit, keratofir, dijabaz, bazalt), a rjeđe i kiselim vulkanitima (kvarc keratofir, riolit).

Odlomci granitoidnih intruziva se u mikroskopskim izbruscima pješčenjaka odlikuju zrnastom, mirmekitnom ili pertitnom strukturom i mineralnim sastavom kvarc–feldspati–tinjci.

Odlomci vulkanita u mikroskopskim izbruscima pješčenjaka razmjerno se lako prepoznaju po fenokristalima u temeljnoj masi, jer pokazuju porfirnu, intersertalnu, ofitnu, dijabaznu, hijalopilitnu ili staklastu (vitrofirnu) strukturu.

Odlomci metamorfnih stijena u pješčenjacima najčešće su zastupljeni odlomcima gnajseva i odlomcima škriljavaca niskog do visokog stupnja metamorfoze, kao što su slejtovi, filiti, kvarc–sericitni, tinjčevi, kloritni, zeleni i amfibolski škriljavci te amfiboliti i kvarciti.

Odlomci gnajseva su po mineralnom sastavu (kvarc–feldspati–tinjci) identični odlomcima granitoidnih intruziva, pa se u mikroskopskim izbruscima pješčenjaka od njih mogu razlikovati po škriljavosti i granolepidoblastičnoj, okcastoj ili porfiroblastičnoj strukturi. Međutim, te se teksturno-strukturne razlike mogu jasno zamijetiti samo kod krupnijih odlo-

maka stijena. Budući da zrna manjih dimenzija pokazuju veliku sličnost sa sitnim odlomcima granitoidnih intruziva pri mikroskopiranju se često sitni odlomci gnajsova i granitoidnih intruziva svrstavaju u kategoriju "*odlomci granitoida i gnajseva*".

Odlomci kvarcita su, u pravilu, uz kvarc najčešći sastojci mnogih pješčenjaka. Za razliku od polikristalnih kvarcnih zrna sastoje se od četiri ili više kvarcnih kristalnih jedinki sa zupčastim ili brečastim kontaktima, tj. s odlikama šivane, odnosno mortar strukture.

Odlomci kvarc–sericitnih škriljavaca, a posebice kvarcita, mogu se lako zamijeniti s polikristalnim kvarcnim zrnima, što može bitno utjecati na klasifikaciju pješčenjaka (kvarcni arenit umjesto litični arenit – vidi sl. 6–4).

Odlomci škriljavaca niskog do visokog stupnja metamorfoze, uz mineralni sastav s visokim udjelom listićavih minerala, moraju pokazivati škriljavost i lepidoblastičnu ili granolepidoblastičnu strukturu, da bi se u mikroskopskim izbruscima pješčenjaka mogli sa sigurnošću svrstati u tu skupinu odlomaka stijena, odnosno da bi se pješčenjaci definirali kao **filoareniti** ili **filograuvake** (sl. 6–4).

Odlomci sedimentnih stijena česti su u mnogim pješčenjacima, osobito grauvakama. Općenito, najčešće se zbog velike stabilnosti i otpornosti na fizikalno i kemijsko trošenje nalaze odlomci rožnjaka i radiolarita te prahovnjaka (siltita) i sitnozrnastih kvarcnih arenita, a u pojedinim pješčenjacima još i odlomci šejlova.

Pješčenjaci molasa i fliševa sadrže obilne količine odlomaka vapnenaca i dolomita, koje vrlo lako možemo razlikovati ako mikroskopske izbruske obojimo otopinom alizarina S i K-fericijanida po postupku Evamyja i Shearmana (1962), koji je podrobnije opisan u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

Visoki udio odlomaka vapnenaca i dolomita u pješčenjacima ima bitnu ulogu pri njihovoj klasifikaciji (vidi odjeljak 6.3.1.2 i sl. 6–8).

Odlomci vapnenaca i dolomita posebno su obilno zastupljeni u nekim pješčenjacima, primjerice kalklititima tipa litičnih arenita i litičnih grauvaka (sl. 6–8), koji sadrže odlomke mikritnih, pelmikritnih, biomikritnih, pelsparitnih i mikrokristaliničnih ili mikrokristalastih vapnenaca, kao i kasnodijagenetskih dolomita s hipidiotipnom ili ksenotipnom mozaičnom dolomitnom strukturom ili pak ranodijagenetskih dolomita s dolomikritnom, dolopelmikritnom i stromatolitnom strukturom (Tišljar, 1994, 2001).

Odlomci rožnjaka obično se pojavljuju u uglastim ili poluzaobljenim zrnima i lako se mikroskopski determiniraju po kriptokristalastoj do mikrokristalastoj strukturi vidljivoj tek pri uključenom analizatoru (sl. 6–7, 6–10 i 6–13), ili po tome što u kriptokristalastoj kvarcnoj masi sadrže deformirane i rekristalizirane skelete radiolarija, rjeđe spikula spužava ili dijatomeja. Mnogi su odlomci rožnjaka pigmentirani hematitom ili limonitom i ispresijecani kalcitnim žilicama.

Odlomci šejlova, prahovnjaka (siltita), muljnjaka i drugih pelitnih klastita u mikroskopskim se izbruscima pješčenjaka međusobno vrlo teško razlikuju ako lisnatost ili laminacija nisu jasno izraženi. Katkada je vrlo teško ili gotovo nemoguće točno odrediti i odvojiti odlomke listastih šejlova od nejasno škriljavih odlomaka niskometamorfnih škriljavaca iz skupine slejtova i filita. U takvim se slučajevima obično govori o "*odlomcima šejlova i niskometamorfnih stijena*".

6.1.1.4. Tinjci, kloriti, minerali glina i karbonati kao sastojci pješčenjaka

Tinjci su vrlo česti, gotovo redoviti sastojci pijesaka i pješčenjaka, ali obično im udio u ukupnom sastavu detritusa ne prelazi nekoliko postotaka. Osim tinjaca detritičnog podrijetla u pojedinim tipovima pješčenjaka, posebice litičnim grauvakama, nalaze se i tinjci autigenog podrijetla, o kojima će više riječi biti u odjeljku o dijagenezi pješčenjaka (odjeljak 6.4.2.2). Općenito je poznato da je količina tinjaca detritičnog i autigenog podrijetla, kao i klorita, u pješčenjacima izravno razmjerna s porastom količine matriksa i opadanjem veličine zrna.

Detritični tinjci su osobito česti u litičnim grauvakama i arkozama. Potječu uglavnom od trošenja granita, granodiorita, tonalita, sijenita, gnajseva i tinjčevih škriljavaca. Detritični tinjci magmatskog i metamorfnog podrijetla pripadaju trioktaedrijskom, a autigeni tinjci dioktaedrijskom strukturnom tipu (najčešće *ilit* s neuređenom rešetkom, koji sadrži manje K i ima viši odnos Si:Al od normalnog muskovita).

Od tinjčevih minerala u pješčanim sedimentima najčešće se pojavljuje *muskovit*, koji je otporniji na kemijsko trošenje od biotita.

Biotit je u pravilu više ili manje izmijenjen u *vermikulit* ("macino zlato") i *klorit*, a ponegdje i u *glaukonit*. Zbog tih se razloga u pješčenjacima, posebice iz starijih geoloških razdoblja, nalazi dosta rijetko. U višekratno pretaloženim, sedimentološki zrelim pješčenjacima uopće ga nema.

Glaukonit, koji obuhvaća željezom bogati dioktaedrijski tinjac, a u starijoj literaturi i miješano-slojne minerale serije glaukonit–smektit (Slovenec, 1999), bitan je sastojak miješanih pješčenjaka iz skupine zelenih ili glaukonitičnih pješčenjaka (odjeljak 6.3.3.2). U glaukonitičnim pješčenjacima, primjerice u donjomiocenskim "Maceljskim pješčenjacima" u zapadnom dijelu Hrvatskog zagorja, glaukonitni se materijal pojavljuje u obliku tamnozelenih kuglastih ili grozdastih detritičnih zrna i u obliku svijetlozelenih kriptokristalastih agregata unutar matriksa (Tadej i dr., 1997).

Seladonit (dioktaedrijski tinjac) nastaje kao produkt izmjena vulkanskog pepela i drugog vulkanoklastičnog materijala, pa se obično u obliku sitnozrnastih agregata zelene boje nalazi uz glaukonit u tufitičnim pješčenjacima ili miješanim pješčenjacima iz skupine zelenih ili glaukonitičnih pješčenjaka (odjeljak 6.3.3.2).

Sericit, ilit i *kloriti* bitni su sastojci matriksa grauvaka, posebice onih koje su pretrpjele dijagenetske promjene na većim dubinama prekrivanja (vidi: odjeljak 6.4.2.2 i tablica 6–3).

Minerali glina obilni su sastojci nekih pješčenjaka dok u drugima potpuno nedostaju. U matriksom bogatim grauvaknim pješčenjacima nalaze se s obilatim udjelom, a potpuno nedostaju u kvarcnim arenitima, kao i u pojedinim varijetetima arkoza sa svježim feldspatima. Minerali glina u pješčenjacima mogu biti autigenog ili detritičnog podrijetla, što često puta pri istraživanjima pješčenjaka zadaje znatne poteškoće.

Kaolinit se često nalazi u intergranularnim porama arkoza i litičnih arenita kao produkt izmjene – **kaolinizacije** – feldspata (vidi odjeljak 2.1.2).

Smektit se, uz seladonit i glaukonit, obično pojavljuje kao sastojak u izmjenjenim tufitičnim pješčenjacima i miješanim pješčenjacima iz skupine zelenih ili glaukonitičnih pješčenjaka (odjeljak 6.3.3.2).

Pješčenjaci koji sadrže između 20 i 50% minerala glina po svojem granulometrijskom sastavu pripadaju skupini glinovitih pješčenjaka (sl. 3–38).

Karbonatni minerali (kalcit, dolomit i siderit) sastojci su mnogih inačica pješčenjaka, i to pretežito kao cement, tj. autigenog su podrijetla, a rjeđe kao karbonatni detritični sastojci ili **karbonatni detritus**. U drugom slučaju uglavnom potječu od fizikalnog trošenja kalcitnih i/ili dolomitnih žila, ili makrokristalastih kristaliničnih i speleotemskih vapnenaca.

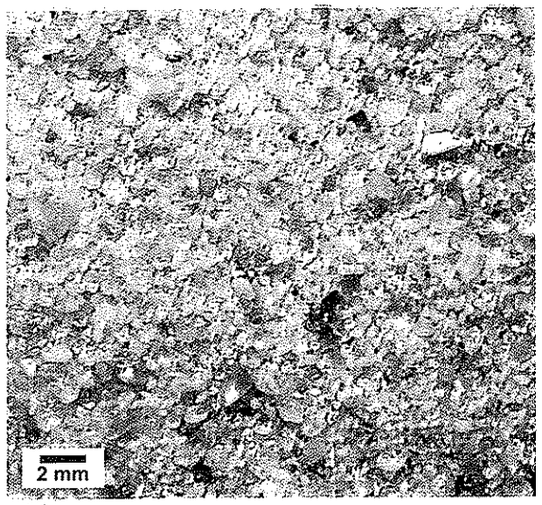
Uz *kalcit* i *dolomit*, ponegdje i *siderit*, u pojedinim se vrstama pješčenjaka obično nalaze i znatne količine intrabazenskog karbonatnog detritusa (ooida, onkoida, peleta, intraklasta) i karbonatnog fosilnog detritusa, tj. ljušturica i skeleta organizama ili njihovog kršja – bioklasta (vidi odjeljak 6.3.3.1 – kalkarenacejski pješčenjaci).

6.1.1.5. Teški minerali u pijescima i pješčenjacima

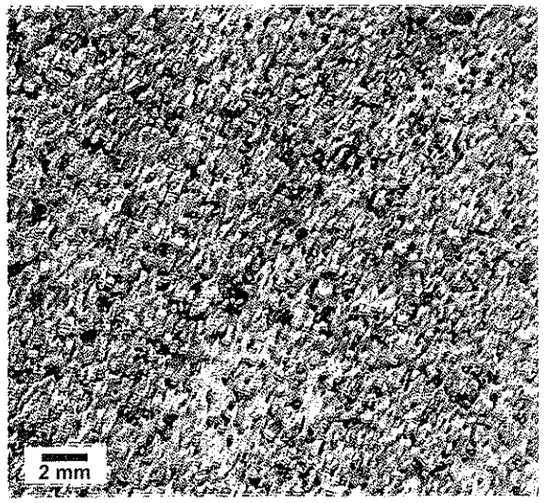
"Teški minerali" obuhvaćaju sve minerale gustoće veće od 2,85 do 2,88, tj. minerale koji su teži od bromoforma čija je gustoća od 2,85 do 2,88.

To su, dakle, minerali koji u bromoformu tonu, "teži" su od njega, za razliku od "lakih minerala" čija je gustoća manja od gustoće bromoforma i koji u njemu plivaju. Prema tome, mineralne sastojke pijesaka i pješčenjaka, kao i drugih stijena, bromoformom dijelimo na *minerale lake frakcije* (sl. 6–1) i *minerale teške frakcije* (sl. 6–2), kako je to podrobnije prikazano u poglavlju 6.2.

Teški minerali imaju veliku važnost kao indikatori za određivanje matičnih stijena koje su dale detritus pijesaka/pješčenjaka, kao i uvjeta fizikalnog i kemijskog trošenja matičnih stijena, premda se u ukupnom sastavu detritusa pojavljuju s vrlo malim



Slika 6–1 Laka mineralna frakcija kvarcnog pijeska ležišta Vranić (južno pobrđe Papuka) izdvojena bromoformom iz frakcije 0,16–2 mm. Izrazito prevladavaju zrna polikristalnog i monokristalnog kvarca nad feldspatima (uzorak: Milka Sarkotić Šlat).



Slika 6–2 Teški minerali u frakciji 0,16–0,4 mm izdvojeni bromoformom iz kvarcnog pijeska ležišta Vranić (južno pobrđe Papuka). Najobilnija su zrna epidota, česta granata, apatita, cirkona te opâka zrna (ilmenit, hematit), a još se kao pojedinačna zrna pojavljuju cirkon, hornblenda, staurolit, turmalin i rutil (uzorak: Milka Sarkotić Šlat).

udjelima. Uglavnom pripadaju skupini rezistentnih, na fizikalno i kemijsko trošenje matičnih stijena otpornih minerala, ali i mineralima niske otpornosti na kemijsko trošenje koji su bitni, petrogeni sastojci magmatskih i metamorfnih stijena. Njihova uloga kao pokazatelja matičnih stijena očituje se u tome što su to najčešće karakteristični ili tipični minerali pojedinih vrsta metamorfnih, magmatskih, pa i sedimentnih stijena.

Proučavanje teških minerala i njihovih zajednica u pješčanom detritusu može upozoriti na matične stijene, na područja odakle je klastični materijal bio prenošen, i na uvjete koji su vladali pri trošenju i prigodom prijenosa detritusa. U sedimentnim formacijama ili facijesima siromašnim provodnim fosilima (ili bez njih), istraživanjima vrste i zajednica teških minerala i njihovom korelacijom s teškim mineralima poznatih formacija ili facijesa mogu se u pojedinim slučajevima donositi zaključci o stratigrafskoj podudarnosti ili nepodudarnosti tih formacija ili facijesa. Za dobru petrološku i sedimentološku korelaciju teških minerala iz pješčenjaka različitih sedimentnih formacija ili facijesa, uz točnu odredbu svih teških minerala potrebno je odrediti još i neka druga njihova fiziografska i morfološka svojstva (oblik i zaobljenost zrna, boju, uklopke i sl.) te njihove kvantitativne i kvalitativne odnose u stijenama.

U skupinu teških minerala pješčenjaka pripada mnogo silikatnih i rudnih minerala, među kojima će biti spomenuti samo najvažniji.

Amfiboli među svim teškim mineralima najlakše podliježu kemijskom trošenju, ali ipak u pojedinim tipovima pješčenjaka mogu biti prisutni s dovoljnim udjelom da bi se mogli izdvojiti, determinirati i poslužiti za korelaciju. Od amfibola u teškoj se mineralnoj frakciji uglavnom nalaze obična i bazaltna hornblenda i glaukofan, dok se ribekit i tremolit pojavljuju znatno rjeđe.

Obična hornblenda je čest sastojak teške frakcije. Pojavljuje se u prizmatičnim izduženim zrnima tamnozelene, rjeđe i smeđe boje, a odlikuje se jakim pleohroizmom. Potječe od trošenja magmatskih stijena, prije svega diorita, sijenita, granodiorita i njihovih efuzivnih odvjetaka, te metamorfnih stijena nastalih procesima regionalne metamorfoze.

Bazaltna hornblenda je srednje stabilna prema trošenju, a nalazi se u malim količinama u teškoj mineralnoj frakciji nekih pijesaka i pješčenjaka. U pravilu potječe od trošenja alkalijskih sijenita, amfibolskih gabra, andezita i bazalta.

Glaukofan je, premda široko rasprostranjeni sastojak u kristalastim škriljavcima istoimenog facijesa, razmjerno rijedak mineral teške frakcije jer je slabo otporan na kemijsko trošenje.

Andaluzit je srednje stabilan prema kemijskom trošenju, pa se u teškoj frakciji pješčenjaka obično ne pojavljuje niti često, a niti u značajnijoj količini, premda mjestimice u teškim frakcijama pojedinih pješčenjaka može biti prisutan sa značajnim udjelom u obliku prizmatičnih bezbojnih ili svijetlocrvenkastih zrna. Dobar je provodni mineral jer je tipični mineralni sastojak kontaktno-metamorfnih stijena hornblenda i piroksen–hornfels facijesa, te nekih stijena niskog stupnja regionalne metamorfoze.

Anhidrit je čest sastojak nekih pješčenjaka. Dobar je indikator matičnih stijena jer upućuje na sedimentno podrijetlo detritusa, tj. na karbonatno–evaporitne sedimente ili je autigenog podrijetla.

Apatit se redovito nalazi u teškoj frakciji gotovo svih pješčenjaka, premda lako podliježe kemijskom trošenju. Pojavljuje se u prizmatičnim do ovalnim sitnim zrncima s pseudopleohroizmom zbog sivih uklopaka. S obzirom na to da je čest sastojak i u magmatskim i u metamorfnim stijenama kao primarni akcesorni mineral nema ulogu indikatora matičnih stijena.

Barit je uglavnom autigeni – prema trošenju stabilan – mineral, pa je razmjerno čest sastojak teške frakcije, obično u obliku nepravilnih, slabozaobljenih ili pločastih zrna. Može nastati autigenezom i u pješčenjacima, tako da nema znatnu provodnu vrijednost kao pokazatelj matičnih stijena.

Brucit je česti sastojak teške frakcije ali s vrlo malim udjelom, a vrlo je stabilan prema trošenju. Pojavljuje se u tamnim, pločastim ili nepravilnim zrnima. Primarni je akcesorni mineral kiselih magmatita i različitih kristalastih škriljavaca, ali i autigeni mineral u nekim sedimentima, pa nema provodnu vrijednost.

Biotit je zbog svoje male otpornosti na kemijsko trošenje dobar indikator uvjeta trošenja i uvjeta koji su vladali u okolišu taloženja, jer njegova pojava u pješčenjacima izravno upućuje na slabo kemijsko trošenje. Pojavljuje se u tankim tamnim ili crvenkastim listićima. S obzirom na to da kao primarni mineral može nastati u mnogim magmatskim i metamorfnim stijenama nema nikakvu ulogu kao pokazatelj matičnih stijena.

Coisit je čest sastojak teške frakcije mnogih pješčenjaka, ali budući da uz **klinocoisit** uglavnom potječe od trošenja plagioklasa, amfibola i piroksena mnogih metamorfnih i magmatskih stijena nema neko posebno značenje kao indikator matičnih stijena.

Disten (cijanit) se u teškoj frakciji nekih pješčenjaka može pojaviti u značajnoj količini u štapićastim zrnima, dok u drugima može potpuno izostati. Stabilan je prema kemijskom trošenju. Tipičan je mineral regionalno metamorfnih stijena koje nastaju pri visokom tlaku, kao što su distenski tinjčevi škriljavci, granuliti i eklogiti. Izvrstan je indikator za određivanje matičnih stijena.

Epidot je vrlo česti mineral teške frakcije mnogih pješčenjaka. Pojavljuje se u obliku žutozelenih, slabopleohroitičnih, slabozaobljenih zrna, u pravilu prizmatičnog oblika. Kao tipični primarni mineralni sastojak kalcijem bogatih kristalastih škriljavaca i epidotskih skarnova dobar je indikator tih matičnih stijena.

Granati su, zbog velike otpornosti prema trošenju, vrlo rašireni i u teškoj frakciji pješčenjaka obilno prisutni teški minerali. Nalaze se u obliku izometričnih, korodiranih izotropnih zrna. Najčešći granati u teškoj frakciji su slabocrvenkasti almadini. Granati potječu iz različitih matičnih stijena: almadin, grosular, spesartin i andradit primarni su sastojci regionalno metamorfnih škriljavaca do zaključno amfibolskog facijesa, a pirop je primarni sastojak granulita i eklogita. Spesartin i grosular su, osim toga, i česti sastojci kontaktno-metamorfnih stijena.

Hematit je u pravilu u pješčanom detritusu sekundarni mineral nastao izmjenama iz drugih minerala koji sadrže Fe^{2+}, primjerice pirita, i kao sekundarni produkt stabilan je prema kemijskom trošenju. Vrlo je čest, a u pojedinim pješčenjacima i obilato zastupljeni teški mineral. Pojavljuje se u obliku tankopločastih zrna crvene ili tamnocrvene boje visoke refleksije.

Ilmenit je česti teški mineral, premda je srednje otporan prema kemijskom trošenju, a nalazi se u prizmatičnim zrnima. Primarni je mineral u magmatskim, posebice bazičnim i ultramafitnim stijenama, ali je i čest sastojak mnogih metamorfita.

Kasiterit je stabilan prema kemijskom trošenju ali razmjerno rijedak teški mineral koji se u teškoj frakciji nalazi samo mjestimice u pojedinim pješčenjacima u obliku prizmatičnih zrna žute ili crvenosmeđe boje. Po podrijetlu je tipični pneumatolitni, pegmatitni i hidrotermalni mineral vezan uz pegmatite u granitoidnim intruzivima i zbog toga je dobar indikator matičnih stijena.

Kloriti su vrlo česti i redoviti sastojci teške mineralne frakcije mnogih pješčenjaka, jer su kao produkti izmjena brojnih minerala i stijena stabilni u uvjetima kakvi vladaju na površini i plitko pod površinom Zemlje. Pojavljuju se u obliku plavo-zelenkastih pločastih zrna, uglavnom s anomalnim dvolomom. Potječu iz metamorfnih stijena, posebice zelenih i kloritnih škriljavaca, kao i hidrotermalnih žila i hidrotermalno izmjenjenih eruptiva bogatih Fe–Mg mineralima (tinjcima, piroksenima, amfibolima, olivinima) koji lako podliježu hidrotermalnoj kloritizaciji.

Leukoksen (kriptokristalasti agregat titanita po rubovima ilmenita i rutila) može se kao stabilan mineral prema kemijskom trošenju pojaviti u teškoj frakciji nekih pješčenjaka sa značajnim udjelom. Zrna su mu izometrična, opâka.

Magnetit je, zbog svoje rezistentnosti, vrlo česti sastojak teške frakcije pješčenjaka. Slično kao i ilmenit, potječe iz bazičnih i ultrabazičnih te mnogih metamorfnih stijena, ali i kao autigeni mineral iz sedimenata, pa stoga nije osobit indikator matičnih stijena.

Monacit je, kao prema kemijskom trošenju stabilan mineral, mjestimice obilato zastupljen u teškoj frakciji sedimentološki zrelih pješčenjaka, a kao teški mineral u pješčanom detritusu pješčenjaka male sedimentološke zrelosti pojavljuje se razmjerno rijetko. Sporedni je sastojak kiselih i neutralnih magmatskih stijena i kristalastih škriljavaca bogatih tinjcima i kvarcom.

Olivin je tipični i obilni mineral ultramafitnih i bazičnih magmatskih stijena iz grupe peridotita, gabra i bazalta, ali ga u zajednici teških minerala pješčenjaka nalazimo vrlo rijetko jer je vrlo slabo otporan na trošenje.

Pirokseni zbog svoje male otpornosti prema kemijskom trošenju nemaju veći udio u sastavu teške frakcije pješčenjaka, premda su široko rasprostranjeni u mnogim magmatskim i kontaktno-metamorfnim stijenama.

Rompski pirokseni (enstatit, broncit, hipersten) se u teškoj frakciji sa zamjetljivim udjelom uglavnom pojavljuju samo lokalno u nekim pješčenjacima. Posebice to vrijedi za *hipersten* kao prema trošenju srednje stabilan mineral. Bitni su sastojci bazičnih i ultramafitnih magmatita, u prvom redu peridotita i gabra, te kontaktno-metamorfnih stijena i granulita, i stoga ponegdje mogu imati ulogu indikatora matičnih stijena.

Monoklinski pirokseni su obično prisutni u teškoj mineralnoj frakciji pijesaka iz geološki mladih, odnosno slabo sedimentološki zrelih pješčenjaka, što upućuje na razmjerno slab intenzitet kemijskog trošenja matičnih stijena iz kojih potječu. U pravilu su to zaobljena zrna kratkostupićastog i prizmatičnog oblika, žućkastozelene do tamnosmeđe boje, niskog pleohroizma.

Augit je srednje otporan prema trošenju. Potječe od trošenja sijenita, diorita, dijabaza i nekih gabra i bazalta u kojima se nalazi u obilnijim količinama, a *diopsid* od trošenja različitih intruziva, bazalta i kontaktolita piroksen–hornfels i hornblenda–hornfels facijesa.

Egirin je tipični mineral alkalijskih magmatskih stijena, osobito fonolita i nefelinskih sijenita.

Rutil je vrlo čest teški mineral u pješčenjacima jer je vrlo stabilan prema trošenju. Potječe iz

različitih magmatskih, pegmatitnih, regionalno-metamorfnih i kontaktno-metamorfnih stijena te granulita i eklogita, pa nema veće značenje kao indikator matičnih stijena. Pojavljuje se u žutosmeđim, crvenkastosmeđim ili opâkim zrncima prizmatičnog ili nepravilnog oblika, koja pokazuju slabi pleohroizam.

Silimanit je stabilan prema trošenju. Zrna su bezbojna, imaju izdužen oblik i dobru zaobljenost, a često se sastoje od izduženih iglica s valovitim potamnjenjem. Nije čest sastojak teške frakcije pješčenjaka, ali je odličan indikator podrijetla detritusa. Primarni je sastojak kontaktno-metamorfnih stijena piroksen–hornfels facijesa i škriljavaca regionalnog stupnja metamorfoze nastalih pri visokim temperaturama.

Spineli se, kao prema kemijskom trošenju stabilni minerali, pojavljuju u teškoj mineralnoj frakciji pješčenjaka, ali u pravilu s vrlo malim udjelom. Oblik zrna im je izometričan, nepravilan s oštrim rubovima, tamnocrvene su boje, izotropna su i imaju visoku refleksiju. Spineli su dobri indikatori matičnih stijena jer potječu iz visokotemperaturnih magmatskih stijena siromašnih silicijem (peridotiti, olivinski gabri), te iz kontaktno-termalnih metamorfita (skarnovi).

Staurolit je stabilan prema kemijskom trošenju, pa je česti teški mineral pješčane frakcije i kao tipični sastojak metamorfnih stijena regionalne metamorfoze pri nižim temperaturama odličan je indikator podrijetla detritusa. Pojavljuje se u prizmatičnim zrnima, često s oštrim ili nagriženim rubovima. Odlikuje se žutom bojom, jakim pleohroizmom i visokom refleksijom.

Titanit se u teškoj frakciji pješčenjaka nalazi znatno rjeđe od leukoksena, iako je prilično stabilan na trošenje i redoviti akcesorni sastojak neutralnih i kiselih eruptivnih stijena, prvenstveno alkalijskih sijenita, alkalijskih granita i aplita, nekih inačica gnajseva i kontaktno-termalnih metamorfita (skarnova).

Turmalin je stabilan prema kemijskom trošenju i stoga vrlo česti teški mineral u pješčenjacima. Pojavljuje se u prizmatičnim, često dobro zaobljenim zrnima smeđesive, smeđe, plave ili zelene boje.

*3 anatas	7 ilmenit	15 titanit
*2 muskovit	8 magnetit	16 coisit
*1 rutil	9 staurolit	17 augit
1 cirkon	10 disten	18 silimanit
2 turmalin	11 epidot	19 hipersten
3 monacit	12 hornblenda	20 diopsid
4 granat	13 andaluzit	21 aktinolit
5 biotit	14 topaz	22 olivin
6 apatit		

Predznak * označava da je mineral vrlo stabilan i da se najčešće nalazi u starijim, sedimentološki zrelijim sedimentima

Tablica 6–1 Redoslijed stabilnosti teških minerala u pješčanom detritusu (Pettijohn, 1975).

Pokazuje jaki pleohroizam i niski stupanj refleksije, a pojedina zrna imaju autigeni sekundarno izlučeni, zelenom staklu sličan ovoj. Dobrozaobljena zrna sa sekundarno izlučenim autigenim ovojem potječu od opetovano pretaloženih sedimenata. Primarne matične stijene turmalina su dioriti, sijeniti, pneumatolitni graniti, kontaktno-metamorfne stijene nastale metamorfozom glinovitih i pelitnih sedimenata, te mnogi regionalno-metamorfni škriljavci, a ponegdje i sedimentne stijene u kojima je turmalin autigeni mineral. Kao indikator matičnih stijena turmalin može poslužiti samo onda kad se odlikuje određenom bojom ili habitusom karakterističnim za pojedini tip stijena.

S obzirom da navedeni glavni teški minerali nisu jednako stabilni prema fizikalnom i kemijskom trošenju (tablica 6–1) njihovo pojavljivanje ili izostanak u teškoj frakciji pješčenjaka može dati korisne podatke o uvjetima trošenja i prijenosa detritusa.

Prevlast slabo stabilnih teških minerala u teškoj frakciji pješčenjaka (diopsid, hipersten, silimanit, augit, coisit) upućuje na slabo i kratkotrajno kemijsko trošenje, i obratno, prevladavanje najstabilnijih iz grupe teških minerala (anatas, muskovit, rutil, cirkon, turmalin, monacit, granati) ukazuje na intenzivno i dugotrajno kemijsko i fizikalno trošenje, kao i visoki stupanj sedimentološke zrelosti pješčanog detritusa.

6.1.2. Zajednice mineralnih sastojaka kao indikatori matičnih stijena

Pojedine zajednice teških minerala i odlomaka stijena izravni su pokazatelji matičnih stijena koje su fizikalnim i kemijskim trošenjem dale detritus za taloženje pijesaka iz kojih su zatim dijagenetskim procesima nastali pješčenjaci.

Pri istraživanjima mineralnog sastava pješčenjaka i osobito sastava teške mineralne frakcije pješčenjaka potrebno je obratiti posebnu pozornost ne samo njihovom kvalitativnom i kvantitativnom sastavu, nego i zajednicama mineralnih sastojaka i odlomaka stijena, jer nam one daju odgovor na pitanja o podrijetlu detritusa, tj. o matičnim stijenama.

Da detritus potječe od trošenja i pretaloživanja **starijih sedimentnih stijena** upućuje zajednica:

- odlomci rožnjaka i kvarcnih arenita, šejlova, siltita i karbonatnih stijena;
- *barit, glaukonit, kvarc s regeneracijskim rubovima, leukoksen, rutil, zaobljeni turmalin, zaobljeni cirkon.*

Na **škriljavce niskog stupnja metamorfoze** kao matične stijene upućuje zajednica:

- odlomci slejta, filita i kvarcita;
- *biotit, muskovit, odsutnost feldspata, leukoksen, svijetlosmeđi turmalin.*

Na **škriljavce visokog stupnja metamorfoze** kao matične stijene upućuje zajednica:

- odlomci gnajsova i tinjčastih škriljavaca;
- *granati, plavičastozelena hornblenda, cijanit, silimanit, andaluzit, staurolit, kvarc s valovitim potamnjenjem, kiseli plagioklasi, muskovit, biotit, epidot, coisit, magnetit.*

Za **kisele magmatite** kao matične stijene tipična je zajednica:

- odlomci granitoidnih stijena;
- *apatit, biotit, muskovit, hornblenda, monacit, titanit, izometrični cirkon, mikroklin, kvarc bez valovitog potamnjenja, magnetit, ružičasti turmalin.*

Na **pegmatite** kao matične stijene upućuje zajednica:

- *fluorit, plavi turmalin, granat, monacit, muskovit, topaz, albit, mikroklin.*

Za **bazične magmatite** kao matične stijene tipična je zajednica:

- odlomci dijabaza, ofiolita i bazalta;
- *anatas, augit, brucit, hipersten, ilmenit, magnetit, kromit, leukoksen, olivin, rutil, neutralni plagioklasi, serpentin.*

Iz prikaza ovih zajednica jasno je vidljivo da se neki minerali, bilo da su primarno bili bitni petrogeni minerali, bilo kao akcesorni sastojci u stijenama, pojavljuju u dvije ili više zajednica, dok se neki od njih pojavljuju isključivo u jednoj zajednici. Tako se u dvije ili više zajednica pojavljuju kvarc, biotit, muskovit, turmalin, mikroklin, rutil, leukoksen, magnetit, granati, monacit i dr., a samo u jednoj zajednici cijanit, silimanit, andaluzit, staurolit, flourit, brucit, olivin, kromit i serpentin, tj. minerali koji su tipični sastojci samo za neke stijene, pa su izvrsni i jednoznačni indikatori matičnih stijena.

Kod minerala koji se pojavlju u dvije ili više zajednica na matične stijene ipak ukazuju s jedne strane njihova posebna fiziografska svojstva, kao što su, primjerice, zaobljenost, boja, habitus, potamnjenje, a s druge strane ukupni sastav zajednice.

6.2. Metode izdvajanja ili separacije teških minerala

Za izdvajanje mineralnih sastojaka pijesaka i pješčenjaka na *minerale lake frakcije* (sl. 6–1) i *minerale teške frakcije* (sl. 6–2), koristi se bromoform, kako je to već spomenuto u definiciji "teških minerala" (odjeljak 6.1.1.5). Međutim, mineralni sastojci neke stijene mogu se izdvojiti i drugim teškim tekućinama, kao i drugim pomagalima, poput binokularnog povećala, magnetskog separatora itd. No, kad želimo izdvojiti sve teške minerale ili kompletnu *"tešku frakciju"* (sl. 6–2) nužno je primijeniti bromoform ili neku drugu tekućinu slične gustoće. Udjeli teških minerala u pijescima i pješčenjacima obično su mali u odnosu na minerale lake frakcije i u odnosu na odlomke stijena, jer su minerali lake

Težinski udio lake frakcije	96,8 %
Težinski udio teške frakcije	3,2 %

Sastav lake frakcije u %		Sastav teške frakcije u %	
kvarc	54,2	epidot/coisit	79,5
feldspati	32,2	granati	6,8
muskovit	0,1	apatit	5,2
odlomci stijena	13,5	opâka zrna	4,2
		cirkon	3,1
		amfiboli	0,3
		staurolit	0,5
		turmalin	0,2
		rutil	0,2
		ostali	0,2

Tablica 6–2 Mineralni sastav lake i teške frakcije uzorka kvarcnog pijeska iz ležišta Vranić (južno pobrđe Papuka).

frakcije i odlomci stijena bitni sastojci pješčanih sedimenata.

Glavni minerali lake frakcije pijesaka i pješčenjaka su *kvarc, feldspati, kalcit* i *muskovit*, kao i *odlomci stijena*. U tablici 6–2 prikazan je mineralni sastav lake frakcije (sl. 6–1) i teške frakcije (sl. 6–2) iz kvarcnih pijesaka *Rhomboidea* naslaga (gornji pont) ležišta Vranić.

Minerali teške frakcije u pravilu su samo sporedni sastojci pješčenjaka i u ukupnom sastavu obično sudjeluju s 0,1 do 1%, a malokad 2 do 10%. No, broj im je vrsta obično velik.

Općenito uzevši, većina teških minerala u pješčenjaku ili u pijesku ima male dimenzije i nalazi se u najsitnijoj frakciji pijeska jer su teški minerali najčešće samo akcesorni, sitni mineralni sastojci u matičnim stijenama, ali i zato što su im dimenzije smanjene pri trošenju i prijenosu ili opetovanom pretaložavanju detritusa. Zbog toga se njihovo izdvajanje iz pijesaka ili dezintegriranih ili razdrobljenih pješčenjaka izvodi, u pravilu, na frakciji 0,04–0,15 mm ili 0,04–0,2 mm, a malokad i do 0,4 mm.

Na sl. 6–2 prikazana je teška mineralna frakcija izdvojena bromoformom iz prosijane frakcije 0,04–0,15 mm iz uzorka kvarcnog pijeska ležišta Vranić, a u tablici 6–2 mineralni sastav teške frakcije. Iz rezultata je vidljivo da u teškoj frakciji izrazito prevladavaju minerali iz skupine epidota/coisita i opâkih minerala, odnosno sekundarni minerali nastali izmjenama drugih minerala i odlomaka stijena, kao i najrezistentniji teški minerali (rutil, cirkon, turmalin, granati i apatit), što ukazuje na visoku sedimentološku zrelost kvarcnih pijesaka, te na kisele intruzive i škriljavce visokog stupnja metamorfoze kao primarne matične stijene pješčanog detritusa.

Kako bismo mogli pristupiti izdvajanju teških minerala najprije moramo dezintegrirati poluvezani pijesak ili manje–više čvrsto litificirani pješčenjak i prosijati ga mokrim sijanjem kroz odgovarajuća laboratorijska sita (vidi poglavlje 4.2.2.2). Nakon sijanja odabrana se frakcija prije izdvajanja teških minerala mora dobro isprati u toploj vodi kojoj smo dodali HCl da se s površine zrna odstrane filmovi i prevlake gline, karbonata, Fe-hidroksida (osobito getita i limonita) i druge nečistoće. Nakon sušenja pristupa se izdvajanju ili separaciji.

Tri su temeljne, najvažnije metode separacije mineralnih sastojaka:

1) biranje zrna pomoću povećala ili stereomikroskopa,
2) separacija teškim tekućinama, i
3) magnetska separacija.

1) **Biranje zrna pomoću povećala ili stereomikroskopa** uglavnom se primjenjuje samo kao kontrola nakon izdvajanja teškim tekućinama ili magnetske separacije, kao i onda kad trebamo potpuno čiste minerale za rendgenska i kemijska mineraloška istraživanja. Za petrološka i sedimentološka istraživanja za koja je potrebna veća količina zrna ta bi metoda bila dugotrajna i neracionalna.

2) **Separacija teškim tekućinama** najčešći je način izdvajanja teških minerala iz pijesaka/pješčenjaka. Za separaciju ili izdvajanje pojedinih mineralnih sastojaka teškim tekućinama služe tekućine velike gustoće. U svakoj od takvih tekućina mineralna se zrnca izdvajaju u dvije skupine: na mineralne sastojke koji imaju veću gustoću od tekućine, pa u njoj tonu, i na minerale manje gustoće koji plivaju na površini tekućine. Ako gustoća tekućine točno

odgovara gustoći nekog minerala takvo će zrno lebdjeti u njoj. Ovaj posljednji slučaj obično se primjenjuje za određivanje gustoće minerala koji se ne smije zdrobiti za određivanje gustoće piknometrom. Naime, pri određivanju gustoće nekog minerala pomoću teških tekućina zrno se stavlja u tešku tekućinu veće gustoće od gustoće minerala tako da pliva na njezinoj površini, a tekućina se zatim pogodnim otapalom postupno razrjeđuje dok se gustoća tekućine i mineralnog zrna ne izjednače, tj. dok zrno ne počinje lebdjeti u tekućini. Nakon toga odredi se gustoća tako razrijeđene tekućine koja odgovara gustoći mineralnog zrna. Na taj način mineralno zrno nije trebalo uništiti mrvljenjem.

Standardne teške tekućine koje se koriste pri izdvajanju teških minerala jesu:

- **bromoform** ($CHBr_3$), gustoće 2,85 do 2,88, razrjeđuje se benzolom ili etilenbromidom;
- **tetrabrometan** ($C_2H_2Br_4$), gustoće 2,95, razrjeđuje se isto kao bromoform;
- **Thuletova otopina**, gustoće 3,19 koncentrirana je vodena otopina HgJ_2 i KJ. Priređuje se otapanjem 620 mg živinog jodida i 500 mg kalijevog jodida u 180 ml vode uz zagrijavanje na 80–90°C dok se jodidi potpuno ne otope. U pravilu se ta otopina koristi koncentrirana, ali se po potrebi može i razrjeđivati vodom;
- **metilenjodid** (CH_2J_2), gustoće 3,3 razrjeđuje se organskim otapalima istim kao bromoform i tetrabrometan;
- **Clericijeva otopina** gustoće 4,2 vodena je otopina talij-malonat-formijata. To je otopina najveće gustoće poznata do sada.

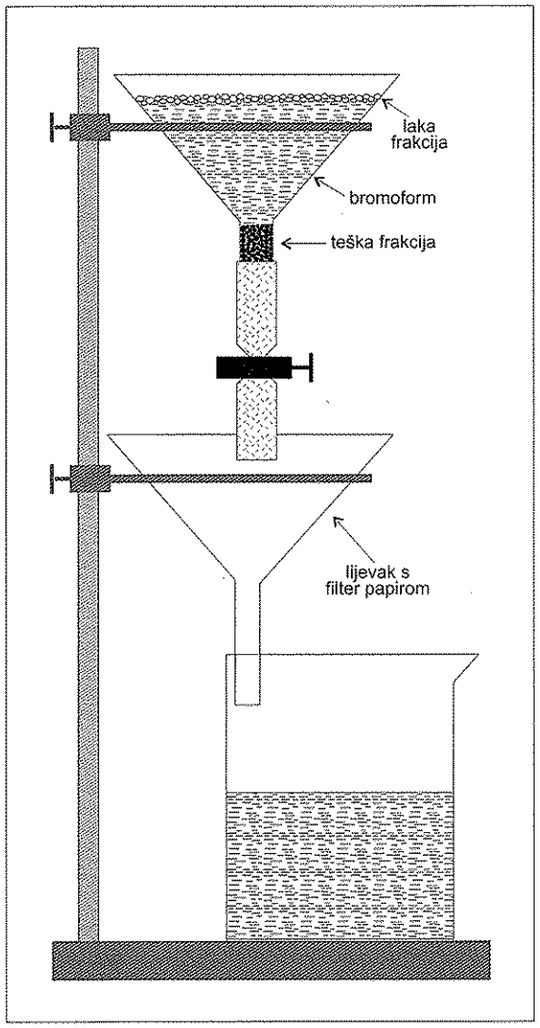
Izborom pogodnih teških tekućina i njihovim razrjeđivanjima odgovarajućim otapalima iz svakog uzorka pijeska može se izdvojiti više skupina minerala, kako iz teške tako i iz lake frakcije. Tim se postupkom, naime, smanjuje raspon od najniže do najviše vrijednosti gustoća za svaku skupinu, a time sužuje i broj vrsta minerala u skupinama, što olakšava njihovu mikroskopsku determinaciju.

Primjerice, iz ukupnog sadržaja teške frakcije izdvojene bromoformom u kojoj se nalaze svi teški minerali gustoće >2,85, pogodnim razrjeđivanjem Thuletove otopine do gustoće 3,1 izdvoje se kao "laka frakcija" minerali čija je gustoća između 2,85 i 3,1. Dakle, svi minerali iz prvobitno izdvojene skupine teških minerala u tako izdvojenoj "lakoj frakciji" suženi su na bitno manju skupinu kojoj pripadaju: *klorit* (2,6–3,0), *kordijerit* (2,6–2,7), *glaukonit* (2,2–2,9), *glaukofan* (3,0–3,2), *muskovit* (2,8–3,1) i *turmalin* (3,0–3,3).

Postupak se dalje može ponoviti i za preostalu skupinu minerala gustoće >3,1 uz primjenu metilenjodida gustoće 4,2, čime će "laka frakcija" obuhvatiti minerale gustoće između 3,1 i 3,3, a "teška frakcija" gustoće >3,3. U tako izdvojenoj "lakoj frakciji" zrna će biti svedena na moguću pripadnost ovim mineralima: *andaluzit* (3,2), *apatit* (3,2), *augit* (3,2–3,4), *biotit* (2,8–3,2), *fluorit* (3,2), *hornblenda* (3,0–3,3), *silimanit* (3,2) i *turmalin* (3,0–3,3).

Pribor za izdvajanje teških i lakih mineralnih frakcija pomoću teških tekućina vrlo je jednostavan: potrebna su nam dva staklena lijevka od kojih jedan na kraju cijevi ima navučeno gumeno crijevo dužine oko 10 cm i metalnu štipaljku, filter-papir, staklena čaša, stakleni štapić, stativ i alkohol za ispiranje. Lijevak s gumenim crijevom postavi se na stativu iznad lijevka u koji smo stavili filter-papir, a ispod drugog lijevka postavi se čaša (sl. 6–3). U gornji se lijevak, nakon što smo gumeno crijevo zatvorili štipaljkom, ulije teška tekućina i usipa točno odvagana i isprana odabrana frakcija pijeska uz lagano miješanje staklenim štapićem da bi se svladala napetost površine tekućine.

Mineralna zrna kojih je gustoća veća od gustoće tekućine tonu na dno i akumuliraju se u gumenoj cijevi, a ona manje gustoće ostaju plivati na površini teške tekućine. Otvaranjem štipaljke oprezno se ispuste teški minerali s manjim dijelom teške tekućine na filter-papir u donjem lijevku. Kad su ispušteni svi teški minerali zatvaranjem štipaljke prekine se ispuštanje pretežitog dijela teške tekućine i time odvoje mineralna zrna lake frakcije na njezinoj površini. Nakon što je filtrirana tekućina s teškom frakcijom ispuštena, mineralna se zrna na filter-papiru isperu alkoholom, suše i važu. Iz razlike težine cijelog uzorka i težine "teške frakcije" izračuna se težinski postotak teške frakcije u uzorku. Na donjem se lijevku promijeni filter-papir



Slika 6–3 Pribor za separaciju teške i lake mineralne frakcije metodom teških tekućina.

i ispusti sva teška tekućina i laka frakcija iz gornjeg lijevka, filtrira, ispere alkoholom, suši, važe i izračuna težinski % "lake frakcije". Prije ispiranja alkoholom teške i lake frakcije potrebno je odstraniti čašu s filtriranom teškom tekućinom da se ne razrijedi alkoholom, pa se teška tekućina na taj način može ponovno iskoristiti za izdvajanje teške i lake mineralne frakcije.

Za daljnja se istraživanja od teške i lake frakcije izrade rasuti mikroskopski preparati, a polarizacijskim mikroskopom na najmanje 300 zrna određuje se kvalitativni i kvantitativni mineralni sastav teške i lake frakcije. Podaci o udjelu pojedinih minerala prikazuju se numerički ili grafički, i to izraženo u postocima od ukupnog broja zrna, posebno za tešku, posebno za laku frakciju (tablica 6–2).

3) **Magnetska separacija** temelji se na svojstvima magnetske susceptibilnosti minerala, tj. na odnosu intenziteta magnetiziranja minerala i jačine magnetskog polja. Susceptibilnost ovisi o magnetskom momentu određenih iona i o njihovoj koncentraciji u svakom pojedinom mineralu, posebice za ione dvovalentnog i trovalentnog željeza i mangana. Već kod vrlo malih promjena u količini tih iona u mineralu intenzivno se mijenja magnetska susceptibilnost. Kod granata, primjerice, susceptibilnost izrazito varira ovisno o njihovom kemijskom sastavu i o količini Fe i Mn iona: za spesartin (Mn–Al granat) susceptibilnost iznosi 81, almadin (Fe–Al granat) 68, andradit (Ca–Fe granat) 49, a za pirop (Mg–Al granat) susceptibilnost je 0.

Magnetska separacija minerala najčešće se izvodi magnetskim separatorom koji je konstruirao Frantz, pa se naziva *Frantzov izodinamski magnetski separator*. Aparat se sastoji od snažnog elektromagneta s polovima oblikovanim tako da je između njih ugrađen dugački uski kanal po kojemu se promjenom nagiba između magnetskog polja polagano naniže kreću mineralna zrna. Kanal je konstrukcijski izveden tako da nakon otprilike prve trećine njegove dužine postoji usko izbočenje kojim se kanal dalje dijeli u dva uzdužna kanala. Elektromagnet se zajedno s kanalom može nagibati oko uzdužne osi za točno određeni kut, a jednako tako i oko poprečne osi postavljati od horizontalnog do kosog položaja. Biranjem poprečnog nagiba kanala i brzinom vibracija regulira se brzina kretanja mineralnih zrna duž kanala, a promjenom uzdužnog nagiba kanala i promjenom intenziteta magnetskog polja u ovisnosti o promjeni jakosti struje regulira se privlačenje magnetičnih minerala prema odabranoj magnetskoj susceptibilnosti. Na taj način mineralna zrna pri putovanju duž nagnutog kanala nailaze na magnetsko polje, pa ona s nižom susceptibilnošću

nastavljaju putovati nepromijenjenom putanjom, tj. donjim kanalom, a ona s višom susceptibilnošću budu privučena prema magnetu i skreću u gornji kanal. Na kraju kanala postavljene su dvije posude u koje se usipaju magnetični, odnosno nemagnetični minerali.

Budući da se promjenom uzdužnog kuta nagiba kanala i promjenom jačine magnetskog polja može po volji mijenjati susceptibilnost, to će se već i za male razlike vrijednosti susceptibilnosti minerala moći obaviti njihova magnetska separacija. Naime, iz tablica s vrijednostima kuta uzdužnog i poprečnog nagiba kanala, kao i intenziteta magnetskog polja u ovisnosti o promjeni jakosti struje, te vrijednosti magnetske susceptibilnosti svakog pojedinog minerala, gotovo svi minerali mogu se odijeliti u manje i više magnetičnu frakciju, tj. u kanalu skretanjem putanje u magnetskom polju međusobno odijeliti u dvije grupe.

Frantzovim izodinamskim magnetskim separatorom moguće je odvajanje zrna dimenzija između 0,1 i 0,2 mm, ali se optimalni rezultati dobivaju sa zrnima promjera od 0,12 do 0,17 mm. Kod manjih zrna separaciju ometa stvaranje elektrostatičkih sila kojima se zrna okupljaju u grudice, a kod većih zrna elektromagnetske su sile preslabe da bi skrenule, tj. privukle k sebi takva zrna i promijenile njihovu putanju u viši kanal.

6.3. Klasifikacija pješčenjaka

Pješčenjaci se odlikuju velikom raznolikošću mineralnog i granulometrijskog sastava, te strukture i postanka, jer im detritus može potjecati od različitih matičnih stijena, a i fizikalni i kemijski uvjeti pri trošenju, kao i hidrodinamički uvjeti i okoliši taloženja mogu im biti vrlo različiti. Zbog toga pri klasifikaciji pješčenjaka postoje brojne poteškoće.

Do danas je u literaturi objavljeno tridesetak različitih klasifikacija pješčenjaka, no ni jedna nije u potpunosti uspjela sveobuhvatno sistematizirati sve pješčenjake prema sastavu, strukturi, podrijetlu detritusa s obzirom na matične stijene i način njihovog trošenja, uvjetima i okolišu taloženja pješčanog detritusa i dijagenetskim promjenama u njemu.

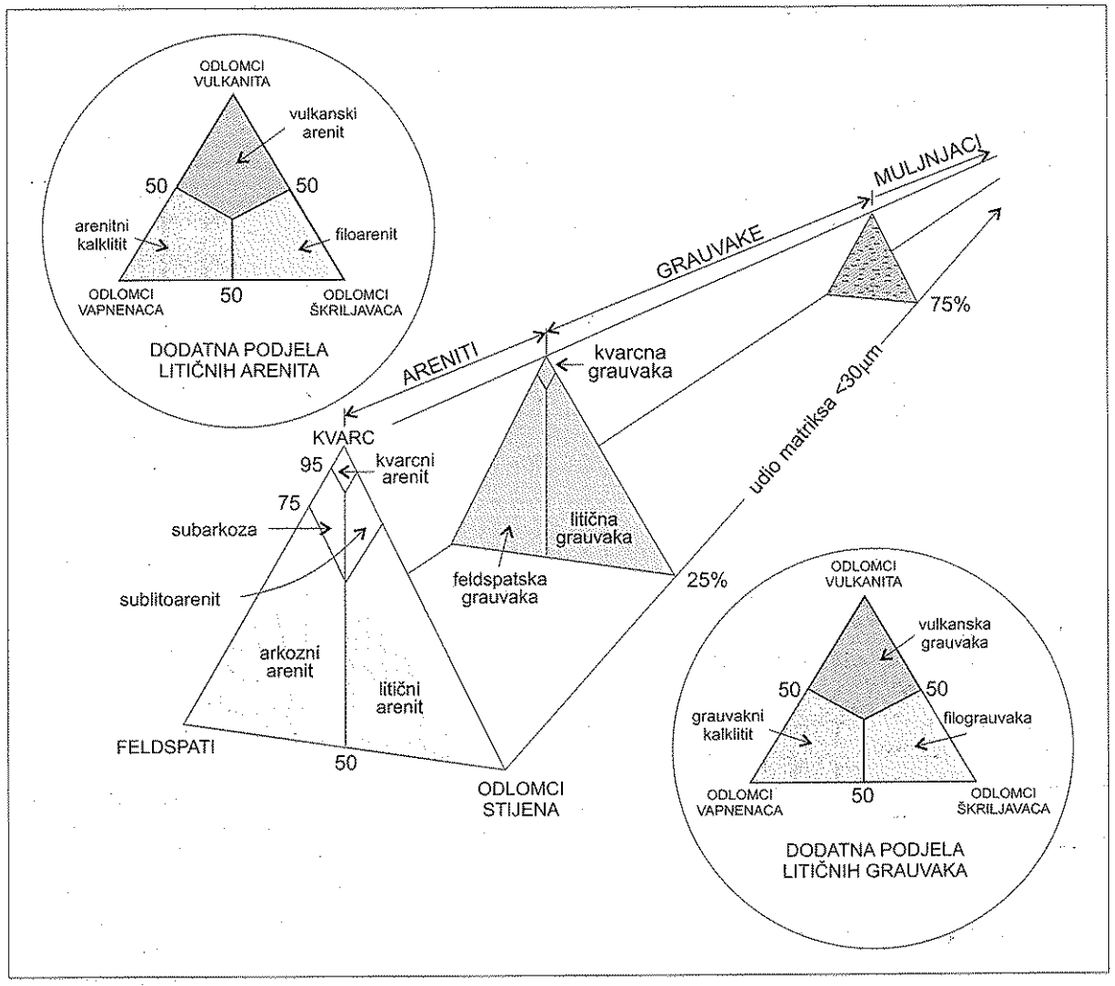
Sve te klasifikacije nastale su iz potrebe da se pješčenjaci sistematiziraju tako da svaki izdvojeni tip pješčenjaka ima jasne genetske značajke u pogledu podrijetla detritusa, uvjeta trošenja i sedimentoloških značajki s obzirom na način transporta i uvjete i okoliše taloženja, kao i da se omogući korelacija s istim takvim pješčenjacima iz drugih područja.

Pri izradama klasifikacija pješčenjaka autori su pošli od vrlo različitih zahtjeva, stajališta i pretpostavki. Gotovo u svim klasifikacijama kao glavne komponente za razvrstavanje pješčenjaka uzeti su udjeli kvarca, feldspata i odlomaka stijena, dok za ulogu ostalih sastojaka pješčenjaka od klasifikacije do klasifikacije postoji vrlo velika raznolikost. Kod nekih se ostali sastojci uopće ne uzimaju u razmatranje, kod drugih uz kvarc, feldspate i odlomke stijena bitnu ulogu ima i matriks (Pettijohn i dr., 1972; sl. 6–4), odnosno i matriks i petrografski tip odlomaka stijena (Konta, 1973).

Klasifikacija Pettijohna, Pottera i Sievera (1972) temelji se na međusobnim udjelima matriksa, kvarca, feldspata i odlomaka stijena, pri čemu se udjeli tih četiriju bitnih komponenata sastava pješčenjaka prikazuju na trodimenzionalnom dijagramu: udjeli triju glavnih komponenata, tj. *kvarca, feldspata* i *odlomaka stijena* prikazani su dvodimenzionalno u obliku istokračnog trokuta, a četvrta komponenta, tj. *matriks*, prikazana je u trećoj dimenziji u obliku položene piramide (sl. 6–4). Presjeci okomiti na visinu piramide kojom je prikazan udio matriksa istokračni su trokuti s udjelima kvarca, feldspata i odlomaka stijena, kako to prikazuje sl. 6–4.

Autori pritom smatraju da matriks obuhvaća sav sitnozrnasti materijal dimenzija <30 μm. Granica od 30 μm uzeta je radi toga što je to debljina mikroskopskog izbruska, odnosno to je krajnja granica do koje se u mikroskopskom izbrusku još mogu promatrati individualizirana zrna. Zrnca promjera <30 μm tanja su od debljine mikroskopskog izbruska i u prolaznom svjetlu mikroskopa na fiziografske značajke utječu dva ili više zrna koja se nalaze jedno iznad drugoga.

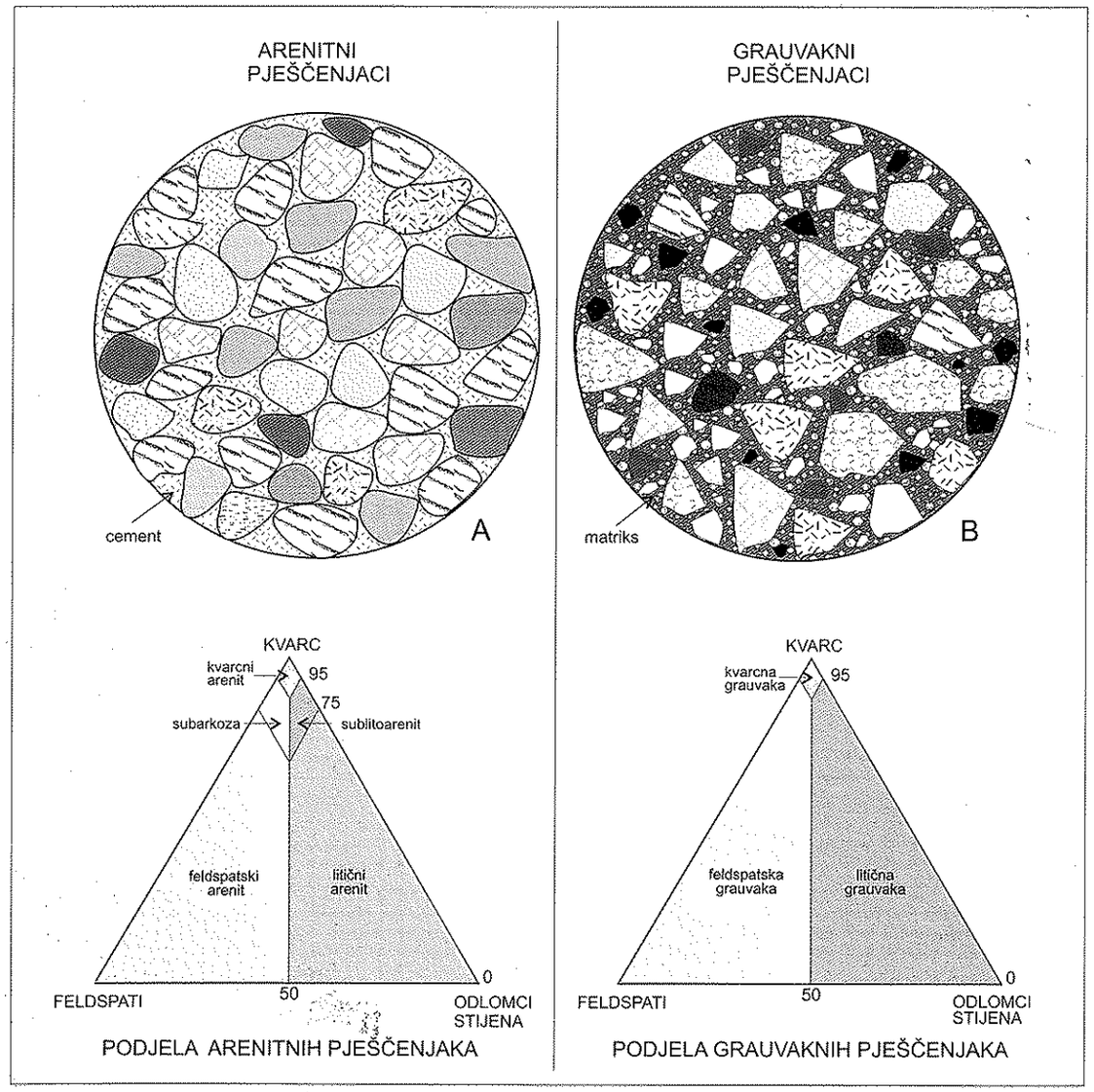
Pod matriksom tu su obuhvaćene sljedeće inačice:



Slika 6–4 Klasifikacija pješčenjaka na temelju međusobnih udjela kvarca, odlomaka stijena, feldspata i matriksa (Pettijohn i dr., 1972).

– *protomatriks* ili detritični glinovito–prahoviti materijal koji je transportiran i taložen zajedno sa zrnima pijeska;
– *ortomatriks* ili materijal nastao rekristalizacijom glinovito–prahovitog detritusa;
– *pseudomatriks* ili produkti plastičnih deformacija i drobljenja odlomaka mekanih laporovitih i glinovitih sedimenata zbog nadslojnog tlaka pri većim dubinama prekrivanja, i
– *epimatriks* ili produkti dijagenetskih izmjena manje rezistentnih odlomaka stijena.

S obzirom na količinu matriksa autori izdvajaju dvije temeljne skupine pijesaka i pješčenjaka:
– prvoj skupini pripadaju čisti pješčenjaci ili **areniti**, koji sadrže do 15% matriksa (sl. 6–4 i 6–5A), a
– drugoj skupini pripadaju nečisti pješčenjaci ili **grauvake** (“*wackes*”), u kojima je udio matriksa veći od 15% (sl. 6–4 i 6–5B).



Slika 6–5 Shematski prikaz razlika u sastavu i strukturi čistog (arenitnog) i grauvaknog pješčenjaka: A – *Feldspatski arenit* se sastoji od zrna feldspata, kvarca i odlomaka stijena, ima zrnsku potporu i u intergranularnim porama sadrži kemijski izlučeni mineralni cement; B – Litična grauvaka se sastoji od odlomaka stijena i zrna kvarca te glinovito–kloritnog matriksa, a zrna imaju matriksnu potporu (sivo).

Po ovom trodimenzionalnom klasifikacijskom sustavu pješčenjaci su promatrani, uz postupno smanjenje udjela pješčanih zrna i porast udjela glinovito–prahovitog detritusa, u kontinuitetu sedimentacije pješčanog, prahovitog i muljevito–glinovitog detritusa, odnosno u postupnom prijelazu u prahovnjake (siltite), odnosno pelitne sedimente (sl. 6–4).

Kontina klasifikacija pješčenjaka (1973) uzima u obzir cjelokupan sastav pješčenjaka i promatra ih kao stijene koje su po svojem sastavu kombinacija triju glavnih komponenata:

- svih odlomaka stijena, feldspata, klorita i tinjaca,
- detritičnih zrna kvarca, i
- lutitnog (= prahnog, prahovito–glinovitog i glinovitog) matriksa.

Kontina klasifikacija je genetska: pješčenjaci su svrstani u dvije serije s obzirom na podrijetlo detritusa i petrografski tip izvorišnih stijena iz kojih pješčani detritus potječe: seriju grauvaknih pješčenjaka i seriju arkoznih pješčenjaka.

Grauvakni pješčenjaci (*grauvake*) potječu od trošenja sedimentnih, metamorfnih i neutralnih do bazičnih eruptiva, pa su to po genetskoj definiciji pješčenjaci u kojima, uz prevladavanje odlomaka stijena nad feldspatima, među odlomcima stijena prevladavaju odlomci sedimentnih, metamorfnih i bazičnih do neutralnih magmatskih stijena.

Arkozni pješčenjaci (*arkoze*) potječu od trošenja granita, pa su to prema podrijetlu detritusa pješčenjaci u kojima prevladavaju feldspati nad odlomcima stijena, a među odlomcima stijena prevladavaju kiseli magmatiti.

Dodatnim trokomponentnim dijagramom, kojim su određeni međusobni udjeli kvarca, odlomaka stijena i feldspata, grauvake (ili arkoze) podijeljene su na "feldspatske grauvake", "litoklastične grauvake" i "kvarcne grauvake", a ako sadrže >80% kvarca, na "grauvakovite pješčenjake" (80–90% Q) i "kvarcne pješčenjake" (>90% Q).

U nas, kao i u zapadnoeuropskim zemljama i SAD-u, uglavnom se primjenjuje klasifikacija koju su – na osnovi Dottove (1964) klasifikacije – dali Pettijohn i dr. (1972), a koja je prikazana na slikama 6–4 i 6–5.

6.3.1. Arenitni pješčenjaci (areniti)

S obzirom na međusobne udjele kvarca, feldspata i odlomaka stijena među čistim pješčenjacima, odnosno arenitnim pješčenjacima ili arenitima, prema klasifikaciji Pettijohna i dr. (1972), razlikuju se (sl. 6–4 i 6–5A):

- **arkozni** ili **feldspatski areniti**, ako sadrže manje od 75% kvarca i od 25 do 100% feldspata, a udio odlomaka stijena im je manji od udjela feldspata;
- **subarkoze**, ako je udio kvarca između 75 i 95%, a feldspata ima više od odlomaka stijena;
- **litični areniti** ako sadrže manje od 75% kvarca i od 25 do 100% odlomaka stijena, a udio feldspata manji je od udjela odlomaka stijena;
- **sublitoareniti**, ako je udio kvarca od 75 do 95%, a odlomaka stijena ima više od feldspata, i
- **kvarcni areniti**, ako u pješčanoj frakciji sadrže više od 95% kvarcnih zrna.

6.3.1.1. Arkozni areniti i subarkoze (feldspatski areniti)

Arkozni ili **feldspatski areniti** i **subarkoze** matriksom su siromašni ili bezmatriksni pješčenjaci koji pretežito sadrže uglasta, rjeđe slabo zaobljena, slabo sortirana zrna kvarca i feldspata, a udio odlomaka stijena je manji od udjela feldspata (sl. 6–5A i 6–6).

Kvarc je u pravilu prevladavajući sastojak, a ponegdje se mogu naći i arkozni areniti u kojima

Slika 6–6 Loše sortirani feldspatski ili arkozni arenit: svježa uglasta zrna mikroklina i kiselih plagioklasa prevladavaju nad zrnima kvarca i odlomcima granitoidnih stijena. Cement je mikrokristalasti kalcit. Miocen, bušotina LŠ–1, dubina 1044 m, Lešćan. Nikoli ukriženi, širina slike = 3,3 mm.

feldspati prevladavaju nad kvarcom (sl. 6–6). Većina kvarcnih zrna pripada polikristalnom tipu.

Feldspati mogu biti potpuno svježi (sl. 6–6), manje ili više izmijenjeni ili intenzivno kaolinizirani ili sericitizirani, a najčešće pripadaju mikroklinu i kiselim plagioklasima (albitu i oligoklasu).

Boja arkoznih ili feldspatskih arenita je crvenkasta, crvenkastosmeđa, ružičasta ili rjeđe svijetlosiva do siva. Crvenkasta i ružičasta boja potječe od ružičastog mikroklina ili od crvene kaolinitne gline pigmentirane Fe-oksidima i hidroksidima.

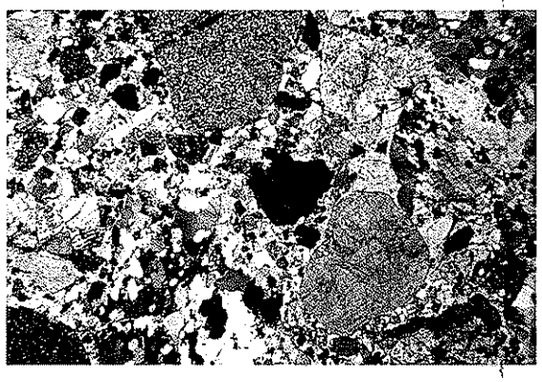
Osim kvarca i feldspata arkozni areniti i subarkoze sadrže i detritične tinjce (muskovit, biotit, kloritizirani biotit), koji su obično orijentirani paralelno sa slojevitošću. Arkozni areniti koji čine prijelaz prema litičnim arenitima, a takvi su oni čiji materijal potječe od trošenja različitih feldspatima bogatih stijena, sadrže i promjenljivi udio odlomaka stijena, uglavnom *odlomaka granitoida i gnajseva.*

Pettijohn (1975) navodi sljedeći prosječni mineralni sastav arkoznih arenita: 38–57% kvarca, 19–46% feldspata, 1–7% tinjaca, oko 5% odlomaka stijena i 7–15% kaolinitnog matriksa.

Locus typicus arkoza iz Auvergnea (Francuska), gdje je za feldspatske pješčenjake po prvi puta primijenjeno ime "arkoza", sadrži oko 53% kvarca, 19% feldspata (uglavnom mikroklina), oko 7% tinjaca, 15% kaolinitnog matriksa i oko 4% odlomaka stijena (Huckenholz, 1963).

Arkozni ili feldspatski areniti najčešće su cementirani kalcitnim cementom, koji u pravilu potiskuje kvarc i feldspate po rubovima tih zrna. Neki arkozni areniti (*arkoze*) mogu sadržavati i manju količinu kaolinita i Fe-oksida ili hidroksida. Kaolinit potječe od trošenja – **kaolinizacije** – feldspata, a Fe-oksidi od trošenja silikatnih minerala koji sadrže Fe.

Mineralni sastav i struktura arkoznih ili feldspatskih arenita jasno upućuje na to da su matične stijene iz kojih trošenjem potječe detritus bili granitni i/ili gnajsni masivi. Prema tome, ti su tipovi arenita strogo vezani za određeno mjesto i vrijeme, tj. taložne okoliše u blizini intenzivnog trošenja i erozije granitoidnih i/ili gnajsnih masiva sa strmim reljefom i u pravilu hladnom ili aridnom klimom gdje je kemijsko trošenje feldspata slabo ili



Slika 6–7 Litični arenit sastavljen od polikristalnih zrna kvarca i odlomaka kvarcita te vrlo dobro zaobljenih odlomaka rožnjaka (u središtu gore), dolomita i kristalastih škriljavaca. U intergranularnim porama izlučen je mikrokristalasti kalcitni cement. Baden, kamenolom Bizek, Medvednica. Nikoli ukriženi; širina slike = 3,3 mm.

spriječeno brzim transportom i taloženjem. Arkozni se areniti, međutim, pojavljuju i u tropskim klimatskim područjima s jakim kišama.

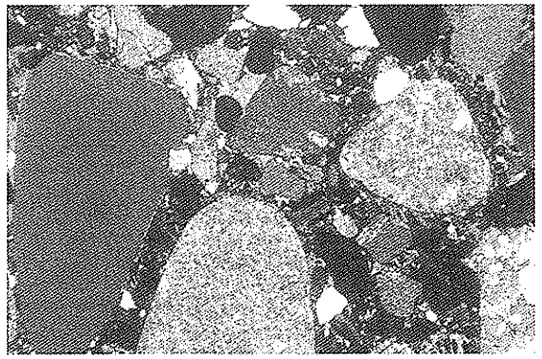
Subarkoze su feldspatski pješčenjaci koji po međusobnim udjelima kvarca i feldspata čine prijelaz od arkoznih arenita u kvarcne arenite, tj. udio kvarca im varira između 75 i 95% (sl. 6–4 i 6–5A).

6.3.1.2. Litični areniti i sublitoareniti

Litični areniti su čisti pješčenjaci bez detritičnog matriksa ili s vrlo malim udjelom takvog matriksa koji pretežito sadrže zrna kvarca i odlomke stijena, a udio je zrna feldspata podređen u odnosu na odlomke stijena (sl. 6–5A i 6–7).

Tipični primjerci litičnih arenita imaju sljedeći sastav: *kvarc* 50 do 65%, *odlomci stijena* 30 do 40%, *feldspati* 1,5 do 5% i *tinjci* do 3% (Pettijohn, 1975).

Sublitoareniti čine prijelazni tip pješčenjaka između litičnih i kvarcnih arenita. Sadrže između 5 i 25% odlomaka stijena, od 75 do 95% kvarca, a udio je feldspata manji od udjela odlomaka stijena (sl. 6–4 i 6–5A).



Slika 6–8 Kalklitit – litični arenit – bogat odlomcima karbonatnih stijena: prevladavaju dobrozaobljeni odlomci kasnodijagenetskih mikrokristalastih dolomita (svijetla zrna) i ranodijagenetskih kriptokristalastih dolomita (tamna zrna) nad odlomcima kristalastih škriljavaca (vrlo tamna zrna), kvarcita i zrnaca kvarca (bijela zrna). U intergranularnim porama izlučen je mikrokristalasti kalcitni cement. Miocen, bušotina Ladislavci 5 (La–5), istočna Slavonija, dubina 2184,05 m. Širina slike = 5,3 mm.

Odlomci stijena u litičnim arenitima i sublitoarenitima uglavnom pripadaju metamorfnim stijenama niskog stupnja metamorfoze i sedimentnim stijenama iz skupine litičnih pješčenjaka i pelitnih sedimenata (prahovnjaka, muljnjaka i šejlova), ali se u njima mogu naći i znatne količine odlomaka vulkanskih stijena.

Ako među odlomcima stijena prevladavaju odlomci kristalastih škriljavaca niskog stupnja metamorfoze, posebice slejtova, filita, tinjčevih i kvarc–sericitnih škriljavaca, takvi se litični areniti nazivaju **šistarenit** ili **filoarenit**, a ako prevladavaju odlomci vapnenaca i dolomita to su **kalklititi** (sl. 6–8).

Kalklititi (*calclithite* – Folk, 1959, 1968; Pettijohn, 1975) su terigeni pješčenjaci koji sadrže više od 50% karbonatnih zrna koja potječu od trošenja i erozije starijih vapnenaca i dolomita i genetski pripadaju klastičnim sedimentnim stijenama iz skupine litičnih arenita (sl. 6–8) ili litičnih grauvaka.

S obzirom da pretežito sadrže klaste geološki starijih vapnenaca, hrvatski petrolozi i sedimentolozi često za njih koriste naziv "vapnenački pješčenjaci" po analogiji s vapnenačkim brečama ili vapnenačkim konglomeratima, jer su to po postanku također klastiti sastavljeni od klasta vapnenaca, ali, za razliku od breča i konglomerata, po granulometrijskom sastavu pripadaju pješčanim sedimentima.

Kalklitite treba razlikovati od kalkarenita i kalkarenacejskih pješčenjaka, ali i vapnenačkih pješčenjaka ili "***calcareous***" pješčenjaka (*calcareous sandstone* – Pettijohn i dr., 1972).

Naziv **kalkarenit** (*calcarenite*) uveo je Grabau (1904) za detritične vapnence i vapnenačke pijeske sastavljene od karbonatnih zrna – intraklasta, ooida i peleta veličine od 0,063 do 2 mm. Danas se termin kalkarenit koristi kao općeniti naziv za mehanički taložene karbonatne stijene, tj. detritične vapnence, koji sadrže više od 50% odlomaka karbonatnih stijena dimenzija pijeska – 0,063–2 mm (Carozzi, 1960). Pritom su ti odlomci ili zrna obično definirani kao zrna intrabazenskog podrijetla (intraklasti, ooidi, kršje fosila – Pettijohn i dr., 1972) ili kao intraklasti nastali erozijom više ili manje očvrsnutih karbonatnih stijena unutar sedimentacijskog prostora (Füchtbauer, 1974).

Vapnenački ("*calcareous*") pješčenjak je klastična sedimentna stijena pretežito sastavljena od siliciklastičnih zrna i kalcita, odnosno stijena koja, za razliku od kalklitita, ne sadrži vapnenačke klaste nego sadrži vapnenačko vezivo bilo u obliku kalcitnog cementa, bilo u obliku karbonatnog mulja – mikrita.

Ako u pješčenjacima uz siliciklastična zrna, čiji je udio >50%, postoji i znatni udio karbonatnog detritusa među kojem prevladava fosilni detritus (kršje i ljušturice fosila), ooidi i drugi biokemijski sastojci, takvi se pješčenjaci ubrajaju u posebnu skupinu miješanih pješčenjaka, poznatih pod imenom **kalkarenacejski pješčenjaci** (vidi odjeljak 6.3.3.1).

Litični areniti koji sadrže mnogo odlomaka rožnjaka nazivaju se **rožnjački areniti** (*chert arenite* – Pettijohn i dr., 1972).

Pri odlomcima rožnjaka osobitu pozornost treba posvetiti razlikovanju detritičnih zrna rožnjaka od odlomaka devitrificiranog kiselog vulkanskog stakla ili riolita, koji su mikrofiziografski obično vrlo slični. To je važno stoga što u slučaju da su to

odlomci devitrificiranog vulkanskog stakla ili riolita (a ne odlomci rožnjaka) to nisu rožnjački areniti nego **vulkanski areniti**, koji među odlomcima stijena sadrže i znatne količine odlomaka vulkanskih, tj. efuzivnih, pretežito kiselih stijena.

Odlomci bazičnih efuziva se u vulkanskim arenitima ne nalaze često, osim spilita i dijabaza, jer su bazični efuzivi podložniji trošenju ili raspadanju u matriks (*epimatriks*).

Odlomci vulkanskih, odnosno efuzivnih stijena – epiklasti – ne smiju se zamijeniti s vulkanoklastičnim (piroklastičnim) materijalom koji je proizvod vulkanskih erupcija i taloženja vulkanskog pepela i aglomerata, jer pješčenjaci koji sadrže takav materijal pripadaju **tufitima** (vidi odjeljak 8.1.1 i tablice 8–2 i 8–3).

U litičnim arenitima i sublitoarenitima odlomci stijena, zrna kvarca i feldspata u pravilu su uglasti ili samo slabo zaobljeni, a gotovo nikada dobro zaobljeni. Uz ove sastojke litični areniti općenito sadrže i manju količinu detritičnih listića tinjaca, uglavnom muskovita i biotita.

Detritični matriks – *protomatriks* – u ovom je tipu pješčenjaka odsutan ili je prisutan u neznatnoj količini (sl. 6–7), ali u njima može biti prisutan *pseudomatriks* nastao drobljenjem i plastičnim deformacijama odlomaka laporovitih i glinovitih stijena. Takvi odlomci mogu pri kompakcijskim dijagenetskim procesima zbog tlaka nadslojeva biti zgnječeni i utisnuti u međuprostore zrna, tako da izgledaju kao matriks.

Uobičajeni cement u litičnim arenitima je kemijski izlučeni kalcit, a rjeđe to može biti kvarc ili opal.

Litični su areniti najrasprostranjeniji tip pješčenjaka u litosferi, jer je njihov detritus najčešći produkt intenzivnog fizikalnog i u manjoj mjeri kemijskog trošenja gotovo svih kiselih i neutralnih magmatskih stijena, praktički svih metamorfnih stijena, kao i srednjozrnastih i sitnozrnastih klastičnih i karbonatnih sedimentnih stijena. To su nezreli pješčenjaci koji sadrže mnoge kemijski i fizikalno nestabilne odlomke stijena. U uvjetima u kojima prevladava intenzivno kemijsko i fizikalno trošenje nestabilni se odlomci raspadaju, dijelom prelaze u otopljeno stanje, a dijelom u sitnozrnasti *epimatriks*.

Općenito govoreći, litični se areniti talože tamo gdje je na velikom prostoru vladala snažna erozija petrografski različitog terena koji se pretežito sastojao od metamorfnih, ali i sedimentnih stijena, i s kojeg je nakon snažnog trošenja nastali detritus u velikim količinama prenošen u taložni prostor. Karakteristični okoliši taloženja litičnih arenita su veliki riječni tokovi, delte i dubokomorski okoliši (turbiditi i submarinske lepeze).

6.3.1.3. Kvarcni areniti

Kvarcni areniti (prije često nazivani "ortokvarciti", a kod nas u nekim krajevima poznati pod nazivom **kremenjaci**) sedimentološki su zreli pješčenjaci u kojima udio kvarcnih zrna u odnosu na ukupnu količinu pješčanog detritusa prelazi 95% (sl. 6–4 i 6–5A).

U tim pješčenjacima *kvarc* je zastupljen monokristalnim, dobro sortiranim, često i dobro zaobljenim zrnima.

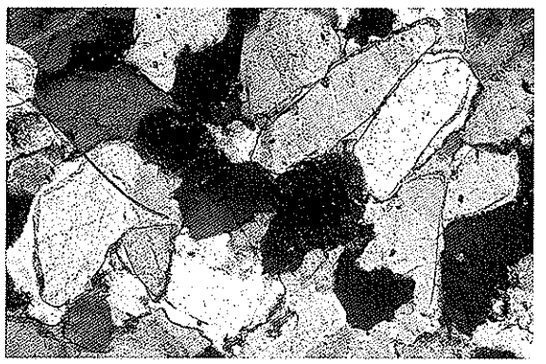
Nerijetko se jasno opažaju učinci tlačnog otapanja, tj. zupčasta i stilolitna urastanja jednog zrna u drugo. Udio ostalih mineralnih sastojaka u tim je pješčenjacima vrlo mali. Pojedini primjerci mogu sadržavati odlomke rožnjaka i kvarcita, ali s vrlo malim udjelom.

Tipični akcesorni minerali kvarcnih arenita najrezistentniji su *teški minerali*: dobro zaobljeni turmalin i cirkon, a rjeđe rutil i ilmenit.

Zrna pješčanih dimenzija u čvrstu su stijenu, u pravilu, cementirana *kvarcnim cementom*, koji je obično izlučen oko detritičnih kvarcnih zrna kao *sintaksijalni obrubni cement*, tj. u istoj optičkoj orijentaciji kakvu ima i detritično zrno (sl. 6–9). Takvo zrno kvarca sa sintaksijalnim cementom poznato je kao "kvarc s regeneracijskim rubom".

S porastom količine detritičnih feldspata kvarcni areniti postupno prelaze u **subarkoze**, a s porastom udjela odlomaka stijena u **sublitoarenite**. U ovom, posljednjem slučaju, usporedno s porastom udjela odlomaka stijena raste i udio polikristalnih zrna kvarca.

Kao cement u intergranularnim porama kvarcnih zrna u nekim varijetetima kvarcnih arenita može se izlučiti *opal* ili *kalcedon*.



Slika 6–9 Izvrsno sortirani kvarcni arenit: kvarcna zrna s regenerativnim rubovima ili sintaksijalnim obrubnim kvarcnim cementom koji raste oko detritičnih kvarcnih zrna u istoj optičkoj orijentaciji kakvu ima i detritično zrno, što se kod ukriženih nikola zamjećuje po istodobnom potamnjenju detritičnog zrna i cementnog ruba oko zrna. Bušotina Bizovac–2, 1671 m. Nikoli ukriženi; širina slike = 1,36 mm.

Kalcedonski cement je obično zastupljen vlaknastim kristalima orijentiranim okomito na površinu detritičnog zrna. *Opalni cement* se nalazi samo u geološki mladim kvarcnim arenitima, jer je opal u starijim pješčenjacima prekristaliziran u kalcedon ili u kvarc. U kvarcnim arenitima mlađeg mezozoika i tercijara često se pojavljuje *kalcitni cement*, a rjeđe i *dolomitni cement*. Kristali u kalcitnom cementu u pravilu su velikih dimenzija i u sebe uklapaju više detritičnih zrna kvarca, pa je to *pojkilotipni cement*.

Kvarcni su areniti tipični pješčenjaci stabilnih kontinentalnih štitova i rubnih pojasa geosinklinalnih bazena. Visoki udio detritičnih kvarcnih zrna, dobra sortiranost i zaobljenost zrna, te prisutnost samo najstabilnijih akcesornih minerala i odlomaka stijena upućuju na visok stupanj petrološke zrelosti tih pješčenjaka. To je posljedica intenzivnog kemijskog trošenja i dugotrajnog prijenosa detritusa od matičnih stijena do mjesta taloženja. Ti su pješčenjaci konačni produkti snažnog i dugotrajnog kemijskog i fizikalnog trošenja, abrazije i sortiranja detritusa, često nakon više ciklusa pretaloživanja, tj. više ciklusa trošenja, prijenosa i taloženja detritičnih zrna, tako da su preostala samo najrezistentnija mineralna zrna, a rjeđe i odlomci kvarcita.

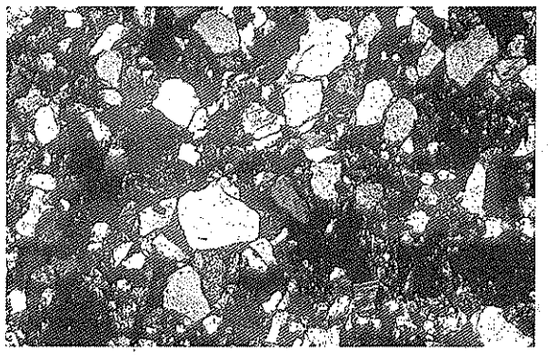
6.3.2. Grauvakni pješčenjaci (grauvake)

Grauvakni pješčenjaci, odnosno "nečisti pješčenjaci" (*graywackes*, *wackes*) su po definiciji (Pettijohn i dr., 1972) stijene bogate detritičnim matriksom (sericit, klorit, sitni kvarc i feldspati, minerali glina, kalcit, siderit, ugljevita tvar) te zrnima kvarca i odlomcima stijena (sl. 6–4 i 6–10).

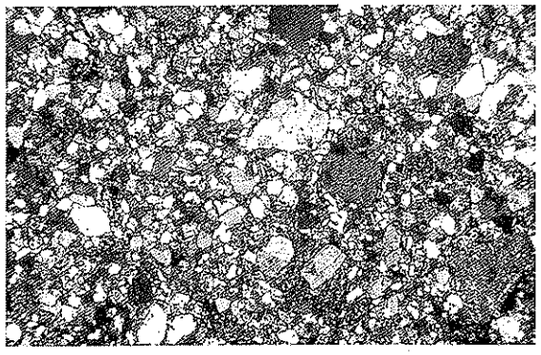
Naziv "*grauvaka*" (od njem. "grauwacke") u geološkoj je literaturi prvi put već u 18. stoljeću primijenjen za tamnosive, čvrsto litificirane, slabo sortirane gornjodevonske i donjokarbonske pješčenjake u Hartzu u Njemačkoj (Lasius, 1789; iz: Pettijohn i dr., 1972). To su pješčenjaci koji pretežito sadrže uglaste fragmente stijena, zrna kvarca i glinovito–sericitno–kloritni matriks koji potječe od trošenja nestabilnih odlomaka stijena (= *epimatriks*).

Prema međusobnim udjelima kvarca, feldspata i odlomaka stijena dijele se u smislu Pettijohn–Potter–Sieverove klasifikacije (sl. 6–4 i 6–5B) na:

- **litične grauvake**, ako sadrže manje od 95% kvarca, a udio odlomaka stijena veći je od udjela feldspata (sl. 6– 10);



Slika 6–10 Litična grauvaka koja se sastoji od loše sortiranih uglastih do poluzaobljenih zrna kvarca, odlomaka vulkanskih stijena (spilita), rožnjaka, kvarcita, prahovnjaka i pješčenjaka, te kvarc–klorit–sericitnog matriksa koji je nastao dijagenetskim promjenama primarnog glinovito–siltoznog matriksa. Pješčenjak iz sedimentne serije unutar ofiolitnog kompleksa Banovine, Brubno. Nikoli ukriženi, širina slike = 3,3 mm.



Slika 6–11 Feldspatska grauvaka sastavljena od uglastih zrna trošnih (alteriranih) feldspata i uglastih, lošesortiranih zrna kvarca, te kloritnog matriksa koji je nastao dijagenetskim promjenama primarnog glinovitog (kaolinitnog?) matriksa. Neogen Savske depresije, bušotina KR–147, dubina 1986 m, Križ kraj Ivanić Grada. Nikoli ukriženi, širina slike = 3,3 mm.

– **feldspatske grauvake**, ako sadrže manje od 95% kvarca, a udio feldspata veći je od udjela odlomaka stijena (sl. 6–11), i
– **kvarcne grauvake**, ako sadrže više od 95% kvarcnih zrna i, naravno, više od 15% matriksa, što je u prirodi rijetka pojava.

Grauvake su u Zemljinoj kamenoj kori vrlo rašireni tip pješčenjaka, a obično im pripada od 20 do 25% svih pješčenjaka. Najčešće su litične grauvake, rjeđe su feldspatske, a rijetke kvarcne grauvake.

Najčešće se nalaze u orogenetskim zonama, od paleozoika do mezozoika, a praktički nedostaju u stabilnim, tektonski neporemećenim kratonskim pojasima. Uglavnom su udružene s ofiolitima u područjima s jakim boranjem. To su marinski sedimenti taloženi u pravilu iz turbiditnih tokova. Međutim, to ne znači da su svi turbiditni ili svi flišni pješčenjaci uvijek i samo grauvake.

6.3.2.1. Litične grauvake

Litične grauvake su matriksom bogati pješčenjaci koji uz kvarc sadrže više odlomaka stijena od feldspata (sl. 6–5B i 6–10).

Kvarc je općenito najobilniji sastojak i u pješčanoj frakciji detritusa njegov je udio u pravilu viši od 50%. Prevladavaju uglasta zrna kvarca s izrazitim valovitim potamnjenjem (sl. 6–10).

Odlomci stijena, koji su uz kvarc najobilniji sastojci grauvaka, u istom tipu pješčenjaka u pravilu pripadaju različitim metamorfnim, magmatskim ili sedimentnim stijenama. *Locus typicus* grauvaka iz Hartza, primjerice, sadrži čak 19 različitih tipova odlomaka stijena. Općenito, u grauvakama prevladavaju odlomci vulkanskih (efuzivnih) stijena, potom škriljavaca niskog i srednjeg stupnja metamorfoze te sedimentnih stijena (sl. 6–10). Od vulkanskih stijena najčešći su odlomci dijabaza, spilita, keratofira, porfira i dacita, od metamorfnih stijena odlomci slejtova, filita, kvarc–sericitnih i tinjčevih škriljavaca i kvarcita, a od sedimentnih stijena odlomci rožnjaka, prahovnjaka (siltita), šejlova i pješčenjaka.

Feldspati grauvaka uglavnom pripadaju samo kiselim do neutralnim plagioklasima, dok su K-feldspati rijetkost.

Matriks litičnih grauvaka je većim dijelom sinsedimentacijski muljeviti i/ili glinoviti detritus (= *protomatriks*) koji je tijekom dijagenetskih procesa pretvoren u gustu smjesu klorita, sericita i kvarca (= *ortomatriks*), što je tipično za paleozojske i mnoge mezozojske litične grauvake (vidi odjeljak 6.4.2.2). Međutim, dio klorit–sericitnog matriksa može potjecati i od dijagenetskih promjena nestabilnih odlomaka stijena, tj. pripadati *epimatriksu*.

Kvarc–sericitno–kloritni matriks može u litičnim grauvakama mjestimice biti potisnut makrokristalastim autigenim kalcitom.

Kao akcesorne sastojke litične grauvake obično sadrže nestabilne i manje stabilne teške minerale.

Tipična litična grauvaka u mikroskopskom izbrusku ima izgled mikrobreče, jer se sastoji od uglastih zrna kvarca i uglastih odlomaka stijena, sa ili bez feldspata, koji su uloženi u gustu osnovnu masu – matriks (sl. 6–5B i 6–10).

Zbog velike količine matriksa, posebice minerala glina i ilita, kao i odlomaka metastabilnih stijena, litične grauvake pripadaju u skupinu pješčenjaka niskog stupnja zrelosti. To su tamnosivi do tamnozelenosivi, loše sortirani pješčenjaci u kojima se na svježim uzorcima već s pomoću povećala dobro opažaju sitna zrnca kvarca i odlomci stijena uloženi u gusti matriks (sl. 6–5B i 6–10).

Zbog velikog udjela glinovito–prahovitog matriksa, kao i odlomaka stijena male otpornosti na trošenje, litične grauvake tercijarne starosti obično nisu čvrsto litificirane ili su na izdancima podložne brzom trošenju jer nisu pretrpjele intenzivnije dijagenetske promjene minerala glina.

Litične grauvake paleozojske i mezozojske starosti u matriksu više ne sadrže minerale glina zbog njihovih dijagenetskih izmjena u klorit ili ilit (vidi odjeljak 6.4.2.2), pa su takve grauvake obično vrlo čvrsto litificirani pješčenjaci velike čvrstoće (sl. 6–10).

Zbog tamnosive do gotovo crne boje, gustog matriksa i svjetlijih zrnaca kvarca u njemu na izdancima se litične grauvake, ako su čvrsto litificirane i neslojevite, na prvi pogled mogu zamijeniti s vulkanskim stijenama (npr. dijabazima i spilitima).

6.3.2.2. Feldspatske i kvarcne grauvake

Feldspatske grauvake su matriksom bogati pješčenjaci koji uz kvarc sadrže znatnu količinu feldspata i odlomaka stijena, pri čemu udio feldspata može varirati u širokim granicama, ali je uvijek viši od udjela odlomaka stijena (sl. 6–4, 6–5B i 6–11).

U pojedinim inačicama feldspatskih grauvaka feldspati su čak obilniji od kvarca. Detritični tinjci (muskovit, biotit i kloritizirani biotit) su česti, ali po udjelu među pješčanim zrnima tek sporedni sastojci.

Matriks feldspatskih grauvaka je, slično kao i kod litičnih grauvaka, u pravilu gusta sitnozrnasta do mikrokristalasta smjesa minerala glina, klorita, sericita, kvarca, karbonata (često siderita) i pirita (sl. 6–11). Minerali glina, posebice kaolinitna skupina, potječu od kemijskog trošenja – kaolinizacije – feldspata (vidi odjeljak 2.1.2), kao i trošenja nestabilnih odlomaka stijena.

Feldspatske grauvake su u odnosu na litične grauvake mnogo rjeđi tip pješčenjaka.

Kvarcne grauvake u pješčanoj frakciji (0,063–2 mm) sadrže malu količinu odlomaka stijena, a veliku količinu kvarcnih zrna (sl. 6–4 i 6–5B), pa su to, za razliku od litičnih i feldspatskih grauvaka, sitnozrnastiji pješčenjaci u kojima sitna zrnca kvarca potječu od raspadanja odlomaka kvarcom bogatih stijena.

Detritus kvarcnih grauvaka uglavnom potječe od trošenja starijih sitnozrnastih kvarcom bogatih pješčenjaka, prahovnjaka (siltita) i šejlova, čije snažno trošenje omogućuje nakupljanje s jedne strane velike količine kvarcnih zrna dimenzija sitnog pijeska i silta, a s druge strane sitnozrnastog glinovito–muljevitog matriksa.

Kvarcne grauvake su rjeđi tip grauvaknih pješčenjaka koji se obično nalazi u aluvijalnim i kontinentalnim talozima, gdje se odlikuju crvenkastosmeđkastom bojom zbog impregnacije matriksa hematitom, getitom i/ili limonitom.

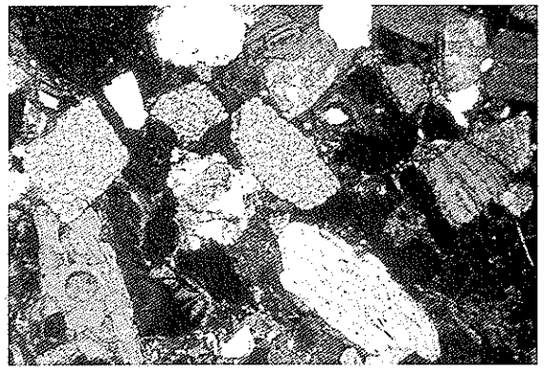
6.3.3. Miješani ili hibridni pješčenjaci

Pijesci i pješčenjaci koji osim siliciklastičnih zrna, tj. kvarca, feldspata, odlomaka silikatnih stijena i tinjaca, sadrže i znatni udio detritusa kemijskog i/ili biokemijskog podrijetla, primjerice, fosilnog detritusa, ooida, onkoida i sl., ili intrabazenskog materijala nekog drugog podrijetla (glaukoniti, fosfati), nisu obuhvaćeni standardnom klasifikacijom pješčenjaka prikazanom na sl. 6–4 i 6–5, već pripadaju posebnoj skupini pješčenjaka.

Tu posebnu skupinu čine **miješani** ili **hibridni pješčenjaci**, unutar kojih se razlikuju kalkarenacejski, zeleni ili glaukonitični, i fosfatni pješčenjaci.

6.3.3.1. Kalkarenacejski pješčenjaci

Kalkarenacejski pješčenjaci (*calcarenaceous sandstones* – Pettijohn i dr., 1972) klastiti su iz genetske skupine miješanih klastičnih i kemijsko–biokemijskih stijena sastavljeni od mješavine detritičnih zrna ekstrabazenskog podrijetla (>50% siliciklasta, tj. kvarca, feldspata, odlomaka stijena, tinjaca) i vapnenačkih zrna kemijsko–biokemijskog postanka, odnosno zrna intrabazenskog podrijetla (10–50% bioklasta, fosila, intraklasta, peleta, ooida i onkoida).



Slika 6–12 Kalkarenacejski pješčenjak koji sadrži siliciklastični i intrabazenski vapnenački i fosilni detritus. Od siliciklastičnih zrna prevladavaju zrna monokristalnog i polikristalnog kvarca nad odlomcima kvarcita i škriljavaca visokog stupnja metamorfoze, od fosilnog detritusa bioklasti krupnih bentosnih foraminifera, koralinaceja, briozoja i školjkaša, od intrabazenskog vapnenačkog detritusa intraklasti mikritnih i biomikritnih vapnenaca, a od ekstrabazenskog karbonatnog detritusa odlomci kasnodijagenetskih dolomita. U intergranularnim porama izlučen je mikrokristalasti kalcitni cement. Miocen, bušotina Ladislavci 5 (La–5), istočna Slavonija, dubina 2185,6 m. Širina slike = 3,3 mm.

Za razliku od **kalklitita**, koji pripadaju litičnim arenitima ili litičnim grauvakama jer sadrže odlomke starijih vapnenaca i/ili dolomita (sl. 6–8), kalkarenacejski pješčenjaci uz siliciklaste sadrže i znatan udio intrabazenskog fosilnog detritusa ili ooida i/ili onkoida i peleta (sl. 6–12). S porastom udjela vapnenačkih zrna intrabazenskog podrijetla postupno prelaze u biokalkarenitne vapnence, a ako im udio vapnenačkih zrna intrabazenskog podrijetla pređe 50% to više nisu kalkarenacejski pješčenjaci već **vapnenci biokalkarenitnog** ili **kalkarenitnog tipa** (Tišljar, 2001).

Kao *fosilni detritus* u kalkarenacejskim pješčenjacima najčešće su ljušturice bentosnih foraminifera, kršje skeleta bodljikaša, koralinaceja, briozoja, školjkaša i gastropoda (npr. u flišu Istre i u badenskim bioklastičnim pješčenjacima sjeverozapadne Hrvatske).

Karbonatna zrna intrabazenskog podrijetla – intraklasti, ooidi ili onkoidi i peleti – u kalkarenacejskim pješčenjacima obično imaju manji udio od fosilnog detritusa. U pravilu, kalkarenacejski su pješčenjaci cementirani *-kalcitnim cementom*, premda mogu sadržavati i sitnozrnasti karbonatno–glinoviti (laporoviti) matriks.

U badenskim naslagama sjeverozapadne Hrvatske to su, primjerice, zajedno s biokalkarenitima pješčenjaci koji često pokazuju jasnu kosu slojevitost jer su bili taloženi na prostranim plažama i barijernim prudovima ili su akumulirani progradacijom prigrebenskih pijesaka u dublje dijelove priobalnih okoliša. Često se nalaze i unutar velikih submarinskih lepeza i delta na donjim dijelovima padina koje u plićim dijelovima sadrže koralinacejske grebene (Tišljar, 1993), kako to prikazuje sl. 5–6.

Kalkarenacejski pješčenjaci se, dakle, genetski razlikuju od kalklitita po postanku vapnenačkih zrna i ne bi se u hrvatskom prijevodu smjeli poistovjećivati s "vapnenačkim pješčenjacima" (vidi odjeljak 6.3.1.2).

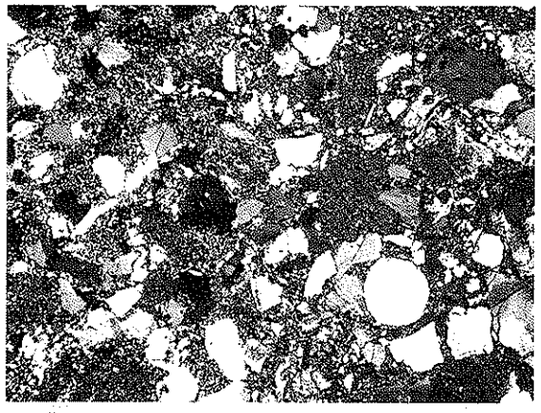
6.3.3.2. Zeleni ili glaukonitični i fosfatni pješčenjaci

Zeleni ili **glaukonitični pješčenjaci** uz siliciklastična zrna (kvarc, feldspate, odlomke stijena, tinjce), sadrže još i znatnu količinu, mjestimice i više od 50%, kuglastih, jajolikih zrna ili grozdastih nakupina sastavljenih od više međusobno slijepljenih zrnaca glaukonita ili smjese glaukonita, klorita, smektita i seladonita (sl. 6–13).

U mikroskopskom izbrusku ta zrna pokazuju zelenu, žućkastozelenu ili plavkastozelenu vlastitu boju, pa su zbog toga i pješčenjaci na izdancima i uzorcima sivkastozelene ili zelene boje po kojoj su i dobili ime **zeleni pješčenjaci**.

Pojedini tipovi glaukonitičnih pješčenjaka sadrže i varijabilni udio fosilnog detritusa (npr. glaukonitični pješčenjaci u badenskim sedimentima okolice Novog Marofa – Špalj i Tišljar, 1988).

Zelena i *glaukonitna zrna* promatrana u mikroskopskom izbrusku pri uključenom analizatoru pokazuju da su sastavljena od mikrokristalastih do kriptokristalastih agregata *glaukonita* i/ili *klorita* i *smektita*. Za kuglasta i jajolika glaukonitna zrna, morfološki istovjetna fekalnim peletima, smatra se



Slika 6–13 Glaukonitični (zeleni) pješčenjak: uz uglasta zrna kvarca, odlomke rožnjaka, kvarcita, škriljavaca niskog stupnja metamorfoze bitan sastojak su i glaukonitna zrna nastala glaukonitizacijom vulkanoklastičnog detritusa. Pješčenjak ("Maceljski pješčenjak") se odlikuje razmjerno velikim udjelom laporovitog (mikrokristalastog kalcitno–glinovitog) matriksa. Maceljska gora, bušotina KMT–12 na trasi autoceste Krapina–Macelj. Nikoli ukriženi, širina slike = 3,3 mm.

da su nastala procesima glaukonitizacije fekalnih peleta ili nekih drugih kuglastih zrna biogenog podrijetla (primjerice foraminifera), u marinskoj sredini kroz razmjerno dugotrajan proces u uvjetima slabog intenziteta sedimentacije nakon transgresije (Odin i Matter, 1981). Slab intenzitet sedimentacije nužan je zbog toga što je proces glaukonitizacije dugotrajan, a pri jačoj sedimentaciji zrna bi bila prije prekrivena novim sedimentima nego što bi taj proces bio završen. Time bi, naravno, daljnja glaukonitizacija bila onemogućena.

Glaukonitna zrna nastala procesima glaukonitizacije fekalnih peleta sastavljena su praktički samo od glaukonita, za razliku od zelenih zrna drukčijeg načina postanka, koja uz *glaukonit* mogu sadržavati i *klorit*, *seladonit*, *smektit*, *šamozit* i sl. Tako, primjerice, čista separirana glaukonitna zrna iz badenskih glaukonitičnih pješčenjaka okolice Novog Marofa pokazuju monomineralni sastav, tj. gotovo u potpunosti se sastoje od glaukonita (Špalj i Tišljar, 1988).

Bubrežaste i grozdaste glaukonitne nakupine iz pješčenjaka Slavonskih planina sastoje se od vrlo sitnih kristalita *glaukonita strukturnog tipa 1M–1Md* i od amorfne tvari (Slovenec, 1986), a u donjomiocenskim "Maceljskim pješčenjacima" zapadnog dijela Hrvatskog zagorja, u kojima se glaukonitni materijal pojavljuje u obliku tamnozelenih kuglastih ili grozdastih detritičnih zrna i svijetlozelenih nakupina unutar matriksa, glaukonitni materijal sadrži između 5 i 40% *smektitnih slojeva* (Tadej i dr., 1997).

Zeleni glaukonitični pješčenjaci ili "Maceljski pješčenjaci" u donjomiocenskim sedimentima Maceljske gore su litoareniti s karakteristikama tufitičnih pješčenjaka, jer uz siliciklastična zrna sadrže kuglasta ili grozdasta detritična zrnca glaukonita i kriptokristalaste glaukonitne agregate unutar matriksa, kao i izmijenjene odlomke vulkanoklastičnog materijala (vulkanskog pepela i stakla, te tufova) iz istodobnog eksplozivnog andezitsko–dacitskog vulkanizma. Smatra se da je glaukonitni materijal nastao procesima glaukonitizacije vulkanoklastičnih čestica u plitkom marinskom okolišu, uz sudjelovanje povećane koncentracije Fe i K iona (Tišljar i Šimunić, 1978; Šimunić i dr., 1990; Tadej i dr., 1997).

U sedimentološkoj i petrološkoj literaturi obično se navodi da su zelena glaukonitna zrna nastala u marinskim okolišima u slabo reduktivnim uvjetima i normalnom salinitetu pri maloj brzini taloženja tijekom vrlo dugog vremena od nekoliko stotina tisuća godina, jer je glaukonitizacija vrlo dugotrajan proces. Prema Odinu (1988) glaukonitizacija se zbiva u dvije faze:

- u prvoj se tvori *feritni smektit,* a
- u drugoj fazi, uz fiksaciju iona K^+, tvori se interstratificirani *glaukonit–smektit* u kojemu se daljnjom fiksacijom iona K^+ postupno smanjuje udio smektitnih slojeva.

Kao matični materijal za postanak zelenih glaukonitnih zrna koji je dijagenetskim promjenama – potiskivanjem – dao ta zrna, najčešće se spominju biotit, peleti, obavijena zrna, foraminifere, vulkansko staklo i vulkanski pepeo.

Fosfatni pješčenjaci su siliciklastični pješčenjaci koji kao cement sadrže kalcij-fosfat (apatit) ili pješčenjaci koji uz siliciklastična pješčana zrna

sadrže i znatan udio fosfatnog detritusa ili fosfatnih ooida.

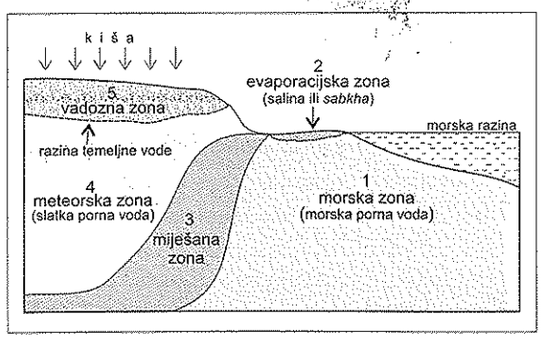
6.4. Dijageneza pješčenjaka

Dijagenetski procesi, koji rahlo pakirani, rasuti, nevezani, vodom natopljeni pijesak postupno pretvaraju u čvrsto litificirani pješčenjak, obuhvaćaju:

- ranodijagenetske procese koji se događaju u još nevezanim pijescima pri malim dubinama prekrivanja, i
- dijagenetske procese na većim dubinama prekrivanja.

U oba slučaja pješčani je sediment podvrgnut djelovanju mehaničkih i kemijskih procesa koji u odnosu na dubinu prekrivanja, mineralni sastav pijesaka i kemizam porne vode ovisno od dijagenetske zone, kao i drugih fizikalno–kemijskih i geoloških uvjeta, nemaju jednak intenzitet i važnost pri prijelazu pijesaka u čvrsto litificirane pješčenjake.

Kemijski dijagenetski procesi u pješčanim sedimentima mogu se zbivati u različitim dijagenetskim zonama, tj. u uvjetima morske zone, evaporacijske zone sa salinama ili *sabkhama*, zone miješane slatke i morske vode, meteorske zone i vadozne zone (sl. 6–14).



Slika 6–14 Shematski prikaz dijagenetskih zona.

6.4.1. Ranodijagenetski procesi

Ranodijagenetski procesi u pijescima uključuju sve reakcije između detritičnih mineralnih zrna pijeska i porne vode sadržane u pijesku od trenutka njegovog taloženja pa do umjerene dubine prekrivanja, tj. u uvjetima dok se na pijesak još nisu nataložile deblje naslage novih sedimenata i dok još nema znatnog povišenja temperature u odnosu na temperaturu na površini Zemlje (oko 25°C). Tu su također važne i reakcije koje se zbivaju zbog životne djelatnosti bakterija.

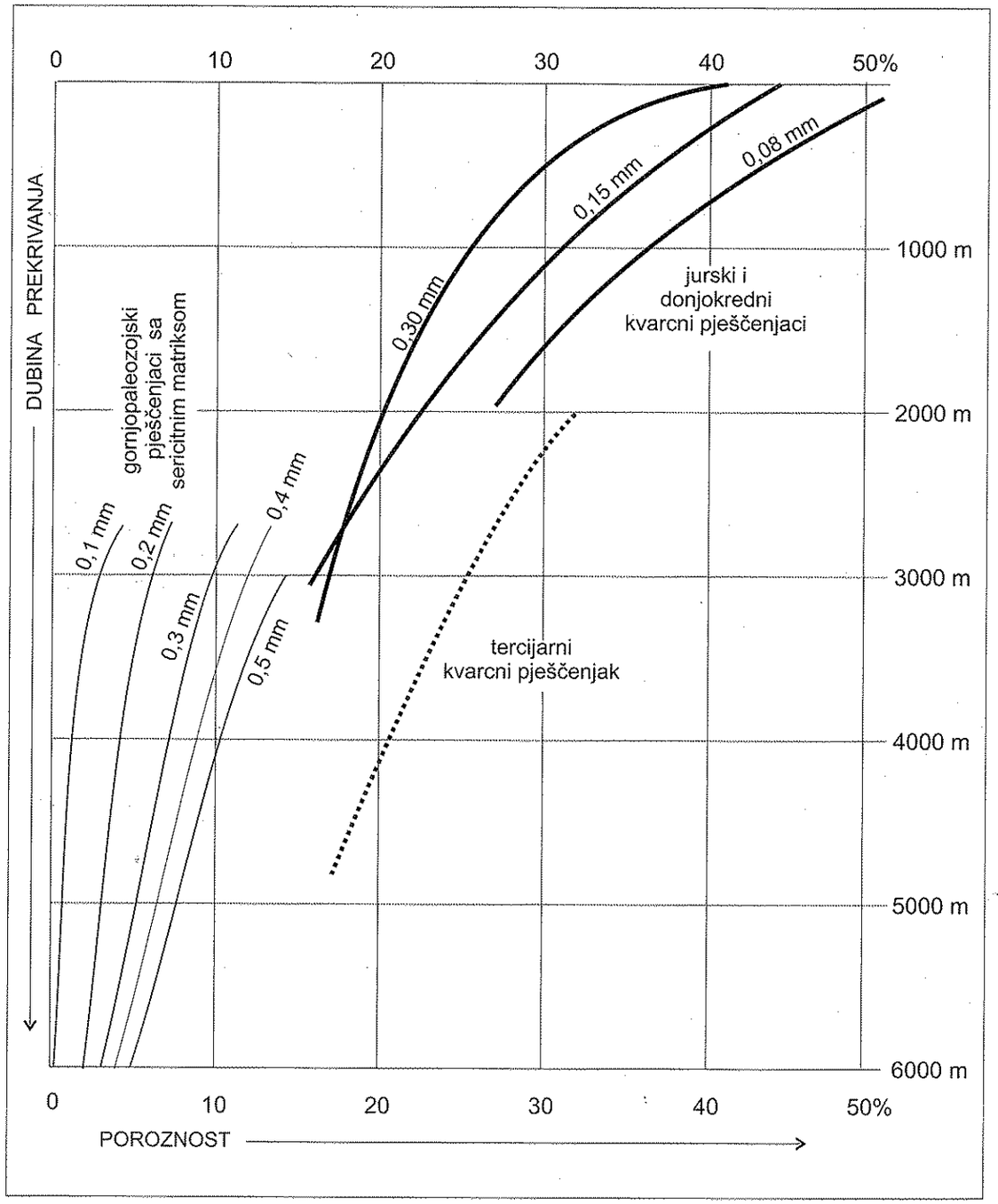
Ranodijagenetski procesi su u pješčenjacima vrlo važni za daljnji tijek dijageneze, jer se u tome stadiju dijageneze – zbog ranodijagenetske cementacije (smanjenja poroznosti) ili otapanja pojedinih mineralnih zrna (povećanja poroznosti) – poroznost može bitno promijeniti.

Ranodijagenetski procesi, također, bitno utječu i na tijek kasnodijagenetskih procesa koji se zbivaju nakon što pješčani sediment dospije na veću dubinu prekrivanja.

6.4.1.1. Kompakcijski procesi

Pri taloženju pijeska u vodi ili na kopnu nastaje razmjerno rahlo i labavo pakirani pješčani sediment velike poroznosti. Dobro sortirana pješčana zrna visokog stupnja sferičnosti nakon taloženja imaju međuzrnsku (intergranularnu) poroznost od oko 40%, a isti takvi pijesci bez cementacije u dubljim dijelovima naslaga, tj. na većoj dubini prekrivanja (oko 1.000–3.000 m) poroznost od oko 15%. Iz toga jasno proizlazi da se porastom dubine prekrivanja smanjuje poroznost pijesaka zbog njihove kompakcije ili zbijanja (sl. 6–15).

Smanjenje poroznosti zbijanjem nekog pijeska na samom početku kompakcije bitno je različito u krupnozrnastim i sitnozrnastim pijescima (sl. 6–15). Međutim, nakon što je na te pijeske nataloženo oko 1.000 do 1.500 m novih sedimenata (dubina prekrivanja 1,0–1,5 km) smanjivanje poroznosti je intenzivnije u krupnozrnastim negoli u sitnozrnastim pijescima ako ne sadrže znatnije količine gline ili karbonata. Naime, bolje sortirana i veća zrna lakše pri tlaku nadslojeva međusobno klize i



Slika 6–15 Smanjenje poroznosti pijesaka u ovisnosti od porasta dubine prekrivanja i njihovog granulometrijskog sastava (iz: Füchtbauer, 1974).

razmještaju se iz rahlog kubičnog pakiranja u gušće romboedrijsko pakiranje (sl. 3–42). Procesi zbijanja pijeska praktički započinju odmah nakon njegovog taloženja, a završavaju na velikim dubinama prekrivanja – nakon tlačnih otapanja zrna – gotovo potpunom litifikacijom, o čemu će podrobnije biti riječi pri prikazu dijagenetskih procesa na većoj dubini prekrivanja (odjeljak 6.4.2). Za razliku od pelitnih sedimenata kao i glinovitih pješčenjaka, kompakcijski procesi ili mehanička dijageneza čistih pješčenjaka ima bitno manju ulogu u odnosu na učinke kemijskih dijagenetskih procesa.

U sitnozrnastim pješčenjacima koji sadrže i glinoviti matriks kompakcija je to jača što oni sadrže više gline i što su im zrna manjih dimenzija (sl. 6–15).

6.4.1.2. Kemijska dijageneza u ranoj fazi

Kemijski dijagenetski procesi također mogu početi odmah nakon taloženja pijeska i to reakcijama porne vode s pojedinim mineralnim zrnima pijeska. U prvom redu su to reakcije *otapanja mineralnih zrna*, kao i reakcije koje uzrokuju *izlučivanje novih autigenih minerala*, uglavnom u obliku cementa i potiskivanja jednih minerala drugima, npr. feldspata kaolinitom. Pritom porna voda mora biti takve koncentracije da je znatno izvan kemijske ravnoteže s najmanje jednim od mineralnih sastojaka pijeska.

Ako porna voda ne cirkulira nego stagnira u porama pijeska, zbivaju se samo neznatne reakcije prije nego što se uspostavi kemijska ravnoteža između nje i minerala u pijesku.

Početne porne vode u pijesku odgovaraju vodama okoliša u kojima je pijesak taložen (sl. 6–14):

- u pijescima taloženim u normalnim morskim uvjetima to je *morska voda* s konstantnim ionskim sastavom i bogata natrijem;
- u pijescima taloženim u evaporacijskim i *sabkha* uvjetima to su *hiperslane vode* s visokom ionskom koncentracijom;
- u pijescima zahvaćenim miješanjem morske i slatke vode to su *bočate* (*brakične*) *vode* promjenljive ionske koncentracije;
- u pijescima taloženim u kontinentalnim okolišima to su *meteorske porne vode* vrlo varijabilnog sastava i većinom niske ionske koncentracije ili bogate kalijem, a
- u pijescima koji su nakon taloženja došli pod utjecaj vadozne zone to su *meteorske vadozne vode* većinom visoke koncentracije Ca-hidrogenkarbonata, koje se u porama pijesaka pojavljuju samo povremeno (tijekom kišnih razdoblja), a pretežito vrijeme (tijekom suha vremena) u pješčanom talogu nema porne vode.

6.4.1.2.1. Kemijska dijageneza u uvjetima morske i evaporacijske zone

U morskoj dijagenetskoj zoni u porama pješčanih taloga nalazi se morska voda. Ako je u porama pijeska sadržana morska voda normalne slanosti ona je po svojemu ionskom sastavu u ravnoteži s većinom mineralnih sastojaka ili se od njih samo neznatno razlikuje, pa ima vrlo niski kemijski potencijal za reakcije s mineralnim zrnima pijeska. To znači da se nakon taloženja pijeska u morskim okolišima tijekom rane dijageneze u morskoj dijagenetskoj zoni zbivaju vrlo male ili neznatne reakcije između porne vode i mineralnih zrna pijesaka. No, nakon stanovitog vremena morska porna voda može znatno promijeniti svoj sastav zbog miješanja s drugim pornim vodama difuzijom, a osobito pri kompakcijskim strujanjima koja nastaju istiskivanjem pornih voda iz uglavnom glinovitih naslaga pri njihovom zbijanju na većim dubinama prekrivanja.

Morska porna voda može cirkulirati nekoliko centimetara ispod površine sloja pijeska i tu se iz nje mogu izlučivati karbonati ili fosfati kojima započinje *ranodijagenetska cementacija*.

U pijescima na morskim plažama na prednjem žalu (*foreshore*), jednako kao i u plitkomorskom karbonatnom talogu, tijekom rane dijageneze najčešće se zbog isparavanja morske vode iz pora pijesaka izlučuje *aragonitni cement* ili *Mg-kalcitni cement* tvoreći morfološke cemente tipične za "stijene plaža" (*beach rocks*). Naime, po površinama pješčanih zrna izlučuje se *fibrozni* ili *vlaknasti cement* u obliku dugačkovlaknastih ili igličastih (acikularnih) aragonitnih ili kratkoigličastih Mg-kalcitnih kristala. Kao i u vapnencima takvi su kristali tijekom kasne dijageneze obično transformirani u kalcit, kako je to podrobnije objašnjeno u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

Porne vode koje se kompakcijskim strujanjima kreću u mlađe taloge, tj. naviše, mogu blizu granice sediment/morska voda uzrokovati izlučivanje mineralnih cemenata i to uglavnom *karbonatnih cemenata* (kalcita i aragonita), a ponegdje i *hematitno–getitnih cemenata* ili *piroluzitnih i psilomelanskih cemenata*. Izlučivanje karbonatnog cementa pospješuju i procesi oksidacije organske tvari, posebice zbog životne djelatnosti aerobnih bakterija i tvorbe CO_2 koji ima odlučujuću ulogu pri izlučivanju karbonata iz vodenih otopina.

Pri malim obrocima taloženja (sporoj sedimentaciji) dugotrajnim djelovanjem morske vode na pijeske, uz obilnije izvore željeza iz Fe-oksida, klorita i biotita, u pijescima se izlučuju *Fe-sulfidni cementi*. Bakterije koje reduciraju sulfate – sulfatne bakterije – zbog produkcije H_2S pridonose spuštanju granice redoks-potencijala, što uz prisutnost željeza omogućuje izlučivanje *pirita*. U zoni u kojoj djeluju bakterije koje reduciraju sulfate, a to je do 0,5 m dubine ispod granice morska voda/sediment, sve se željezo izlučuje u obliku sulfida, uglavnom pirita, a drugi se Fe-minerali, npr. *siderit*, mogu izlučivati samo ispod te zone ili u slatkoj vodi pri otapanju $CaCO_3$.

Tijekom rane dijageneze na površinama pješčanih zrna mogu – u obliku raznovrsnih prevlaka po zrnima – nastati *željezom bogati trioktaedrijski i dioktaedrijski kloriti ili šamoziti*, koji kasnije pri dijagenetskim procesima na većoj dubini prekrivanja sprečavaju rast kvarcnih zrna i izlučivanje sintaksijalnog obrubnog cementa.

S obzirom na to da je kvarc slabo topljiv u morskoj vodi, samo 6 ppm SiO_2 pri 25°C, a u plitkomorskim okolišima koncentracija mu se još i smanjuje zbog životne djelatnosti dijatomeja (Blatt, 1979), u pijescima natopljenim morskom pornom vodom kvarc je zapravo vrlo stabilan mineral. Slična je situacija s mineralima glina i feldspatima.

S druge pak strane, da bi se iz morske vode mogao izlučiti kvarc, odnosno *kvarcni cement*, u pijescima natopljenima morskom pornom vodom koncentracija silicija bi morala biti povećana za oko 6 puta od normalne. Toliko povećana topljivost moguća je u morskoj zoni u uvjetima rane dijageneze pijesaka samo pri *otapanju kiselog vulkanskog stakla* ili *otapanju opalnih skeleta* dijatomeja, radiolarija ili spikula silicijskih spužvi. Međutim, umjesto kvarca u pijescima morske zone u ranoj se dijagenezi mogu izlučivati *opal* i *niskotemperaturni kristobalit*, a koji zatim tijekom dijageneze prekristaliziraju u kvarc, koji, dakle, nije primarno izlučen kao kvarcni cement.

U pijescima koji su taloženi u evaporacijskim i *sabkha* okolišima (sl. 6–14) koji sadrže evaporizirane porne vode s povišenim sadržajem otopljenih tvari mogu se izlučivati *karbonatni cementi*, tj. kalcitni, aragonitni, dolomitni i Mg-kalcitni cementi, kao i *sulfatni cementi*, odnosno gips, anhidrit i barit koji ispunjavaju intergranularne pore pješčanih zrna i cementiraju ih u manje ili više čvrsto litificirani pješčenjak.

6.4.1.2.2. Kemijska dijageneza u uvjetima meteorske i vadozne zone

U pijescima meteorske zone kao porna voda nalaze se slatke ili meteorske (oborinske) vode koje se odlikuju varijabilnim pH vrijednostima. Budući da su one u početku nezasićene u odnosu na mnoge mineralne sastojke pijesaka, obično izazivaju otapanja pojedinih njihovih mineralnih komponenata. Takvi ranodijagenetski procesi otapanja u pijescima mogu se smatrati "procesima potpovršinskog trošenja" kojima se odstranjuju kationi Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} i Si^{4+}, a apsorbira se H^+. Najčešće je tu posrijedi trošenje feldspata (vidi odjeljak 2.1.2 – kaolinizacija).

Otapanje feldspata zbiva se u kiselim i neutralnim meteorskim vodama u kojima je otopljen CO_2, pri čemu se tvore autigeni *kaolinit*, miješano–slojni minerali, *montmorilonit* i *ilit* (odjeljak 2.1.2).

Kaolinit se najprije izlučuje u obliku tzv. *fireclay* minerala, odnosno "šamota", bez uređene kristalne rešetke. U daljnjem tijeku dijageneze rešetka mu se postupno uređuje do dobro kristaliničnog kaolinita. Pri tvorbi autigenog kaolinita oslobađaju se SiO_2, K^+ i OH^- ioni, pa je za daljnji proces autigeneze kaolinita potrebno odstranjivanje SiO_2. To se obično zbiva izlučivanjem kvarca oko detritičnih kvarcnih

zrna u obliku *sintaksijalnog obrubnog cementa* ili "kvarcnih regenerativnih rubova" (sl. 6–9). Odvođenje K^+ i dovođenje H^+ iona omogućeno je kompakcijskim strujanjima pornih voda. Odstranjivanje K^+ iona moguće je i njegovom apsorpcijom na minerale glina.

Za razliku od morskih pornih voda, meteorske porne i fluvijalne površinske vode sadrže u prosjeku veću koncentraciju silicija (preko 13 ppm), ali i ta je preniska da bi omogućila znatnije izlučivanje kvarcnog cementa. Za izlučivanje određenog volumena kvarca, odnosno kvarcnog cementa, potreban je oko 100.000 puta veći volumen vode s takvom koncentracijom silicija. Prema proračunima Blatta (1979), pri prosječnom protoku od 10 do 20 m^3 slatke porne vode kroz pijesak na godinu, za cementaciju samo 2% ukupnog volumena pora u pijesku potrebno je oko 10^7–10^8 godina, što jasno upućuje na to da je cementacija pješčenjaka kvarcnim cementom dugotrajan geološki proces.

U **vadoznoj zoni**, koja obuhvaća pijeske iznad razine temeljne vode (sl. 6–14), posebice u pijescima vadozne zone aridnih područja, kao ranodijagenetski cementi izlučuju se *kalcitni cement* (= karbonatni cement), *hematitni*, *getitni* i *limonitni cementi* (= Fe-oksidni i hidroksidni cementi) i *psilomelanski* i/ili *piroluzitni cementi* (= Mn mineralni cementi).

6.4.2. Dijageneza pješčenjaka na većoj dubini prekrivanja

Na većoj dubini prekrivanja na tijek dijagenetskih procesa djeluju dva vrlo važna čimbenika:

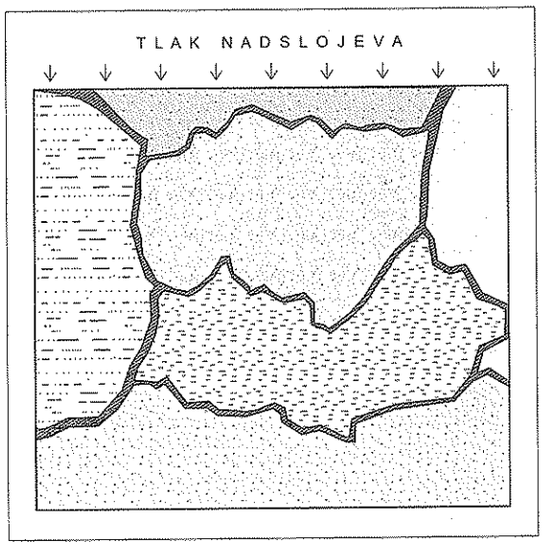
1) opće povećanje tlaka, kao i izravni tlak na kontaktima zrna koji uzrokuje jaku mehaničku kompakciju pijesaka i tlačno otapanje zrna na njihovim dodirnim točkama na koje se tlak prenosi (*pressure solution*), i
2) povišenje temperature zbog kojega se povećava topljivost mnogih mineralnih zrna, a mineralni sastojci koji sadrže konstitucijsku vodu (i koji su inače stabilni na temperaturama primjerenim površini Zemlje) gube tu vodu i transformiraju se u nove, u uvjetima povišene temperature stabilne minerale.

6.4.2.1. Tlačno otapanje

Povećanje tlaka s porastom dubine prekrivanja uzrokovano je ukupnom težinom nataloženih sedimenata i vodenog stupa od dna mora ili jezera do površine vode ili površine temeljne vode. Takav ukupni tlak djelomično na sebe prima porna voda u sedimentu (hidrostatički tlak), a djelomično pješčana zrna preko svojih kontakata "zrno na zrno". Dio tlaka koji preuzimaju kontakti "zrno na zrno" naziva se "efektivni stres", o kojem su izravno ovisni stupanj kompakcije pješčenjaka i tlačna otapanja zrna na dodirnim točkama prijenosa tlaka (*pressure solution*).

Mehanička kompakcija uključuje procese pucanja i deformacija zrna, kao i plastičnih deformacija zrna u krutom stanju i tlačna otapanja zrna. Ti procesi uzrokuju gušće pakiranje zrna, povećanje zone površinskih kontakata zrna, smanjenje tlaka između zrna, redukciju debljine sloja i povećanje stupnja litifikacije pješčenjaka (sl. 6–16 i 6–18B).

Tlačno otapanje (*pressure solution*) je djelomično otapanje zrna pijeska, obično kvarca, na kontak-



Slika 6–16 Shematski prikaz tlačnih otapanja zrna na kontaktima kvarcnih zrna koja po površinama imaju tanku glinenu prevlaku ili film.

tima zrna preko kojih se prenosi tlak nadslojeva, tj. "efektivni stres". Eksperimentalno je dokazano da u nekom pijesku na dubini prekrivanja od više stotina metara na dodirnim točkama zrna vlada 2 do 2,5 puta veći tlak nego što je hidrostatički tlak u intergranularnim porama tog pijeska. Zbog takvog povećanja tlaka na dodirnim točkama prijenosa tlaka započinje otapanje mineralnih zrna. Pri tomu se zbivaju sljedeće promjene:

- postupno se sve više, u obliku zupčastog zadiranja jednog zrna u drugo (sl. 6–16), proširuje površina kontakata zrna;
- smanjuje se intergranularna poroznost i debljina sloja, a
- povećava stupanj litifikacije pješčenjaka.

Naime, otapanjem na dodirnim točkama zrna mijenjaju oblik zbog smanjivanja, stanjivanja i međusobnog zadiranja jednog u drugo, odnosno zrna postaju sve jače plosnata, a pore između njih sve manje (sl. 6–16).

Tlačno otapanje na dubinama prekrivanja većim od 1.000 do 1.500 m najvažniji je činitelj kompakcije pješčenjaka. Učinci se tlačnih otapanja zrna povećavaju ako između i oko kvarcnih zrna postoje tanki glineni filmovi, jer je na takvim mjestima manji otpor difuziji otapala (Füchtbauer, 1974). Konačni učinak procesa tlačnog otapanja može biti gusto pakirani kvarcni pješčenjak čija zrna imaju *zupčaste* ili *suturirane kontakte* (sl. 3–42), pa je takav pješčenjak strukturno vrlo sličan kvarcitu (sl. 6–16). Suturirani i zupčasti kontakti nastali tlačnim otapanjem mogu u pojedinim slučajevima postupno prijeći u *horizontalne stilolite* (odjeljak 3.7.2).

Osim navedenih kompakcijskih učinaka tlačna otapanja imaju još jednu vrlo važnu ulogu pri dijagenezi, koja proizlazi iz toga što se pri otapanju oslobađa SiO_2 koji je s vodom vezan u *silicijsku kiselinu* (H_4SiO_4). Ta je kiselina vrlo slabo pokretna i obično se ponovno izlučuje u istom ili susjednom pješčanom sloju u obliku *kvarcnog cementa*. Često se takva izlučivanja zbivaju oko detritičnih kvarcnih zrna tvoreći "regenerativni ili sekundarni rast kvarca". Ako tako nastali regenerativni rubovi imaju istu optičku orijentaciju kao i detritično zrno oko kojeg su kvarcni rubovi izlučeni nastaje *sintaksijalni obrubni cement* ili *homoaksijalni regenerativni rub* (sl. 6–9).

6.4.2.2. Promjene mineralnog sastava povišenjem temperature

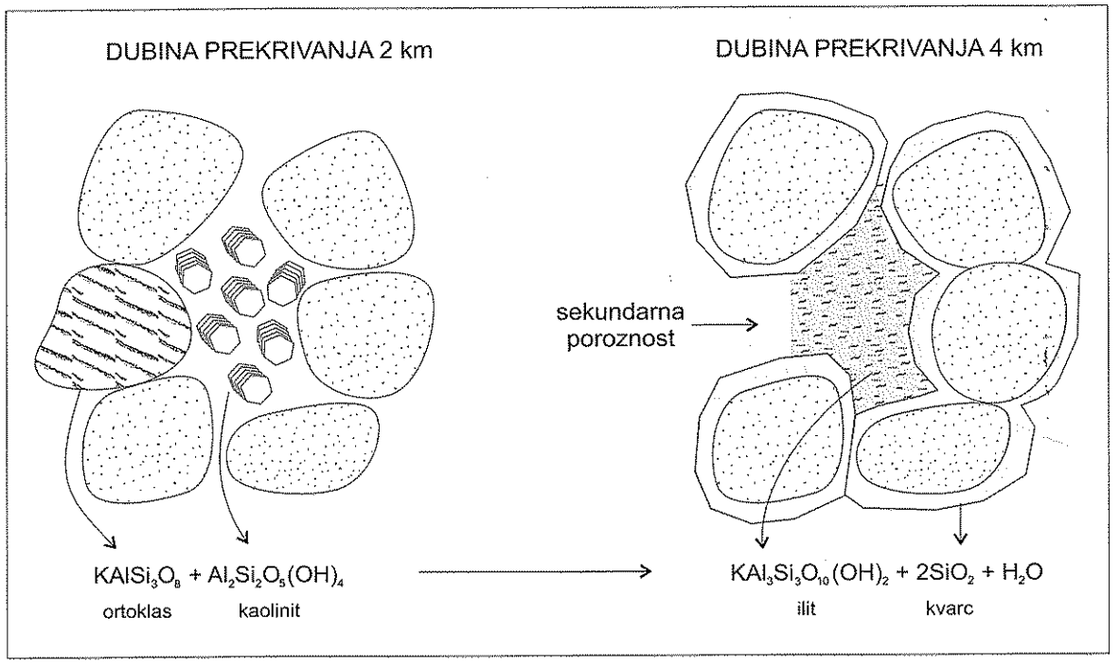
Učinci povišenja temperature povećanjem dubine prekrivanja manifestiraju se na sljedeća tri načina:

a) promjenama topljivosti minerala kao funkcije temperature;
b) ugrađivanjem izrazito hidratnih kationa u rešetke karbonata, i
c) istiskivanjem konstitucijske vode iz minerala glina i zbog toga njihovom transformacijom u nove, stabilnije minerale.

a) Povišenjem temperature povećava se topljivost mnogih mineralnih sastojaka pješčenjaka. Dok je topljivost kvarca u morskoj vodi na temperaturama koje vladaju na površini Zemlje oko 6 ppm, njegova topljivost poraste čak na 100 ppm pri temperaturi od 100°C, što otprilike odgovara dubini prekrivanja od 3.000 m. Zbog toga porne vode koje se kompakcijskim strujanjima kreću u više naslage mogu u pijescima tih naslaga uzrokovati izlučivanje kvarcnog cementa.

Da bi se iz pornih voda s tako povišenom temperaturom u odnosu na meteorske porne vode koje natapaju pijeske na malim dubinama prekrivanja tijekom rane dijageneze izlučio isti volumen kvarca potreban je 10 puta manji volumen pornih voda koje potječu iz kompakcijskih strujanja. No, i za porne vode kompakcijskih strujanja još je uvijek potrebna 10.000 puta veća zapremnina vode od zapremnine izlučenog kvarcnog cementa, a to je moguće samo tijekom cijelih geoloških razdoblja. To drugim riječima znači da je cementacija pijesaka kvarcnim cementom i na većim dubinama prekrivanja još uvijek izrazito spor i dugotrajan dijagenetski proces.

Za razliku od kvarca i mnogih silikata, povišenjem temperature topljivost karbonata se smanjuje ako je parcijalni tlak CO_2 jednak tlaku površinskih voda. Međutim, viši parcijalni tlak znatno povećava topljivost karbonata. Zbog toga se karbonati ne izlučuju pri kompakcijskim strujanjima dubinskih



Slika 6–17 Shematski prikaz promjena mineralnog sastava i poroznosti pijesaka zbog porasta temperature i dubine prekrivanja (iz: Bjørlykke, 1983).

pornih voda, osim ako one ne sadrže veliku koncentraciju CO_2 koji obično potječe iz kerogena (Bjørlykke, 1983).

b) Kationi koji su pri niskim temperaturama kakve vladaju na površini Zemlje izrazito hidratni, kao npr. Mg^{2+} i Fe^{2+}, ne mogu se u prisutnosti morske porne vode ugrađivati u rešetku karbonata (vidi Tišljar, 2001). Povišenjem temperature oni postaju manje hidratni i već na 60 do 100°C, tj. na oko 2 do 3 km dubine prekrivanja, izlučuju se iz porne vode s niskim molarnim odnosom Mg/Ca kao Mg-karbonati, odnosno *dolomit* i *ferodolomit* (*ankerit*), ili kao Fe-karbonati, tj. *ferokalcit*, *siderit* i *ferodolomit* (Usdowsky, 1968). To je razlog zbog kojega mnoge stijene na većim dubinama prekrivanja bogate kasnodijagenetskim karbonatima sadrže ferokalcit, ferodolomit ili ankerit i siderit.

Brojne primjere stijena koje sadrže tako izlučene karbonate nalazimo, primjerice, u dubokim bušotinama plinskih polja Molve, Kalinovac i Stari Gradac. Ferokalcit, ankerit, siderit i dolomit na dubinama od 2 do 3 km vjerojatno su nastali na račun kalcita uz prisutnost porne vode koja je sadržavala dovoljno Fe i Mg-iona koji mogu potjecati od izmjena biotita, klorita i drugih Mg^{2+} i Fe^{2+} silikata.

c) Povišenje temperature i tlaka uzrokuje tvorbu minerala veće gustoće koji ne sadrže ili sadrže vrlo malo konstitucijske vode. To se u pješčenjacima koji sadrže glinoviti matriks pri dijagenetskim procesima na većim dubinama prekrivanja očituje u *transformaciji minerala glina* iz skupine montmorilonita ili smektita, kaolinita i miješano–slojnih minerala u stabilnije minerale kao što su *ilit*, *klorit* i *muskovit* (sl. 6–17).

Istraživanja promjena mineralnog sastava i stabilnosti minerala glina u ovisnosti o povišenju temperatura zbog povećanja dubine prekrivanja u dubokim bušotinama pokazuju da *smektiti* (*montmoriloniti*) i *miješano–slojni minerali glina* postaju nestabilni već na temperaturama između 60 i 100°C, što odgovara dubini prekrivanja od 2 do 3 km, te da se transformiraju u ilit i klorit na sljedeći način (Hower i dr., 1976):

$$\text{smektit} + K^+ + Al^{3+} \rightarrow \text{ilit} + \text{kvarc} + H^+, \text{ ili}$$

$$\text{smektit} + \text{K-feldspat} \rightarrow \text{ilit} + \text{klorit} + \text{kvarc}$$

Kaolinit postaje nestabilan na temperaturama između 120 i 150°C, što odgovara dubini prekrivanja od oko 3 do 4 km, gubi polovicu hidroksilne skupine (OH^-), prima K^+ ion i transformira se u *ilit*:

$$\underset{\textit{kaolinit}}{3Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 2K^+ \rightarrow \underset{\textit{ilit}}{2KAl_3Si_4O_{10}(OH)_2} + 2H^+ + 3H_2O$$

Znakovit je i primjer transformacije kaolinita i K-feldspata u *ilit* i *kvarc*, kako to prikazuje sl. 6–17, pri čemu nastaje i sekundarna poroznost. Oslobođeni H^+ ioni pri prelasku smektita (montmorilonita) i kaolinita u ilit neutraliziraju se karbonatima.

Novonastali *ilit* siromašan je kalijem, pripada *1M strukturnom tipu ilita*, pa povećanjem dubine prekrivanja prima K i prelazi u dobro kristalizirani *2M strukturni tip ilita*.

Ako porne otopine sadrže dosta K i Al, ilit se postupno transformira u *muskovit*. S obzirom na to da su kaolinit i ilit vrlo česti sastojci u matriksu grauvaknih pješčenjaka, taj proces obično uzrokuje *sericitizaciju matriksa*, odnosno pretvaranje minerala glina u sitnolističavu nakupinu ilita i muskovita koja se pri mikroskopskim istraživanjima obično definira kao "*sericitni matriks*", jer se mikroskopski zbog malih dimenzija listića obično ne može odrediti kojem tipu tinjaca ti listići pripadaju.

Ovisno o primarnom sastavu glavnih tipova pješčenjaka i stupnju dijagenetskih i metagenetskih procesa Füchtbauer (1974), na osnovi podataka Kossovskaje i Shutova (1965), daje opći model dijagenetskih procesa u pješčenjacima, prikazan u tablici 6–3.

Iz općeg pregleda promjena mineralnog sastava u odnosu na intenzitet dijagenetskih procesa (tablica 6–3), koji su ovisni o povišenju temperature i tlaka s

Porast udjela nestabilnih sastojaka →

STUPANJ PROMJENA	KVARCNI ARENITI	LITIČNI ARENITI I LITIČNE GRAUVAKE	KISELE ARKOZE (kiseli plagioklasi)	NEUTRALNE ARKOZE (neutralni plagioklasi)	VULKANSKE GRAUVAKE
rana dijageneza	–	–	vermikulit		heulandit, analcim
kasna dijageneza	kvarc, kaolinit u dikit	odlomci stijena u klorit i ilit	kvarc, albit; min. glina u 1M ilit	heulandit, plagioklas; vulkansko staklo u laumontit	
prijelaz prema metagenezi	kvarc, pirofilit, muskovit	klorit; 1M muskovit u 2M muskovit	laumontit, prehnit, klorit; ilit u muskovit		
metageneza	–	epidot, muskovit, klorit, stiplomelan			

Tablica 6–3 Pregled promjena mineralnog sastava različitih tipova pješčenjaka tijekom dijagenetskih i metagenetskih procesa (iz Füchtbauer, 1974).

porastom dubine prekrivanja, može se zaključiti da tijekom rane dijageneze u **kvarcnim pješčenjacima** praktički nema nikakve promjene mineralnog sastava. U tijeku kasne dijageneze na većim dubinama prekrivanja nastaje *autigeni kvarc*, a *kaolinit* prelazi u *dikit*. U prijelaznom području između dijageneze i metageneze, dakle na velikoj dubini prekrivanja, nastaju *autigeni kvarc*, *pirofilit* i *muskovit*. U metagenezi nema daljnjih bitnih promjena mineralnog sastava kvarcnih pješčenjaka.

Pješčenjaci bogati nestabilnim odlomcima stijena (litični areniti i litične grauvake) tijekom rane dijageneze ne mijenjaju mineralni sastav. Tijekom kasne dijageneze odlomci stijena koji su manje stabilni transformiraju se u *klorit i ilit* (= "epimatriks"). U prijelaznom području dijageneza–metageneza nastaje *klorit*, a *muskovit strukturnog tipa 1M* transformira se u stabilniji *muskovit strukturnog tipa 2M*. Tijekom metageneze u njima, kao i u svim tipovima pješčenjaka osim kvarcnih pješčenjaka, nastaju *epidot*, *muskovit*, *klorit* i *stiplomelan*.

Kisele arkoze (arenitni pješčenjaci bogati K-feldspatima i kiselim plagioklasima) tijekom rane dijageneze dobivaju autigeni *vermikulit*, a u kasnoj dijagenezi u njima se tvore *autigeni kvarc* i *albit*, a minerali glina se transformiraju u *ilit strukturnog tipa 1M*. Na prijelazu dijageneza–metageneza zbiva se tvorba *laumontita*, *prehnita* i *epidota*, te *prijelaz ilita u muskovit*, a tijekom metageneze u njima, kao i u svim tipovima pješčenjaka osim kvarcnih pješčenjaka, nastaju *epidot*, *muskovit*, *klorit* i *stiplomelan*.

U neutralnim arkozama (arenitnim pješčenjacima bogatim neutralnim plagioklasima) u ranoj se fazi dijageneze tvori *vermikulit*, a u **vulkanskim grauvakama** *heulandit* i *analcim*. Tijekom kasne dijageneze u oba tipa nastaju autigeni *heulandit* i *plagioklasi*, a odlomci *vulkanskog stakla* transformiraju se u *laumontit*. U prijelaznom području dijageneza–metageneza nastaju *laumontit*, *prehnit i klorit*, a *ilit* prelazi u *muskovit*. U metagenezi, kako je već spomenuto, nastaju *epidot*, *muskovit*, *klorit* i *stiplomelan*.

Iz svega prikazanog proizlazi da transformacije minerala glina i njihova stabilnost u ovisnosti o povećanju temperature mogu biti, uz *zeolite*, dobri indikatori promjena temperatura tijekom dijagenetskih procesa.

6.4.2.3. Cementacija pješčenjaka

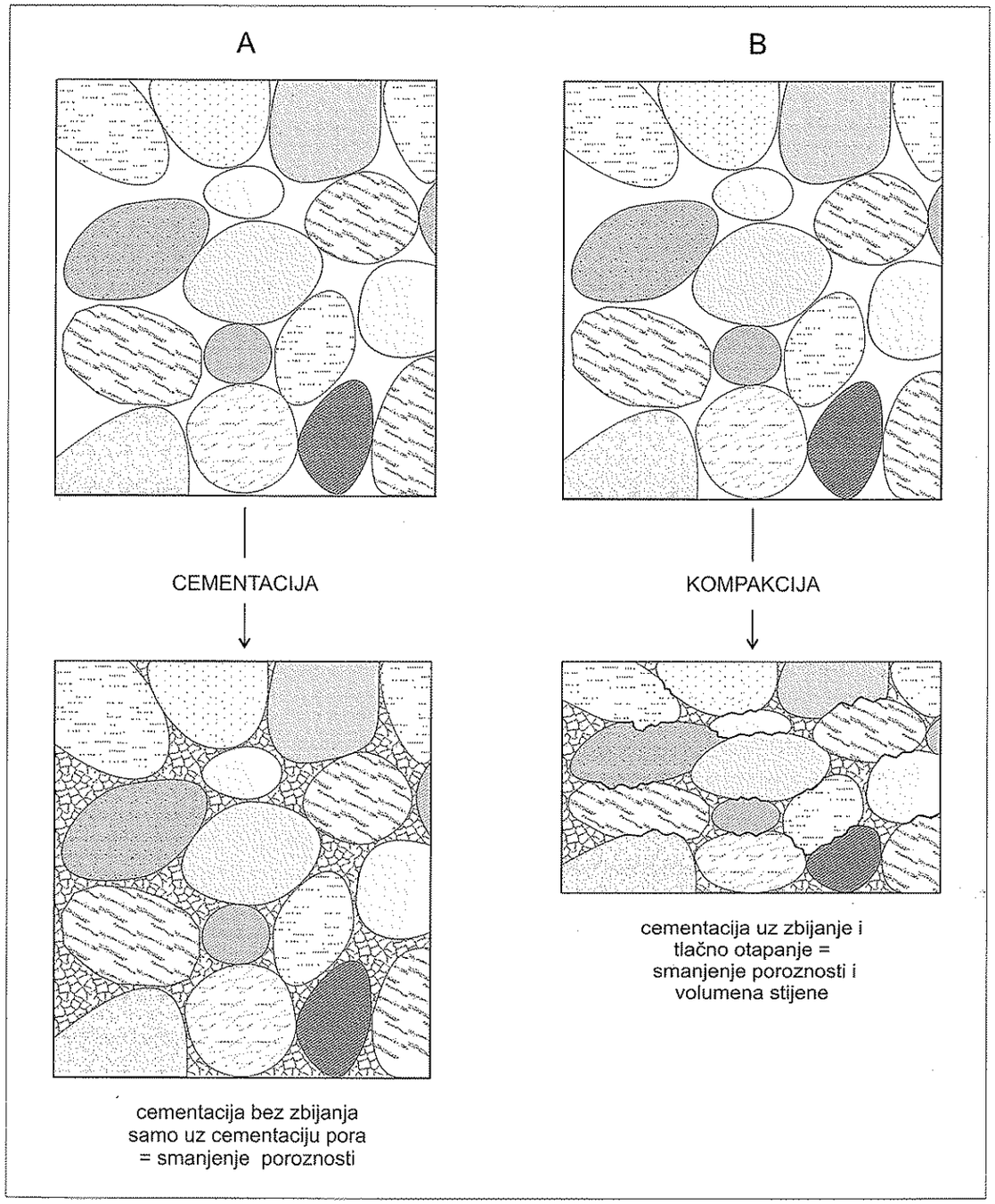
Cementacija je najvažniji dijagenetski proces kojim se rasuti pijesak pretvara u čvrsto vezanu stijenu – pješčenjak. Taj se proces može zbivati tijekom rane dijageneze na malim dubinama prekrivanja, ali i tijekom kasne dijageneze u uvjetima veće dubine prekrivanja.

Cementacija je uvijek i proces autigeneze, tj. izlučivanja autigenih minerala u pijesku ili pješčenjaku. Kao cement može se smatrati onaj autigeni mineral koji je izlučen u međuprostorima zrna i koji je zbog toga uzrokovao smanjenje međuzrnske (intergranularne) poroznosti. Kao cement u pješčenjacima se, redom prema učestalosti, pojavljuju kalcit, kvarc, dolomit, siderit, anhidrit, sericit (muskovit), kaolinit, klorit, K-feldspat, albit, hematit, psilomelan, halit, barit i celestin.

Općenito, pijesci mogu biti cementirani i tako pretvoreni u čvrstu stijenu (pješčenjak) na dva znatno različita načina (Bjørlykke, 1983):

1) samo izlučivanjem cementa u intergranularnim porama, koje se zbiva u otopljenom stanju pri cirkulaciji pornih voda ili difuzijom iona uz dovođenje kationa i aniona (sl. 6–18A), i
2) tlačnim otapanjem mineralnih zrna na točkama prijenosa efektivnog stresa i ponovnim izlučivanjem mineralne tvari, obično kvarca, u obliku cementa, kako je to objašnjeno pri opisu procesa tlačnog otapanja i na sl. 6–18B.

U prvom slučaju, tj. pri izlučivanju mineralnog cementa iz otopina u intergranularnim porama pijesaka, potrebna je velika količina porne vode i njezin vrlo veliki protok koji omogućuje izlučivanje dovoljne količine mineralnog cementa potrebnog za ispunjavanje pornih prostora između zrna u pijesku. Za takvu cementaciju nije dovoljna samo difuzija iona u pornoj vodi, jer se ona uglavnom obavlja na malim relacijama, tj. na malim prostorima. Volumen i debljina pijeska prije i nakon cementacije ostaju konstantni.



Slika 6–18 Shematski prikaz cementacije pijeska: A – bez prethodne kompakcije, i B – cementacije pijeska nakon kompakcije i tlačnog otapanja (iz: Bjørlykke, 1983).

U drugom slučaju, tj. pri cementaciji s kompakcijom i tlačnim otapanjem, bitno se smanjuje ukupni volumen, a time naravno i debljina pješčanog sloja (vidi sl. 6–18B i 7–11). Pri tim je procesima, uz protok porne vode, značajna i difuzija iona, posebice pri procesu tlačnog otapanja i pri ponovnom izlučivanju kvarca iz otopljenog silicijskog dioksida u vodi, tj. iz silicijske kiseline (H_4SiO_4).

6.4.2.4. Autigeneza feldspata

Tijekom dijageneze u pješčenjacima često nastaju **autigeni feldspati**, uglavnom niskotemperaturni i srednjotemperaturni *K-feldspati* ili čisti *albit* (<3% An komponente).

Za razliku od detritičnih zrna feldspata, autigeni feldspati uvijek imaju idiomorfne konture. Uglavnom su to kristali pločasti smjerom (011) i (010). Autigeni se feldspati u pješčenjacima, u pravilu, nalaze ili u obliku priraslih regenerativnih rubova oko detritičnih zrna feldspata ili kao cement u intergranularnim porama. Regenerativni rubovi uvijek imaju istu optičku orijentaciju kao i detritično zrno oko kojega su rasli (= sintaksijalni obrubni cement).

Kao **autigeni K-feldspati** u pješčenjacima se pojavljuju *ortoklas*, *mikroklin* i *adular*, a **autigeni albit** je obično zastupljen polisintetskim sraslacima i uglavnom izlučen u intergranularnim porama.

Autigeneza feldspata zbiva se na većoj dubini prekrivanja pješčenjaka pri povišenoj temperaturi i uz prisutnost slabo alkalnih pornih otopina, uglavnom u pješčenjacima koji sadrže detritična zrna feldspata, tj. u feldspatskim arenitima.

U lagunskim morskim pješčenjacima koji u porama sadrže morsku vodu izlučuje se **autigeni albit**, a u fluvijalnim pješčenjacima koji u porama sadrže meteorsku pornu vodu **autigeni K-feldspati** (Füchtbauer, 1967). To je posljedica kemijskog sastava primarnih pornih voda i ionskog potencijala morske i meteorske dijagenetske zone (sl. 6–14), jer su morske porne vode bogate natrijem, a meteorske porne vode kalijem.

6.4.2.5. Potiskivanje kvarca i feldspata karbonatima i karbonata kvarcom

U pješčenjacima se vrlo često nalaze detritična zrna kvarca ili feldspata koja su po rubovima potisnuta *autigenim kalcitom* ili *dolomitom*. Ti autigeni karbonati poput korozije "napadaju" kvarcna ili feldspatska detritična zrna od njihovog ruba prema unutrašnjosti, tj. kalcit ili dolomit centripetalno potiskuju kvarc ili feldspat. Ako proces napreduje dalje, od kvarcnog ili feldspatskog detritičnog zrna može unutar karbonatnih kristala ostati samo skelet ili sitni agregati koji uvijek imaju istodobno potamnjenje jer su pripadali istoj kristalnoj jedinki. Dakle, imaju optičko jedinstvo, premda izgledaju kao uklopci u autigenom kalcitu ili dolomitu.

Kalcit potiskuje kvarc uz sudjelovanje alkalnih pornih otopina koje otapaju kvarc, a istodobno omogućavaju izlučivanje kalcita. To su, dakle, otopine prezasićene Ca-hidrogenkarbonatom, a nezasićene silicijskom kiselinom (H_4SiO_4). S obzirom na to da topljivost kvarca raste porastom temperature i porastom pH (povišenjem alkalnosti), a u takvim su uvjetima povećani izlučivanje i stabilnost kalcita, zbiva se gotovo istodobno otapanje kvarcnih zrna i na istom mjestu "korak po korak" izlučivanje kalcita.

Potiskivanja kvarca kalcitom u pješčenjacima upućuju, dakle, na povišenu temperaturu i sudjelovanje alkalnih pornih otopina u dijagenetskim procesima, tj. na alkalnu sredinu.

Uz kvarc u pješčenjacima su kalcitom često potisnuti i detritični feldspati. Potiskivanje se najčešće zapaža duž pukotina kalavosti feldspata ili duž sraslačkih lamela i pertitskih rubova u feldspatskim zrnima. K-feldspati lakše i brže podliježu procesima potiskivanja kalcitom nego plagioklasi. Proces potiskivanja feldspata kalcitom zbiva se također uz sudjelovanje pornih otopina povišenog pH. Naime, topljivost je feldspata najmanja u neutralnoj otopini, a naglo se povećava porastom alkalnosti otopine. Nasuprot tome, izlučivanje i stabilnost kalcita rastu porastom alkalnosti otopine, što uzrokuje i otapanje feldspata i izlučivanje kalcita.

Procesi potiskivanja kvarca i feldspata kalcitom ili dolomitom u pravilu su kasnodijagenetski i događaju se nakon cementacije i litifikacije pijesaka na većim dubinama prekrivanja.

Tijekom dijageneze pješčenjaka moguć je i proces suprotan procesu potiskivanja kvarca kalcitom, tj. *potiskivanje kalcita kvarcom*. Takav je proces vrlo čest u vapnencima i dolomitima (vidi Tišljar, 2001), a zbiva se u prisutnosti pornih otopina uz postupno snižavanje temperature i pH, tj. povišenje kiselosti, i uz povišenje parcijalnog tlaka CO_2.

Potiskivanje kalcita i dolomita kvarcom obično je obilježeno pojavom idiomorfnih sitnih kristala kvarca s lijepo razvijenim terminalnim površinama. U pravilu, obično se najintenzivnije potiskuje kalcit koji je izlučen u intergranularnim porama pješčenjaka u obliku cementa.

7. Sitnozrnasti (pelitni) klastični sedimenti

7.1. Definicija i podjela pelitnih sedimenata

U sitnozrnaste – pelitne – klastične sedimente ubrajaju se sedimenti i sedimentne stijene koje se pretežito (>50%) sastoje od zrnaca i čestica dimenzija praha (silta) i gline, dakle, manjih od 0,063 mm. U francuskoj i ruskoj literaturi ta je granica obično postavljena na 0,05 mm. Naziv "pelitni" izveden je od grčke riječi *pelós* – glina, tj. označava sedimente koji sa značajnim udjelom sadrže glinoviti detritus. Podjela pelitnih sedimenata prikazana je u tablici 7–1.

Iz tablice 7–1 očito je da se podjela pelitnih sedimenata temelji na trima bitnim kriterijima:

1) međusobnom odnosu udjela zrnaca praha i čestica gline,
2) stupnju litifikacije, i
3) unutarnjim teksturno-strukturnim značajkama samog pelitnog sedimenta.

Pelitni sedimenti koji sadrže više od 2/3 praha (silta) s obzirom na stupanj litifikacije podijeljeni su na **prah** ili **silt** kao nevezani i **prahovnjak** ili **siltit** kao vezani sediment (sl. 7–1A i 7–2), a ako vezane ili litificirane stijene pokazuju lisnatost ili laminaciju, dakle nisu homogene, tada su to **lisnati prahovnjak** ili **lisnati siltit**, a kod nekih autora **prahni (siltni) šejl** (*silty shale*).

Jednako tako, pelitni sedimenti koji sadrže više od 2/3 glinovite komponente, s obzirom na stupanj litifikacije, poznati su pod imenom **glina** (*clay*), kao nevezana, i **glinjak** (*claystone*) kao vezana stijena. Ako se njihova litificirana inačica odlikuje lisnatom ili laminiranom teksturom (sl. 7–1B) naziva se **lisnati glinjak** ili **glineni šejl** (*clay shale*).

Pelitni sedimenti koji sadrže između 1/3 i 2/3 prahovite i glinovite komponente pojavljuju se kao nevezani talog – **mulj** ili vezana stijena – **muljnjak**, tj. *muljasta stijena* (*mudstone*) koja je, u slučaju lisnate ili laminirane teksture poznata pod imenom **lisnati muljnjak** (sl. 7–3) i pripada šejlovima, dakle, to je **muljni šejl** (*mud shale*).

Osim sedimenata iz tablice 7–1 u pelitne sedimente se kao posebne genetske vrste praha ili siltita eolskog podrijetla ubrajaju još i **les** ili **prapor**, a kao miješane ili hibridne stijene sastavljene od glinovite i karbonatne, uglavnom kalcitne komponente s varijabilnim udjelom praha i **lapori** (sl. 7–7).

7.1.1. Gline i glinjaci

Gline i **glinjaci** (*clay*, *claystone*) obično kao glavni sastojak sadrže jednu od sljedećih triju skupina minerala – ilitnu, smektitnu ili montmorilonitnu i kaolinitnu skupinu, te manji ili veći udio klorita, a ponegdje i glaukonita. Pritom su u glinjacima kloriti i glaukoniti, u pravilu, nastali tijekom dijagenetskih procesa (odjeljak 7.2.2 i sl. 7–12).

Ilitna skupina minerala glina (tzv. "hidrotinjci") obuhvaća tinjčaste minerale koji se nalaze u glinovitim sedimentima, a pripadaju troslojnim alumosilikatima s manje od 8% K_2O. Karakteristični su za marinske glinovite taloge. U glinjacima uglavnom nastaju dijagenezom iz kaolinita (= *ilitizacija kaolinita*) koji potječe od kemijskog trošenja – *kaolinizacije* – feldspata (vidi odjeljak 2.1.2), a manjim dijelom mogu nastati i *ilitizacijom smektita* na većim dubinama prekrivanja pri temperaturi >50°C.

Smektitna ili *montmorilonitna skupina minerala glina* ima troslojnu kristalnu rešetku i apsorbirane međuslojne hidratizirane i zamjenljive katione, a može sadržavati do 20% vode. Smektitnoj skupini pripadaju *trioktaedrijski Mg-smektiti* i *Fe–Mg-smektiti* u kojima su Mg, Mg(Li) i Al, Mg, Li dominantni oktaedrijski kationi, a montmorilonitima *dioktaedrijski smektiti* koji tvore *izomorfnu seriju montmorilonit–bajdelit* s Al kao dominantnim oktaedrijskim kationom.

Smektitima je svojstvena sorpcija raznih tekućina, zbog čega oni bubre (ekspandiraju). Zbog bubrenja u dodiru s vodom smektitni minerali su u svim sedimentima u građevinskom i tehničkom smislu štetna komponenta jer uzrokuju klizanja, pucanja i rušenja građevinskih i rudarskih objekata.

Gline/glinjaci pretežito sastavljeni od montmorilonitne skupine minerala glina poznati su kao **bentoniti**, a nastali su alteracijom kiselih tufova i vulkanskih stakala (odjeljak 8.5.1).

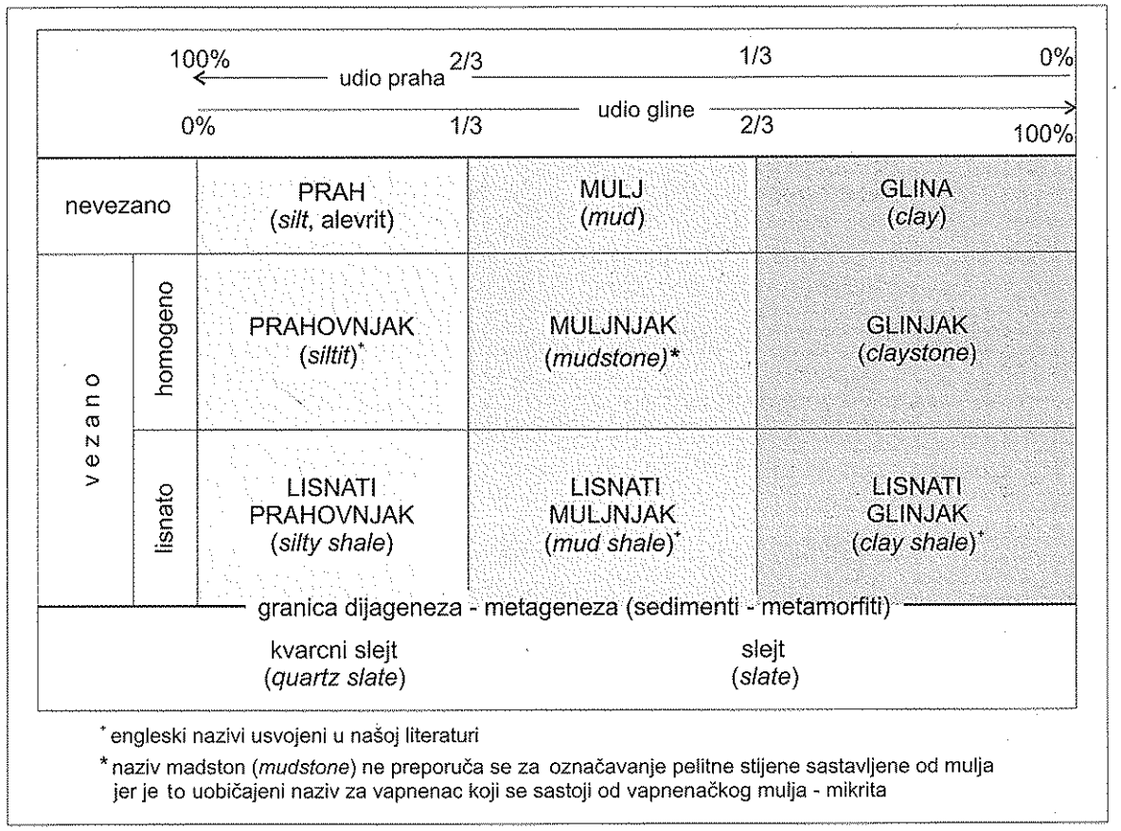
Kaolinitna skupina minerala glina odlikuje se vrlo sitnim listićima (<2 μm) i gustim zemljastim nakupinama svijetle ili bijele boje. U velikim se količinama pojavljuje u glinama kojima u dodiru s vodom daje izvanrednu plastičnost, pa se kaolinitne gline koriste kao izvrsna sirovina za proizvodnju porculana i keramike, a one s višim udjelom praha i sitnodispergiranih primjesa za proizvodnju crijepa i opeka.

Kaolinitom bogate ili čiste kaolinitne gline poznate su pod imenom **kaolin** i vrlo su cijenjena sirovina za izradu porculana (vidi odjeljak 7.3.2).

Gline i glinjaci bogati kaolinitnom skupinom minerala talože se, u pravilu, u slatkovodnim, a ne u marinskim okolišima, jer se kaolinit u morskoj vodi brzo transformira u kompleksne minerale glina.

7.1.2. Siltiti ili prahovnjaci

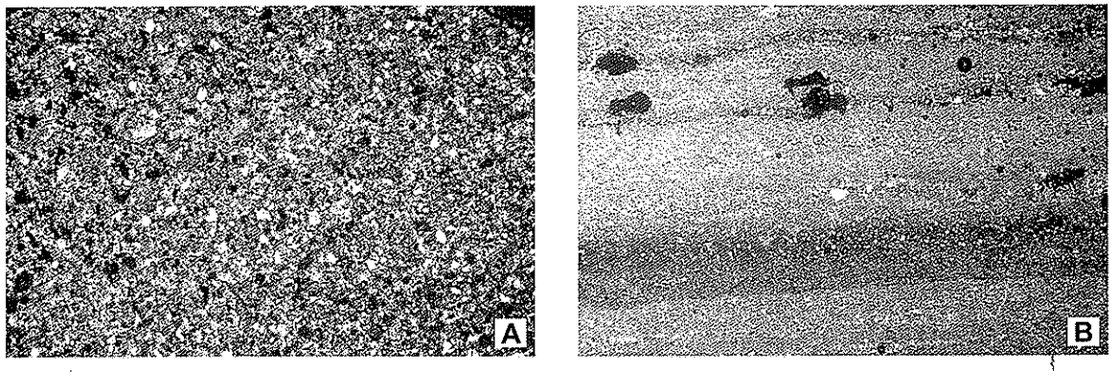
Siltit ili **prahovnjak** *kao pelitne stijene*, i **silt** ili **prah** *kao nevezani pelitni sedimenti, pretežito se*



* engleski nazivi usvojeni u našoj literaturi

* naziv madston (*mudstone*) ne preporuča se za označavanje pelitne stijene sastavljene od mulja jer je to uobičajeni naziv za vapnenac koji se sastoji od vapnenačkog mulja - mikrita

Tablica 7–1 Podjela i nomenklatura pelitnih sedimenata (djelomično dopunjeno prema Potter i dr., 1980).

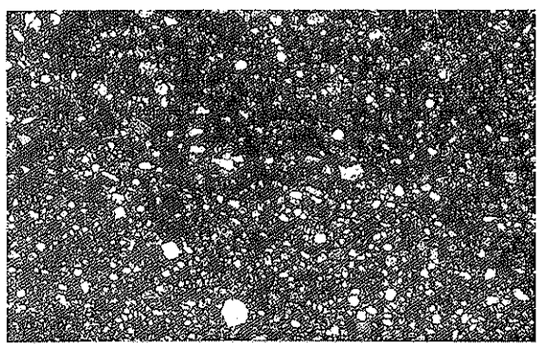


Slika 7–1 Temeljne teksturno–strukturne razlike pelitnih stijena u mikroskopskim izbruscima: A – homogeni prahovnjak ili siltit (neogen, pobrđe Psunja, Borovac, širina slike = 3,3 mm), B – lisnati glinjak – glineni šejl (miocen, Poljanska – Papuk, širina slike = 3,3 mm).

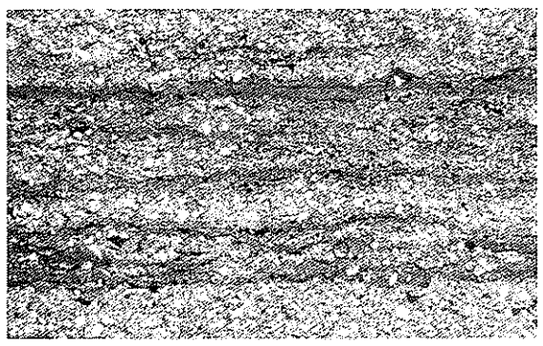
sastoje od zrnaca dimenzija praha ili silta, tj. od zrnaca promjera od 0,004 do 0,063 mm (sl. 3–37). U ruskoj i francuskoj terminologiji ti su sedimenti poznati pod imenom "*alevroliti*", odnosno, ako su nevezani, kao "*alevriti*". Pritom se, u pravilu, terminom "*alevrolit*" obuhvaćaju svi pelitni sedimenti iz tablice 7–1, dakle ne razlikuju se njihove inačice s različitim udjelima praha i gline – *prahovnjak* (*siltit*), *muljnjak* i *šejl*.

U njemačkoj terminologiji uobičajeni naziv za prahovnjak jest "*Staubsteine*" ili "*Siltgesteine*", a za šejlove je prije korišten termin "*Tonschiefer*" (= "glineni škriljavac"), koji je danas napušten jer je škriljavost svojstvo metamorfnih, a ne sedimentnih stijena.

Prema granulometrijskom, mineralnom i kemijskom sastavu i teksturno-strukturnim značajkama prahovnjaci su stijene koje čine prijelaz između sitnozrnastih pješčenjaka i muljevitih i glinovitih stijena (sl. 7–2). Krupnozrnastiji prahovnjaci ili siltiti po sastavu, strukturi i dijagenetskim značajkama približavaju se pješčenjacima, a sitnozrnasti, glinovitim matriksom bogati (muljeviti siltiti) muljevitim stijenama – muljnjacima.



Slika 7–2 Homogeni prahovnjak (siltit) sastavljen od sitnih, uglastih zrnaca kvarca, listića tinjaca i sporadično feldspata, te kloritno–glinovito–kalcitnog matriksa i cementa. Sedimenti ofiolitnog kompleksa Borovice kod Vareša. Širina slike = 3,3 mm.



Slika 7–3 Laminirani kerogenski muljni šejl (*mud shale*): tanke glinovite lamine sadrže kerogen (crno), a muljevite (glinovito–prahovite) lamine približno podjednake udjele gline i kvarcnih zrnaca dimenzija praha. Miocen, bušotina Ljutomer–1, dubina 3085 m. Širina slike = 3,3 mm.

Prevladavajući detritični sastojak prahovnjaka (siltita) su uglasta zrnca kvarca, a značajni su sastojak sitna zrnca feldspata i listići tinjaca, te do 33% gline (slika 7–1A i 7–2). Neke inačice siltita sadrže i znatnu količinu karbonata, uglavnom kalcitnog cementa ili sitnozrnastog karbonatnog detritusa (karbonatni mulj taložen zajedno sa siliciklastičnim zrncima dimenzija praha), pa je takva stijena poznata pod imenom **kalcitični prahovnjak** ili **kalcitični siltit** (*calcareous siltstone*).

Prahovnjaci (siltiti) koji sadrže i zrna dimenzija sitnog pijeska i koji čine prijelaz prema litičnim arenitima ili litičnim grauvakama, uz kvarc, feldspate i tinjce mogu sadržavati i sitne odlomke metamorfnih, vulkanskih ili sedimentnih stijena, a u prahovnjacima koji stoje na prijelazu u arkozne pješčenjake nalazi se i obilje feldspata.

Osim kalcitnim cementom, prahovnjaci mogu biti cementirani i autigenim kvarcom, opalom ili kalcedonom ili pak mineralnim vezivom koje je nastalo dijagenetskim procesima iz minerala glina, tj. sericitom, ilitom i kloritom (vidi odjeljak 6.4.2.2 i poglavlje 7.2). Prahovnjaci ili siltiti u pravilu su masivne, debeloslojevite, čvrsto litificirane, homogene, rjeđe i horizontalno ili koso laminirane stijene. Premda se vrlo često nalaze u gotovo svim geološkim formacijama, to su najmanje istražene sedimentne stijene. Razlog je tome, s jedne strane, taj što nemaju nikakvo praktično značenje niti kao kolektorske niti kao izolatorske stijene za naftu, plin i vodu, a nisu važne niti kao mineralna sirovina. S druge pak strane one se obično poistovjećuju s laporima ili jednostavno definiraju kao pelitni sedimenti. Osim toga, zbog svojeg mineralnog i granulometrijskog sastava i strukture one su vrlo nepogodne za petrološka mikroskopska istraživanja.

Prahovnjaci (siltiti) su, kao i recentni muljevi, taloženi pretežito u poplavnim ravnicama riječnih tokova i donjim dijelovima delta, tj. u prodelti (poglavlja 14.6 i 16.4), te u jezerskim i marinskim okolišima kao prijelazni litološki član između taloženja pijesaka i sitnozrnastih glinovitih sedimenata, općenito u mirnoj, slabo pokretljivoj vodenoj sredini. Talože se i iz turbiditnih struja u sitnozrnastim turbiditnim ili submarinskim lepezama (odjeljak 20.2.3). Prevladavajući su tip stijena u sitnozrnastim konturitima i na bazenskim ravnicama (odjeljci 20.2.4 i 20.3.3).

7.1.3. Šejlovi i muljnjaci

Šejlovi (*shale*) *su tankolaminirane ili lisnate sitnozrnaste pelitno-klastične stijene pretežito sastavljene od siliciklastičnog materijala koji je po granulometrijskom sastavu smjesa čestica dimenzija glina i zrnaca dimenzija praha ili silta* (sl. 7–1B i 7–3).

Muljnjak (*mudstone*) *je čvrsto litificirana stijena, koja je, za razliku od šejlova koji se odlikuju tankom laminacijom i lisnatošću, homogena smjesa čestica glina i praha u međusobnim odnosima od 1/3 do 2/3 gline i praha* (tablica 7–1, sl. 7–4).

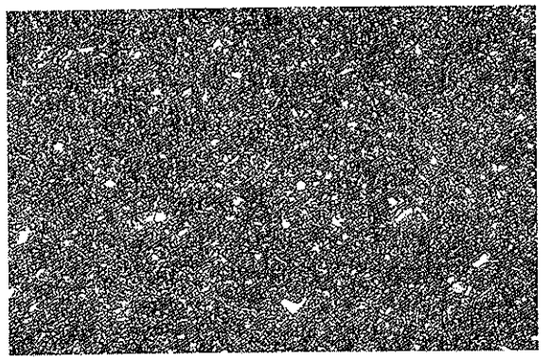
7.1.3.1. Granulometrijski i mineralni sastav i teksturno-strukturne značajke šejlova i muljnjaka

S obzirom na međusobne udjele čestica dimenzija glina u odnosu na zrnca dimenzija praha razlikuju se *lisnati muljnjaci* ili *muljni šejlovi* i *lisnati glinjaci* ili *glineni šejlovi* (tablica 7–1).

Neki autori spominju i *prahni (siltni) šejl* (*silty shale*) kao stijenu koja je po granulometrijskom sastavu i teksturno-strukturnim odlikama *laminirani prahovnjak* ili *siltit* (tablica 7–1). U šejlovima zbog visokog udjela minerala glina i sitnolističavih tinjaca prevladava lisnatost, a ne laminacija. Međutim, prahovnjaci (siltiti) sadrže premalo gline da bi mogli imati lisnatost, pa je bolje laminiranu stijenu koja sadrži >2/3 zrnaca praha svrstati kao *laminirani prahovnjak* (*laminirani siltit*) nego kao *prahoviti šejl* (*silty shale*).

Granulometrijski i mineralni sastav muljnjaka, odnosno muljeva prije litifikacije, gotovo je istovjetan s geološki mladim muljevitim šejlovima (tablica 7–1).

Lisnatost šejlova nije uvijek samo posljedica načina taloženja čestica i zrnaca, tj. nije isključivo vezana uz sinsedimentacijske procese primarno planparalelnog rasporeda listićavih minerala. Kod većine



Slika 7–4 Homogeni muljnjak sastavljen od sitnih, uglastih zrnaca kvarca i pojedinačnih zrnaca feldspata unutar glinovitog detritusa pomiješanog s razmjerno velikim udjelom kriptokristalastog kalcita. Kalcit dijelom potječe od karbonatnog detritusa, a dijelom je autigeni kalcitni cement, tako da se ovaj muljnjak može označiti kao kalcitični muljnjak (*calcareous mudstone*). Sedimenti ofiolitnog kompleksa Borovice kod Vareša. Širina slike = 3,3 mm.

šejlova, osobito onih iz starijih geoloških razdoblja, lisnatost je posljedica mehaničkih dijagenetskih kompakcijskih procesa koji se zbivaju pri tlakovima na većim dubinama prekrivanja, što dovodi do rušenja rahlo pakirane strukture čestica od rasporeda u obliku "saća" ili "kuće od karata" u planparalelni poredak (vidi sl. 7–10B i poglavlje 7.2). Ta strukturna preorijentacija rahlo pakiranih čestica iz oblika "saća" ili "kuće od karata" u planparalelni raspored događa se već na dubini prekrivanja od 150 do 300 m (sl. 7–10A). Rezultat tih procesa je lisnatost šejlova koji mehaničkim dijagenetskim procesima litifikacije nastaju iz muljeva i prahovitih glina (sl. 7–1B i 7–3).

S druge pak strane, pri procesima kemijske dijageneze zbog postupne transformacije minerala glina iz skupine kaolinita, montmorilonita i miješano-slojnih minerala glina u – na većim dubinama prekrivanja stabilnije minerale – ilit, klorit i "sericit" (sl. 7–12 i poglavlje 7.2), u šejlovima se pri dijagenezi donekle mijenja i granulometrijski sastav u odnosu na granulometrijski sastav sedimenta kakav je bio neposredno nakon taloženja. Naime, prelaskom tipičnih minerala glina u klorit i ilit, a potom i muskovit ("sericit") u pravilu se zbiva i stanovito povećanje dimenzija čestica. To treba imati na umu pri istraživanjima granulometrijskih i mineralnih sastava šejlova.

Šejlovi su najrasprostranjenije sedimentne stijene u Zemljinoj kamenoj kori. Nastali su litifikacijom i kompleksnom dijagenezom vodom bogatih muljeva i prahovito–glinovitih taloga (sl. 7–12).

Mineralni sastav šejlova je – slično kao i u drugim klastičnim sedimentima – vrlo varijabilan iz dva razloga:

1) zbog velikih mogućih razlika mineralnog i granulometrijskog sastava detritusa, i
2) zbog promjena primarnog mineralnog sastava minerala glina pri kemijskim dijagenetskim procesima (poglavlje 7.2 i sl. 7–12).

U pravilu, osim detritičnog kvarca, feldspata i minerala glina, šejlovi obično sadrže *autigene minerale* (kalcit, klorit, sericit, pirit, opal, kalcedon, glaukonit, muskovit), u količinama i do 33%.

Udio minerala glina, kvarca, feldspata, klorita, muskovita i karbonata vrlo je važan pokazatelj stupnja litifikacije i lisnatosti šejlova. U šejlovima paleozojske i pretpaleozojske starosti, ili u onima koji su bili na dubinama prekrivanja većim od 3 do 4 km, udio tipičnih minerala glina (kaolinitne i smektitne skupine) neznatan je zbog njihova prijelaza tijekom dijagenetskih procesa u klorit, ilit i muskovit, odnosno mikroskopski sitnu listićavu nakupinu poznatu pod imenom "sericit".

U geološki mladim (tercijarnim) šejlovima prevladavaju ilit, kaolinit i miješano-slojni minerali (sl. 7–12 i poglavlje 7.2).

Približno prosječni sastav šejlova općenito imaju oni mezozojske starosti, kako je to prikazano u tablici 7–2.

S obzirom na sadržaj organske tvari i oksida nekih metalnih kationa šejlovi mogu imati različitu boju. Šejlovi crne boje obično sadrže *organsku tvar* i/ili *pirit* i nastali su u reduktivnim uvjetima. Crvena boja šejlova posljedica je povišenog sadržaja feri-oksida, uglavnom *hematita*, i upućuje na oksidativne uvjete taloženja kakvi prevladavaju u kontinentalnim okolišima sedimentacije. Šejlovi zelene boje

kvarc	20–30%
detritični feldspati	5–30%
minerali kompleksne skupine: ilit–smektit–muskovit	15–35%
kaolinit	samo ponegdje i to vrlo malo
kloriti, karbonati, oksidi i hidroksidi željeza, organska tvar i sulfidi	<30%

Tablica 7–2 Približni srednji mineralni sastav šejlova mezozojske starosti.

sadrže *glaukonit* i *klorit* i potječu iz okoliša s umjereno reduktivnim uvjetima.

Praktično sve vrste pelitnih sedimenata prikazanih u tablici 7–1 mogu sadržavati i manji ili veći udio karbonatne komponente u obliku karbonatnog detritusa – mulja dimenzija gline i/ili praha (<0,063 mm) ili autigenog kalcita. Na sl. 7–7 prikazana je kvantitativna podjela i nomenklatura stijena koje su smjesa triju komponenata – gline, kalcita i praha (Konta, 1973). Ako takvu podjelu primjenimo za litificirane stijene s laminiranom i lisnatom teksturom, tj. umjesto gline uzmemo glinoviti šejl, praha lisnati prahovnjak ili siltit, i kalcita vapnenac, tada dobivamo sljedeću nomenklaturu za pelitne sedimente:

- **lisnati muljnjak** ili **glineni šejl** sadrži <20% kalcita i/ili praha (polje 4 na sl. 7–7),
- **kalcitični lisnati muljnjak** ili **glineni šejl** (*calcareous clay shale*) sadrži od 10 do 33% kalcita (polje 5 na sl. 7–7),
- **laminirani prahovnjak** ili **prahni šejl** (*silty shale*) sadrži <10% kalcita (polje 6 na sl. 7–7),
- **laminirani kalcitično-glinoviti prahovnjak** ili **siltit** (*calcareous clayey siltstone*) sadrži 10 do 33% kalcita (polje 7 na sl. 7–7),
- **glinovito-kalcitični prahovnjak** ili **siltit** (*clayey calcareous siltstone*) sadrži 10 do 45% kalcita (polje 8 na sl. 7–7), a
- **laminirani glinoviti prahovnjak** ili **siltit** (*clayey siltstone*) sadrži <10% kalcita (polje 9 na sl. 7–7).

Kalcitični lisnati muljnjaci, odnosno kalcitični glineni šejlovi, vrlo su česte vrste pelitnih sedimenata u mezozojskim i paleozojskim klastitima, a kalcitični prahovnjaci (siltiti) u tercijarnim i mezozojskim klastitima u zajednici s marlitima ili lapornjacima.

Šejlovi su, općenito gledano kao i muljnjaci, sedimenti vrlo različitih okoliša taloženja. Vrlo su česti i široko rasprostranjeni u bazenima uz rubove kontinenata. Česti su litološki članovi turbidita u intervalima T_d i T_e i donjim dijelovima turbiditnih lepeza (sl. 20–4 i 20–5), te u facijesu konturita i muljnih turbidita na bazenskim ravnicama (sl. 20–10). Obično se nalaze i u dugačkim dubokim kanalima na padinama i donjim dijelovima deltnih lepeza, u prodelti (sl. 16–1 i 16–3), ali i na plimnim ravnicama (sl. 17–5), muljevitim niskim obalama s klastičnom sedimentacijom i na unutarnjem šelfu (sl. 19–1 i 19–3).

7.1.3.2. Naftni šejlovi i naftni muljnjaci

Naftni šejlovi (*oil shales*) i **naftni muljnjaci** (*oil mudstones*), odnosno tzv. *"uljni škriljavci"* (*Ölschiefer*), posebna su vrsta šejlova koji sadrže visoki udio kerogena i drugih naftena, pa su to nositelji potencijalnih ležišta energetskih sirovina ili su to naftne matične stijene. Naziv *"naftni šejlovi"* primjenjuje se za sve lisnate i/ili laminirane pelitne sedimente, ali obično i za laminirane lapore i dolomitične vapnence, iz kojih se zagrijavanjem može ekstrahirati nafta.

Stari je naziv za te stijene, prema njemačkoj terminologiji, bio "uljni škriljavci", koji je danas napušten, kao i naziv "glineni škriljavac" (*Tonschiefer*), jer je "škriljavost" svojstvo metamorfnih, a ne sedimentnih stijena.

Naftni šejlovi uglavnom pripadaju jezerskim i deltnim, ali i marinskim sedimentima. Nastaju

Slika 7–5 Naftni šejl sa sitnodispergiranim kerogenom unutar muljevitog – glinovito–prahovitog – detritusa (gornji dio slike) i kerogenskim laminama (donji dio slike). Miocen, bušotina Obod–7, dubina 2172,9 m. Širina slike = 3,3 mm.

u zaštićenim anaerobnim niskoenergijskim jezerskim, riječnim, deltnim i marinskim okolišima. Najpoznatiji su donjokarbonski naftni šejlovi u Škotskoj i eocenski naftni šejlovi Green River formacije u Utahu i Coloradu (SAD).

Dobre primjere naftnih šejlova i muljnjaka zajedno s kerogenskim marlitima nalazimo u miocenskim sedimentima dubokih bušotina istočne Slavonije, primjerice naftnih polja Obod, Ladislavci, Beničanci, Crnac, Štefkovica, itd. (Tišljar, 1993). Primjer takvog naftnog šejla iz polja Obod prikazuje sl. 7–5, a miocenskog horizontalno laminiranog kerogenskog muljnog šejla s tankim kerogenskim glinovitim laminama iz bušotine Ljutomer–1 sl. 7–3.

Naftni šejlovi i organskom tvari bogati muljnjaci i marliti su, prema brojnim novim istraživanjima, moguće matične stijene iz kojih su se u povijesti Zemlje generirali tekući i plinoviti ugljikovodici.

7.1.3.3. Organska tvar u pelitnim sedimentima

Organska je tvar prisutna u malim količinama u gotovo svim sedimentima, a u značajnijem se udjelu praktički nalazi uglavnom u pelitnim stijenama, posebice muljnjacima, šejlovima i marlitima. Takve stijene zbog toga mogu biti izvori sirove nafte, pa su dobile ime **naftne matične stijene** (*oil source rocks*) ili je, ako su jače dijagenetski očvrsnute, stari naziv za njih bio "naftni škriljavci" (Yen i Chilingarain, 1976). Za muljnjake bogate organskom tvari često se koristi i naziv **sapropel** ili **sapropelni mulj**, o čemu se podrobnije govori u poglavlju 10.1.

Organska se tvar u sedimentima pojavljuje u četiri temeljna tipa kao kerogen, asfalt ili bitumen, sirova nafta i prirodni plin, a sastoji se od širokog spektra kompleksnih ugljikovodika.

Kerogen je tamnosiva ili crna kruta organska tvar koja se u različitim udjelima pojavljuje u organskom tvari bogatim sedimentima, poglavito muljnjacima, šejlovima i marlitima, a po definiciji Dotta i Reynoldsa (1969) sadrži ugljikovodike koji nisu topljivi u uobičajenim organskim otapalima poput etera, acetona, benzena ili kloroforma. Kad je potpuno čist kerogen je zapravo vrsta ugljena (vidi poglavlje 10.1), a sadrži između 70 i 80% ugljika, 7–11% vodika, 10–15% kisika i u tragovima dušik i sumpor.

S obzirom na podrijetlo organske tvari postoje tri različita tipa kerogena (Selley, 1988):

1) *algalni kerogeni* iz kojih se generira nafta,
2) *miješani kerogeni* iz kojih se generiraju ili nafta ili plin, i
3) *humusni kerogeni* iz kojih se generira plin.

Prema Brooksu i dr. (1987) kerogeni su podijeljeni u tri glavna tipa na temelju modulacije vrijednosti međusobnih odnosa vodik/ugljik i kisik/ugljik u tzv. Van Krevelenovom dijagramu:

Tip I kerogena ili *liptinit* odlikuje se visokim vrijednostima omjera vodik/ugljik (1,0–2,2) i niskim vrijednostima omjera kisik/ugljik (<0,1). Nastaje pri visokim temperaturama na većoj dubini prekrivanja iz lipida, masti i voskova.

Tip II kerogena ili *eksinit* uglavnom nastaje iz kutina i sapropelina uz otpuštanje vode, CO_2 i biogenog metana (CH_4). Odlikuje se srednjim vrijednostima odnosa vodik/ugljik (1,0–1,7) i srednjim vrijednostima odnosa kisik/ugljik (0,07–0,2).

Tip III kerogena ili *vitrinit* ima nizak odnos vodik/ugljik (0,5–1,0) i visok odnos kisik/ugljik (0,07–0,25). Nastaje pri nižim temperaturama iz proteina, lignina i humusnih kiselina uz porast lignoceluloza.

Podtip IIIb kerogena ili *internit* predstavlja izmijenjene ostatke drvenastih materijala i odlikuje se niskim vrijednostima odnosa vodik/ugljik (0,2–0,4) i niskim vrijednostima odnosa kisik/ugljik (0,06–0,08).

Kerogen naftnih šejlova kompleksnog je organskog sastava i smatra se da uglavnom potječe od vjetrom nanesenih spora i peluda (polena) biljaka, te vrlo sitnih vodenih biljaka (alga) koje su se taložile zajedno s vjetrom donesenim siltom, a za njihovu fosilizaciju u kerogen bili su nužni anaerobni uvjeti i okoliši (Huges, 1978).

Asfalt ili **bitumen** je po sastavu sličan kerogenu, ali je za razliku od njega topljiv u uobičajenim organskim otapalima. Sadrži 80–85% ugljika, 9–10% vodika, 2–8% sumpora te neznatnu količinu kisika i u tragovima dušik. U sedimentima se obično nalazi u porama, tektonskim prslinama i razdrobljenim zonama.

Sirova nafta je naziv za ugljikovodike koji su tekući pri normalnom tlaku i temperaturi. U talozima i stijenama ispunjava primarne i sekundarne pore, a sadrži 82–87% ugljika, 12–15% vodika i u tragovima sumpor, dušik i kisik. Sastavljena je od vrlo kompleksnih molekula koje sadrže međusobno varijabilne udjele četiri glavne skupine molekula parafina, aromatičnih ugljikovodika, naftena i asfalta. Iz matičnih se stijena generira već na temperaturama između 60 i 120°C.

Prirodni plin je naziv za plinovite ugljikovodike koji su sadržani u porama sedimenata i sedimentnih stijena. Ekstrahira se iz matičnih stijena koje sadrže već samo nešto više od 1,5% organskog ugljika pri temperaturama od približno 120 do 220°C, jer na tim temperaturama kerogen nije više tako inertan s obzirom na generiranje ugljika.

7.1.4. Les ili prapor

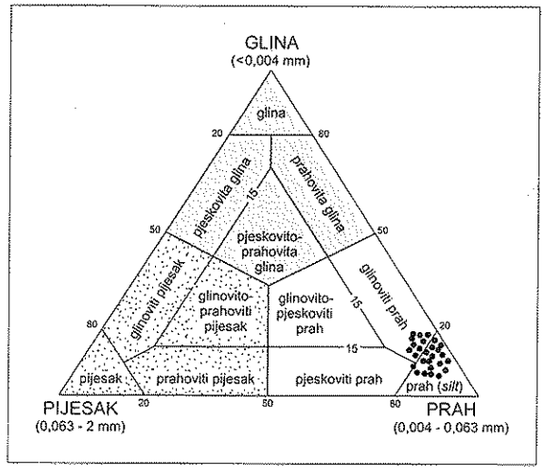
Les (*loess*) je homogeni, neslojeviti, slabo litificirani, dobro sortirani i izrazito porozni pelitno-klastični sediment koji se po granulometrijskom sastavu odlikuje visokim sadržajem zrna dimenzija srednjeg i krupnog praha ili silta, tj. zrncima promjera pretežito od 0,015 do 0,05 mm.

Osim tih zrnaca les obično sadrži i zrnca dimenzija sitnog praha (0,004–0,015 mm) i od 10 do 20% čestica dimenzija gline, a ponegdje i mali udio zrna dimenzija sitnog i srednjeg pijeska (0,063–0,5 mm).

Lesa u velikim količinama ima u srednjoj Aziji, Kini i Sjevernoj Americi, u Donjoj Austriji, Njemačkoj i Poljskoj, te u sjevernom dijelu Hrvatske i u Vojvodini (Bilogora, Đakovo, Vukovar, Ilok, Srijem, Fruška gora, Titel, Subotica).

Granulometrijski sastav lesa, primjerice iz istočne Slavonije (područje Osijek–Dalj–Đakovo–Vukovar), izrazito je ujednačen. Zrnca dimenzija praha sudjeluju s više od tri četvrtine od ukupnog sastava lesa (sl. 7–6), tj. sadrže:

- 77 do 85% zrnaca dimenzija praha (0,004–0,063 mm),
- 8 i 18 % gline (<0,004 mm), te
- 6 do 11% zrnaca vrlo sitnog i sitnog pijeska (0,063–0,25 mm).



Slika 7–6 Granulometrijski sastav lesa na području Osijek–Dalj–Đakovo–Vukovar. Svi analizirani uzorci lesa po udjelima praha, gline i pijesaka prema Trefethenovoj (1950) nomenklaturi i klasifikacijskom dijagramu pripadaju prahu ili glinovitom prahu.

Mineralni sastav lesa s različitih nalazišta nije ujednačen već varira u širokim granicama. U srednjoeuropskim praporima, dakle i u našim krajevima, krupnije frakcije lesa sadrže *kvarc*, *feldspate* (uglavnom ortoklas), *karbonate* i *tinjce*, a ponegdje i *vulkanski pepeo*.

Sitne frakcije lesa sadrže *minerale glina* i/ili *miješano-slojne minerale glina* iz skupina kaolinita, montmorilonita–smektita te tinjčaste minerale (ilit, vermikulit). Ostali, manje obilni sastojci su muskovit, klorit, limonit, hornblenda, cirkon, turmalin i apatit.

Tipična značajka mineralnog sastava lesa je izrazito prevladavanje detritičnih zrna kvarca nad detritičnim zrnima feldspata. U lesnim sedimentima sjeverne Zemljine hemisfere uobičajeni odnos kvarca prema feldspatima je 4:1, pri čemu među feldspatima prevladava K-feldspat. Udio kalcita, uglavnom autigenog, a rjeđe i detritičnog podrijetla, varira općenito u granicama od 10 do 30%, a tinjaca i minerala glina između 10 i 20% (Füchtbauer i Müller, 1970).

Težinski udio lake frakcije	89,8–93,8%
Težinski udio teške frakcije	6,2–10,2%
Ukupno $CaCO_3$	4,9–24,4%

Sastav lake frakcije		Sastav teške frakcije	
kvarc	46–64%	granati	28–39
feldspati	24–37%	epidot/coisit	20–33
muskovit	7–20%	amfiboli	12–23
odlomci stijena	<2%	opâka zrna	6–10
		staurolit	1–3
		disten	1–3
		turmalin	1–3
		apatit	1–3
		rutil	<2
		klorit	<1
		cirkon	<1
		titanit	<1

Tablica 7–3 Mineralni sastav krupne frakcije lesa (0,045–0,15 mm) u Dravskoj depresiji – glinokop Sarvaš na zapadnom pobrđu Erdutskog brda (prema Mutić, 1989).

Detaljna istraživanja mineralnog sastava krupne frakcije lesa (0,045–0,15 mm) Dravske depresije (Mutić, 1989) daju dobru opću sliku o mineraloškom sastavu lesa sjeveroistočne Hrvatske. Bitna odlika lesa tog područja, primjerice iz glinokopa Sarvaš (tablica 7–3), razmjerno je nizak odnos kvarc : feldspati (od 1 : 1,94 do 1 : 2,44) premda je kvarc izrazito prevladavajući sastojak, te u teškoj frakciji vrlo visoki udio granata, epidota/coisita i amfibola koji ukupno u toj frakciji sudjeluju s 80 do 85%.

Važna značajka lesa jest njegova visoka poroznost, obično 40–60%. U porama se lesa zbog kapilarnih sila zadržava voda obogaćena Ca-hidrokarbonatom iz koje se u sušnim razdobljima izlučuje *kalcitni cement* koji cementira zrnca praha i čestice gline. Takve otopine obično cirkuliraju samo duž lakše propusnih dijelova lesa, pa se kalcit izlučuje iz kapilarnim silama nejednolično dignute porne i kapilarne vode, ili se pak izlučivanje kalcita zbiva oko neke karbonatne klice ili zrnca, odnosno korijenčića, tako da će les na takvim mjestima biti jače cementiran. Zbog toga u njemu nastaju nepravilne konkrecije, a zbog neravnomjerne cementacije i jačeg trošenja i erozije necementiranih dijelova nastaju različite morfološke tvorevine poznate pod nazivom "lesni patuljci".

Mikroskopski izbrusci lesa pokazuju homogenu pelitno-klastičnu strukturu koja se odlikuje potpuno neorijentiranim sastojcima, pa čak i listići tinjaca mogu biti potpuno nepravilno orijentirani.

Les ili prapor nastaje taloženjem eolskog materijala – praha donesenog vjetrom iz velikih udaljenosti. Općenito se smatra da takav prah potječe od fluvioglacijalnih taloga, odnosno muljeva koji su zaostali nakon poplavljivanja prostranih riječnih dolina i sušenja tih muljeva nakon povlačenja voda u riječna korita.

Vjetar i zračne struje dižu i prenose suhi prah na velike udaljenosti da bi ga istaložile na kopnu ili u vodi nakon slabljenja vjetra i zračnih struja. Najveće količine lesa taložene su u kvartaru, posebno u pleistocenu, u ledenim dobima kad je klima bila suha i vjetrovita. Prethodno je u međuledenom

dobu pri poplavljivanju riječnih dolina istaložena izuzetno velika količina mulja koja je povlačenjem rijeka u korita i nastupanjem sušnog i vjetrovitog ledenog doba bila izvor goleme količine praha koji su vjetrovi prenosili na velike udaljenosti.

7.1.5. Lapori i marliti ili lapornjaci

Lapori *su miješane karbonatno-glinovite stijene sastavljene od varijabilnih udjela kriptokristalastog ili mikrokristalastog kalcita i od siliciklastičnog detritusa pelitnih dimenzija, prije svega gline.*

Dio kalcita može biti kemogenog podrijetla, tj. nastati izlučivanjem iz morske ili jezerske vode, a dio može biti najsitniji karbonatni detritus. Običnim mikroskopsko-petrološkim istraživanjima, bez elektronskog mikroskopa, u pravilu nije moguće utvrditi podrijetlo takvog kalcita, pa se uglavnom smatralo da su lapori, s obzirom na genezu, mješoviti kemogeno–klastični sedimenti, pri čemu je kalcit kemogenog, a siliciklastični detritus (glina i silt) klastičnog podrijetla.

Danas je, međutim, jasno da dio kalcita pripada karbonatnom detritusu koji potječe od fizikalnog i biogenog usitnjavanja (organizmi koji buše podlogu) starijih karbonatnih stijena.

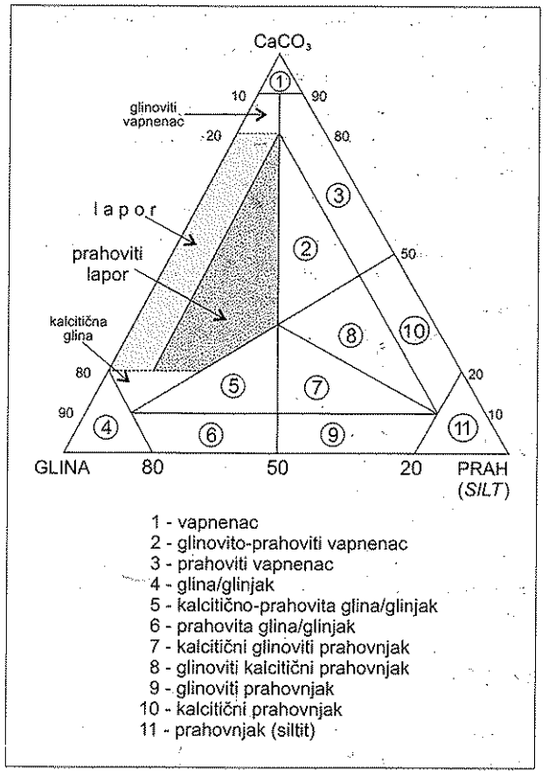
Laporom se obično smatra stijena koja sadrži između 20 i 80% gline i 80 do 20% kalcita. Neke klasifikacije tu granicu stavljaju na 33 i 66% (Pettijohn, 1975).

Iako su lapori definirani kao smjesa gline i kalcita, u njima se redovito nalazi i siliciklastični materijal dimenzija sitnog, srednjeg, pa i krupnog praha do sitnog pijeska. Pravi "čisti" lapori, sastavljeni samo od gline i kalcita, u prirodi su rijetkost.

Kvantitativna klasifikacija i nomenklatura stijena koje su prirodna smjesa kalcita, gline i detritusa dimenzija praha prikazana je na sl. 7–7.

Lapori su, prema tome, stijene koje sadrže od 20 do 80% gline, 80 do 20% kalcita i manje od 10% siliciklastičnog materijala dimenzija praha ili silta (kvarc, feldspati, tinjci).

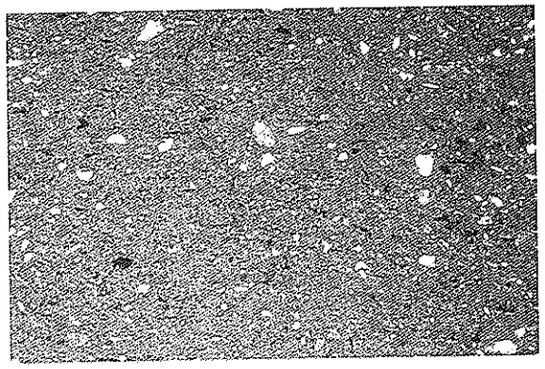
Sedimenti koji sadrže između 10 i 33% siliciklastičnog detritusa, uz 20 do 80% kalcita i gline, nazivaju se **prahoviti (siltični) lapori** (sl. 7–7).



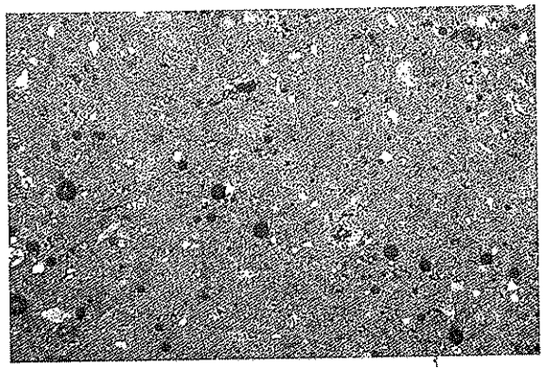
Slika 7–7 Klasifikacija i nomenklatura vapnenačko–glinovito–prahovitih sedimenata kao prirodne smjese s različitim međusobnim omjerima kalcita, gline i silta (djelomice dopunjeno prema Konti, 1973).

Zbog svega toga, pri istraživanju lapora nije dovoljna samo terenska, makroskopska odredba, već je prijeko potrebno laboratorijsko određivanje udjela $CaCO_3$ (otapanje $CaCO_3$, kalcimetrija, kompleksometrija) i granulometrijska analiza, tj. određivanje količine čestica dimenzija gline i zrnaca dimenzija praha, netopljivog ostatka lapora nakon otapanja kalcita te kvantitativna klasifikacija na temelju međusobnih udjela tih triju komponenata prema dijagramu iz sl. 7–7.

Lapori koji sadrže manje gline, kao kalcitom bogati lapori (65–80% kalcita), postupno prijelaze u glinovite vapnence (80–90% kalcita), a lapori s manje karbonata (10–20%) u kalcitične glinjake ili



Slika 7–8 Mikroskopski izbrusak prahovitog lapora (*silty marl*) sa sitnim zrncima kvarca, feldspata i listićima tinjaca dimenzija praha koji su nepravilno raspoređeni unutar glinovito–kalcitne mase koja sadrži sitne grudice kerogena (crno). Miocen, bušotina Obod–7, dubina 2003,5 m. Širina slike = 3,3 mm.



Slika 7–9 Mikroskopski izbrusak prahovitog lapornjaka ili marlita koji umjesto osnovne smjese kalcita i minerala glina sadrži smjesu kriptokristalastog kalcita i dijagenetskim procesima iz minerala glina nastalih sitnolističavih nakupina ilita, sericita i klorita. Dijagenetski nepromijenjena su ostala sitna zrna kvarca, feldspata i odlomaka stijena, odnosno detritus dimenzija praha. Neogen, Borovac na južnom pobrđu Psunja. Širina slike = 3,3 mm.

kalcitične muljnjake (*calcareous mudstone*), ako uz čestice dimenzija glina i minerale glina sadrže još i znatni udio siliciklastičnog detritusa dimenzija sitnog do srednjeg praha. Po istom principu primijenjenom za kalcitom bogati lapor, lapor koji sadrži 65 do 80% gline naziva se *glinom bogati lapor*.

U mikroskopskim izbruscima lapori pokazuju pelitno-klastičnu strukturu s pahuljastim nakupljanjem gline u kriptokristalastoj ili mikrokristalastoj kalcitnoj osnovnoj masi. Samo mjestimice u takvoj se smjesi gline i kalcita nalaze pojedinačna zrnca kvarca, feldspat i tinjci dimenzija sitnog do srednjeg praha (0,004–0,030 mm). Za razliku od lapora, prahoviti (siltični) lapori mikroskopski pokazuju viši udio takvih zrnaca, obično potpuno nepravilno raspoređenih po glinovito–kalcitnoj masi, a ponegdje i unutar tankih proslojaka i lamina (sl. 7–8).

U marlitima ili dijagenetski izmijenjenim laporima – lapornjacima – u mikrokristalastoj ili kriptokristalastoj osnovnoj masi umjesto pahuljastih nakupina ili homogene smjese kalcita i minerala glina nalaze se sitnolističave nakupine ilita, sericita i klorita, a u prahovitim marlitima još i sitna zrnca kvarca, feldspata i sitnih odlomaka stijena.

Petrološka istraživanja lapora često su znatno otežana time što lapori starijih geoloških razdoblja, kao i tercijarni lapori koji su pretrpjeli jače dijagenetske promjene na većim dubinama prekrivanja, imaju bitno promijenjeni mineralni sastav prvobitne glinovite komponente i zbog toga drukčija fizikalna svojstva.

Stijenu koja je prije dijagenetskih procesa na većim dubinama prekrivanja bila sastavljena od kalcita i gline s međusobnim odnosom koji odgovara sastavu lapora, a nakon dijagenetskih procesa u većim dubinama prekrivanja tipični minerali glina su transformirani u ilit, klorit, "sericit" ili muskovit (odjeljci 6.4.2.2 i 7.2.2) ne treba više smatrati laporom, već je to **lapornjak** ili **marlit** (*marlit, marlstone* – Pettijohn, 1975), ili pak kalcitični glineni šejl (*calcareous clay shale*), ako pokazuje lisnatost i sadrži više silicijskih negoli karbonatnih minerala.

Lapornjaci (sl. 7–9), naime, umjesto minerala glina sadrže produkte njihovih dijagenetskih izmjena: *ilit, klorite, sericit* i *muskovit*, jače su litificirani i u dodiru s vodom ne ponašaju se kao lapori. Prema tome to više nisu smjese gline i kalcita, čime su lapori zapravo definirani.

STUPANJ LITIFIKACIJE I DIJAGENEZE	GLINA	PRAH	KALCIT	NAZIV STIJENE
slab do srednji	20–80%	<10%	20–80%	LAPOR
visok	ilit, klorit, sericit	<10%	20–80%	LAPORNJAK (*MARLIT*)
slab do srednji	20–80%	10–33%	20–80%	PRAHOVITI LAPOR
visok	ilit, klorit, sericit	10–33%	20–80%	PRAHOVITI LAPORNJAK ILI *MARLIT*
srednji	<50%	<10%	<50%	GLINOVITI MIKRIT (*MADSTON*)
visok	ilit, klorit, sericit	<10%	<50%	KLORITNO-SERICITNI MIKRIT (*MADSTON*)

Tablica 7–4 Nomenklatura i klasifikacija lapora s obzirom na udjel siliciklastičnog materijala dimenzija praha i stupanj dijagenetskih promjena.

U tablici 7–4 prikazana je nomenklatura i klasifikacija lapora s obzirom na stupanj dijagenetskih promjena primarnih minerala glina koje su uzrokovane povećanjem dubine prekrivanja, tj. povišenjem temperature i tlaka.

Glinoviti mikrit (*clayey mudstone*) i **kloritno–sericitni mikrit** (*chlorite–sericite mudstone* – tablica 7–4) su srednje čvrsto, odnosno jako litificirani i dijagenetski izmijenjeni lapori koji sadrže >50% kalcita, pa u skladu s klasifikacijom Leightona i Pendextera (1962) više ne pripadaju sitnozrnastim klastičnim (pelitnim) sedimentima već su to "glinoviti" vapnenci.

S obzirom na to da su to kriptokristalaste ili mikritne stijene (madstonskog tipa) u skladu s Folkovom (1959) ili Dunhamovom (1962) klasifikacijom pripadaju mikritima ili madstonima (vidi "*Sedimentologiju karbonata i evaporita*", Tišljar, 2001).

7.2. Dijageneza glinovitih i pelitnih sedimenata

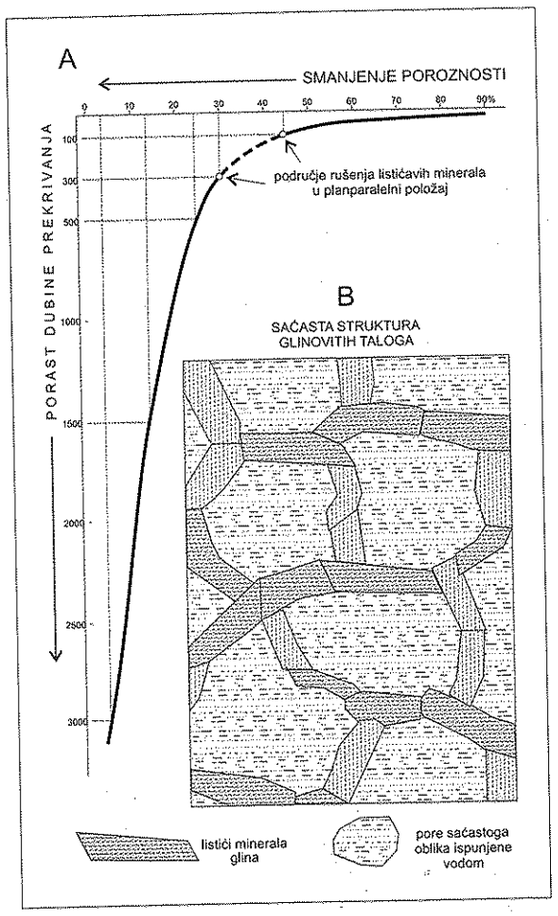
7.2.1. Mehanička dijageneza – zbijanje ili kompakcija

Svježe taloženi glinoviti sedimenti i muljevi imaju, zbog koagulacije čestica glina i pakiranja listićavih sastojaka u rahlu nakupinu sa strukturom "saća" ili "kuće od karata", vrlo visoku poroznost, obično od 70 do 85% (sl. 7–10). Pritom su pore između čestica glina potpuno ispunjene vodom. Ako se na takav sediment postupno taloži sve više novog sedimenta, što povećava dubinu prekrivanja, započeti će zbog tlaka nadslojeva proces mehaničke dijageneze taloga, tj. njegovo **zbijanje** ili **kompakcija**.

Rahlo pakiranje čestica glinovitih i glinenih taloga u obliku "saća" ili "kuće od karata" nije stabilno, pa već početkom zbijanja započinje prestrukturiranje čestica u međusobno gušći planparalelni raspored. Mehanički dijagenetski procesi, tj. zbijanje ili kompakcija, imaju zbog toga u glinenim i glinovitim sedimentima kudikamo veću ulogu nego što je to slučaj u pješčanim talozima. Prije svega to je zato što je primarna poroznost glina i glinovitih taloga i muljeva znatno veća od poroznosti netom istaloženog pijeska, kao i zbog vrlo rahlog saćastog načina pakiranja čestica glina pri taloženju (sl. 7–10B), koje se već na malim dubinama prekrivanja pri niskom tlaku nadslojeva prestrukturiraju u gušći, manje-više planparalelni položaj s najvećom površinom položenom okomito na smjer tlaka.

Istodobno s ovakvim prestrukturiranjem čestica zbiva se i drugi važni dijagenetski proces, tj. **istiskivanje porne vode** ili nekog drugog fluida kojim su bili ispunjeni vrlo veliki porni prostori u rahlom saćastom pakiranju glinovitog taloga ili mulja.

Dok prvi proces uzrokuje zbijanje taloga i smanjenje poroznosti, drugi proces, odnosno istis-



Slika 7–10 A – Krivulja promjene poroznosti glinovitih taloga u ovisnosti od porasta dubine prekrivanja kao posljedice zbijanja, prestrukturiranja čestica i istiskivanja vode; B – shematski prikaz saćaste strukture – koaguliranja i pakiranja listićavih minerala glina u glinovitom talogu. Dijelom prerađeno prema: Engelhardtu, 1973 i Füchtbaueru i Mülleru, 1970.

kivanje vode ili drugog fluida, uzrokuje snažna *kompakcijska strujanja* koja imaju važnu ulogu pri dijagenetskim procesima sedimenata u krovini.

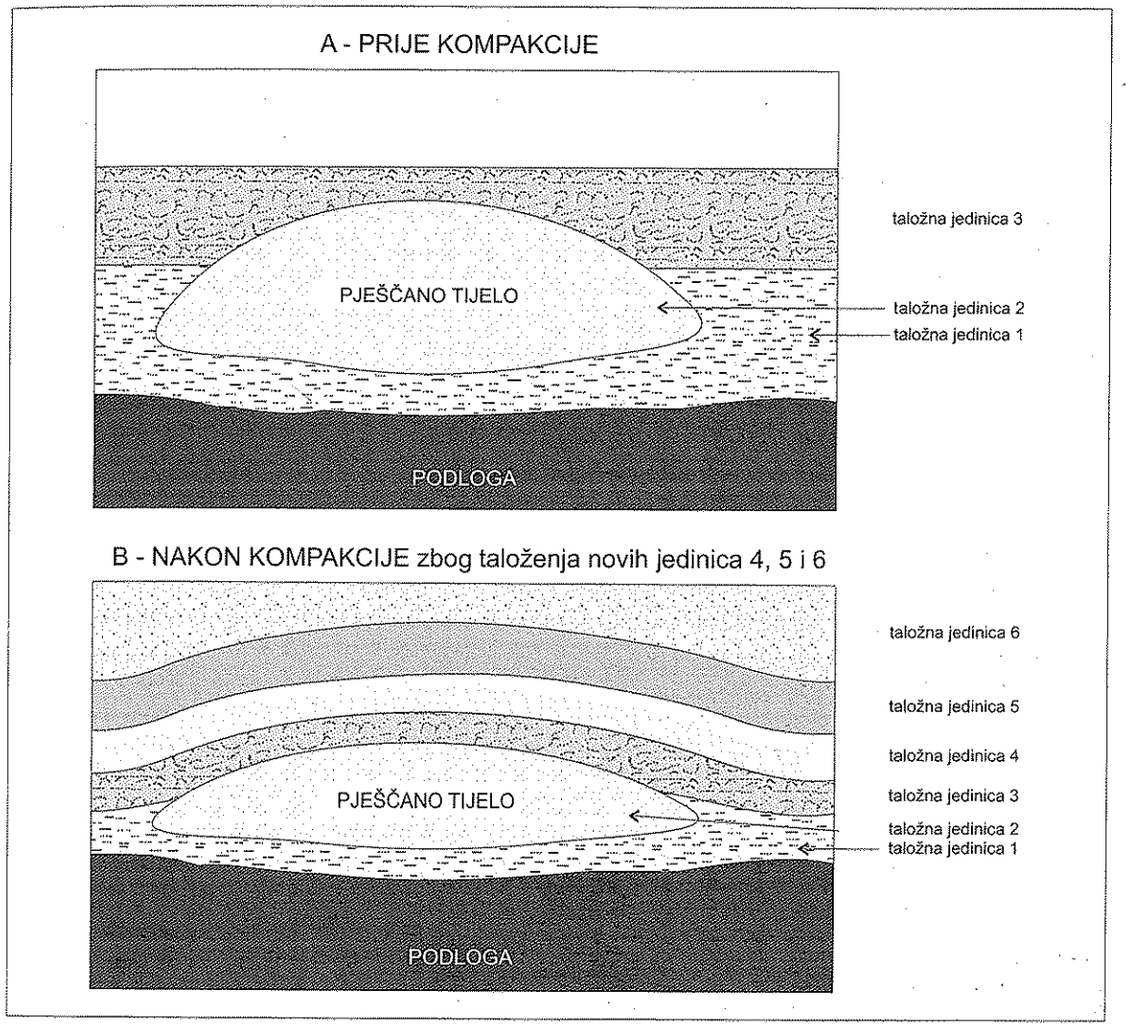
Na temelju istraživanja promjena poroznosti, prostorne mase i volumena glina i glinovitih sedimenata Engelhardt (1973) je konstruirao krivulju opće ovisnosti smanjenja poroznosti glinovitih sedimenata s porastom dubine prekrivanja. Ta je krivulja, uz manje izmjene, prikazana na sl. 7–10A.

Eksperimentalna istraživanja kompakcijskih procesa glina u laboratorijskim uvjetima pokazuju da je učinak zbijanja gline najveći u početku prekrivanja, tj. do tlaka od 50 kg/cm², što u prirodi odgovara dubini prekrivanja do 250 m. Daljnjim porastom tlaka, odnosno dubine prekrivanja, učinci zbijanja, a time i smanjivanja poroznosti, znatno su manji i usporeniji, kako to pokazuje krivulja odnosa promjena poroznosti u ovisnosti od porasta dubine prekrivanja (sl. 7–10A). Iz krivulje je vidljivo da se u početku prekrivanja glinovitih sedimenata novim talozima sve do dubine od 250–300 m poroznost smanjuje vrlo naglo već i za male poraste dubine prekrivanja, što je posljedica rušenja strukture "saća" ili "kuće od karata". Primarna poroznost od oko 85–90% naglo se već na dubini prekrivanja od 300 m smanji na oko 30%, a zatim se od 300 pa do 3000 m dubine prekrivanja smanjuje sporo, gotovo linearno s porastom dubine prekrivanja. Na taj način prvobitna poroznost netom taloženog mulja od oko 85–90% smanji se na dubini prekrivanja od 100 m na oko 43%, na 300 m na 30%, na 1600 m na 13%, a na dubini prekrivanja od oko 3000 m iznosi samo 3–4% (sl. 7–10A).

Dakle, pri kompakciji glina i glinovitih sedimenata:

- izrazito se smanjuje poroznost,
- dolazi do jakih kompakcijskih strujanja istisnute porne vode,
- bitno se smanjuje debljina sedimenata, i
- gubi se za gline tipično svojstvo plastičnosti.

Smanjivanje debljine glinovitih taloga zbog kompakcije vrlo je veliko: primarna debljina glinovitog taloga reducirana je na dubini prekrivanja od oko 3000 m za oko 70–75%, tj. od 100 m debljine mulja na 3000 m dubine prekrivanja nastat će samo oko 25–30 m debeo sloj glinovitog šejla. To se mora imati na umu pri istraživanju geometrije i oblika pješčanih sedimentnih tijela unutar glinenih, glinovitih, pelitnih ili laporovitih sedimenata. Naime, ako se unutar takvih sedimenata istaloži neko pješčano tijelo kanalnog ili lepeznog oblika, primjerice turbiditna ili submarinska pješčana lepeza (sl. 20–11), što je bio vrlo čest slučaj u Panonskom bazenu, koje nakon taloženja ima istu ili nešto veću debljinu od bočno nataloženih glinovitih sedimenata, pješčano će tijelo nakon svoje kompakcije i kompakcije okolne gline poprimiti ispupčeni konveksni oblik. To je posljedica bitno manjeg učinka zbijanja pijesaka do dubina prekrivanja od oko 3000 m od efekta zbijanja okolnih glina. Naime, bočno od pješčanog tijela, kao i oko njega, glinoviti se sediment snažnije zbija, debljina mu se znatno više smanjuje od debljine pješčanog tijela, pa se slojevi glinovitih sedimenata povijaju oko pješčanog tijela i bočno od njega stanjuju. Na taj način ispupčeno pješčano tijelo i okolni glinoviti sedimenti poprime oblik sličan "antiklinali" (sl. 7–11). To, naravno,



Slika 7–11 Shematski prikaz promjena debljina i oblika glinovitih taloga (taložne jedinice 1 i 3) i pješčanog tijela (jedinica 2) zbog različitih učinaka kompakcije na glinovite i pješčane taloge pri porastu dubine prekrivanja nakon taloženja novih jedinica 4, 5 i 6.

nije nikakva antiklinala nastala tektonskim povijanjem slojeva. Međutim, pri interpretaciji geofizičkih ili bušotinskih podataka takvi se odnosi ponekad shvaćaju kao "antiklinalna zamka", premda je oblik pješčanog tijela i glinovitog sedimenta posljedica primarnog lepezastog oblika pješčanog tijela i različitih učinaka zbijanja pijeska i okolnog glinovitog taloga, kako to shematski prikazuje sl. 7–11.

Talozi se zbijaju toliko dugo dok čestice gline i s njima pomiješana zrnca kvarca, feldspata i drugih minerala ne dođu u tijesan kontakt, što, uz gubitak vode, dovodi do gubitka plastičnosti. Pri velikim nadslojnim tlakovima gline se utiskuju u međuprostore kvarcnih, feldspatskih i drugih mineralnih zrna dimenzija praha i sitnog pijeska, ili se zrna utiskuju u gline, pa se tako sediment i mehanički litificira.

Ako bi proces zbijanja zbog velikog tlaka nadslojeva tekao i dalje došlo bi do deformacija pojedinih sastojaka, tlačnog otapanja, a pri još većim tlakovima i do pucanja – kataklaziranja – pojedinih zrna.

7.2.2. Kemijska dijageneza glinovitih sedimenata

Kompakcija glinenih i glinovitih taloga – kao mehanički dijagenetski proces – ima vrlo veliku ulogu pri dijagenezi tih sedimenata, no ipak nije jedini važni dijagenetski proces, jer je redovito praćen i kemijskom dijagenezom.

Ti su procesi uzrokovani:

a) promjenama kemizma porne vode i voda koje u sediment dolaze kompakcijskim strujanjima, te
b) povišenjem temperature zbog povećanja dubine prekrivanja koje dovodi do transformacije minerala glina u stabilne minerale na isti način kako je to obrazloženo kod dijageneze pješčenjaka (vidi odjeljak 6.4.2.2).

Pri kemijskim dijagenetskim procesima glinovitih sedimenata obično se razlikuju rani i kasni stadiji dijageneze. Pod ranim se stadijem podrazumijevaju svi kemijski procesi na maloj dubini prekrivanja (do 150 m), dok je poroznost još vrlo visoka, a pod kasnim stadijem promjene pod većim nadslojnim tlakom i pri povišenim temperaturama, tj. na dubinama prekrivanja većim od 150 m.

U **ranom stadiju dijageneze** sedimenti još imaju visoku poroznost, pa je kroz njih moguće jako kompakcijsko strujanje pornih otopina, a time i omogućena intenzivna izmjena iona, tj. njihovo donošenje i odnošenje iz glinovitog sedimenta. Pri porastu dubine prekrivanja, zbog sve manjeg dopiranja kisika u sediment, u njemu sve više prevladavaju reduktivni uvjeti, odnosno negativni Eh-potencijal.

Marinske gline u porama sadrže morsku, a slatkovodne gline slatku pornu vodu, tako da je u ranome stadiju dijageneze elektrolitička koncentracija pornih voda vrlo slična vodama u kojima su gline bile taložene. To znači da je elektrolitički potencijal u njima vrlo nizak, pa se tu mogu samo fiksirati Mg i K ioni iz pornih voda na minerale glina, a zbiva se i redukcija sulfata.

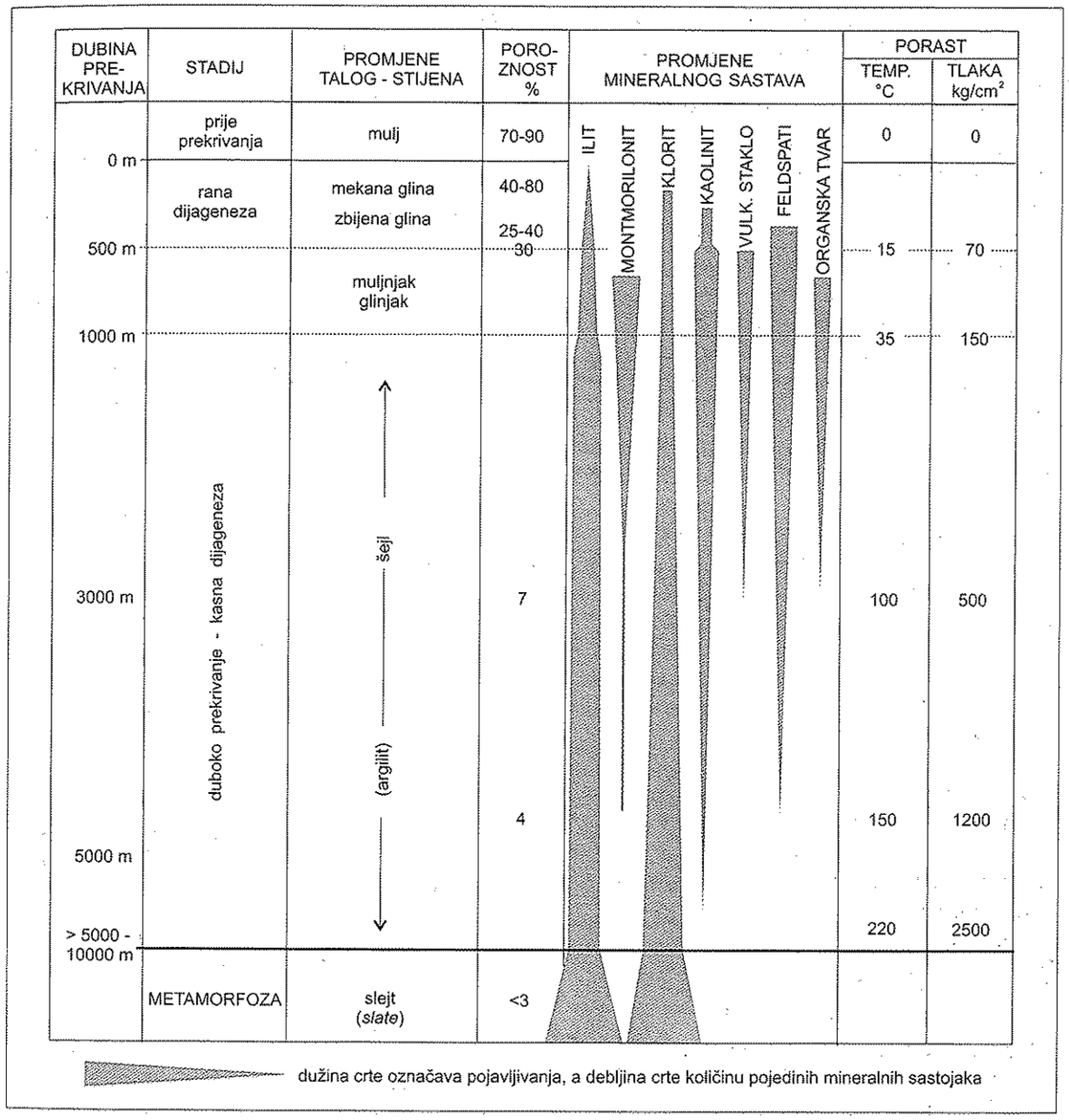
U **kasnijem stadiju dijageneze** smanjuje se poroznost glinovitih sedimenata, smanjuje se intenzitet pornih strujanja, povisi se elektrolitička koncentracija pornih voda, raste tlak i temperatura, a time i brzina kemijskih reakcija.

Pri konačnoj redukciji poroznosti na samo 0,5% – koja odgovara približnoj dubini od 6000–9000 m i temperaturi od 220°C – postupno prestaju dijagenetski, a počinju metamorfni procesi, odnosno **blasteza** (sl. 7–12).

Kemijskim dijagenetskim procesima najintenzivnije se mijenjaju minerali glina. Nestabilni minerali postupno nestaju jer se transformiraju u nove, u novonastalim uvjetima stabilne minerale. Te se promjene najbolje mogu ilustrirati usporedbom mineralnih sastava geološki mladih i starih glinovitih sedimenata, kao posljedicama promjena mineralnog sastava pri povećanju dubina prekrivanja, odnosno povećanju tlaka i temperature.

Općeniti, grafički prikaz dijagenetskih promjena mineralnog sastava glinovitih sedimenata i njihove litifikacije u odnosu na povećanje dubine prekrivanja, tlak i temperaturu prikazan je na sl. 7–12.

U geološki mladim glinovitim talozima (mlađim od miocena) prevladavajući su minerali *kaolinit* i/ili



Slika 7–12 Shematski prikaz dijagenetskih promjena mineralnog sastava, poroznosti i tipova stijena u ovisnosti o dubini prekrivanja glinovitih sedimenata (prerađeno i dopunjeno prema Füchtbaueru i Mülleru, 1970).

montmorilonit zajedno s drugim *miješano-slojnim mineralima* i *ilitom*, a u geološki starijim pelitnim sedimentima tih minerala više nema, pa prevladavaju *ilit, muskovit* i *klorit*. Vrlo su ilustrativne promjene mineralnog sastava glina s porastom dubine prekrivanja u tercijarnim glinama dubokih naftnih bušotina u Texasu (Engelhardt, 1973). Do oko 1000 m dubine gline sadrže montmorilonit, kaolinit,

klorit i ilit uz miješano-slojne minerale, a u većim dubinama montmoriloniti postupno nestaju, smanjuje se udio miješano-slojnih minerala i kaolinita, a raste udio ilita.

Kaolinit, koji u obilnim količinama nastaje pri procesima trošenja i neposredno nakon taloženja, nije više stabilan na većim dubinama prekrivanja, pa glinoviti sedimenti na većim dubinama prekrivanja obično uopće ne sadrže kaolinit ili ga sadrže u vrlo malim količinama. Smatra se da kaolinit potpuno nestaje i transformira se u *klorit* i *ilit* na dubinama većim od 3000 m (sl. 7–12 i odjeljak 6.4.2.2).

Geološki stari glinoviti sedimenti, dakle oni koji su pretrpjeli intenzivnije dijagenetske promjene (glinjaci, lapornjaci, muljnjaci, šejlovi), imaju općenito jednostavniji mineralni sastav – prevladavaju *ilit*, *muskovit* i *klorit*, jer su se *smektiti* (*montmorilonit*), *kaolinit* i *miješano-slojni minerali* dijagenetskim procesima na višim temperaturama transformirali u stabilnije (odjeljak 6.4.2.2, sl. 6–17 i 7–12).

Dobri primjeri promjene minerala glina s porastom dubine prekrivanja su miocenski lapori i marliti iz dubokih bušotina naftnih polja u istočnoj Slavoniji (Obod, Beničanci, Ladislavci), u kojima se na dubinama većim od 1300 do 1500 m nalaze marliti ili lapornjaci – izmijenjeni lapori – u kojima su minerali glina dijagenetskim procesima na većim dubinama prekrivanja izmijenjeni u ilit i klorit (Tišljar, 1993).

Kloriti najintenzivnije nastaju u kasnom stadiju dijageneze na većim dubinama prekrivanja transformacijom iz kaolinita, montmorilonita i miješanoslojnih minerala glina, premda se dio klorita može tvoriti već i u ranome stadiju dijageneze pri submarinskom trošenju – halmirolizi. Ranodijagenetski kloriti obično su bogati magnezijem, a kasnodijagenetski željezom.

Kloriti vrlo lako prelaze u *vermikulit* i *smektit*, pa se u glinovitim sedimentima često pojavljuju u obliku neuređenih interstratificiranih (miješanoslojnih minerala) iz skupina *klorita–vermikulita* i *klorita–smektita*.

Općenito, procesi kemijske dijageneze glinovitih sedimenata mogu se svesti na sljedeće:

– Al se iz oktaedrijskih pozicija kaolinita premješta u tetraedrijske pozicije klorita i tinjaca, pri čemu se oslobađa Si;
– Mg i otopljeni K iz pornih otopina vežu se za minerale kloritne grupe i tinjce;
– iz međuslojeva minerala glina odstranjuje se kristalna voda;
– izmjenjuju se ioni iz porne vode i gline: K oslobođen pri trošenju feldspata (vidi odjeljak 2.1.2) iz okolnih pješčenjaka migrira u gline i veže se za klorite i tinjce, a otopljeni Si odstranjuje se iz glinovitih sedimenata u pješčenjake gdje se izlučuje oko detritičnih kvarcnih zrna u obliku sintaksijalnog obrubnog cementa (odjeljak 6.4.2).

Ove promjene dovode do toga da konačni mineralni sastav glinovitih sedimenata nakon dijagenetskih procesa na većim dubinama prekrivanja bude *ilit* i/ili *dioktaedrijski tinjac* (*muskovit*) + *klorit* (sl. 7–12).

7.3. Rezidualni sedimenti

Kemijskim trošenjem neke stijene, kako je to iscrpnije objašnjeno u odjeljku 2.1.2, nastaju tri skupine produkata trošenja:

1) ioni u otopljenom stanju – uglavnom su to iz stijene oslobođeni i hidratizirani alkalijski i zemljoalkalijski elementi (Na, K, Li, Ca, Mg, Sr), kao i Si u obliku silicijske kiseline (H_4SiO_4);
2) novonastali ili autigeni minerali, poglavito minerali glina (kaolinit, smektit ili montmorilonit) i aluminijski hidroksidi, i
3) rezidui ili ostaci dijelova stijene koji se pri trošenju nisu mogli otopiti (najčešće sastavljeni od kvarca i silikatnih minerala, posebice tinjaca).

Druga i treća skupina produkata kemijskog trošenja stijena, tj. autigeni minerali i rezidui ili ostaci, ubrajaju se u **rezidualne sedimente** ili **rezidue**.

Glavni produkt kemijskog trošenja su ipak *autigeni minerali*, prvenstveno *minerali glina*, koji su nakon prijenosa vodom, ali i vjetrom i ledom, taloženi na drugom mjestu u obliku pelitnih sedimenata opisanih u poglavlju 7.1.

U početnoj fazi kemijskog trošenja ultramafitnih, bazičnih i neutralnih magmatskih stijena bogatih olivinom, piroksenima i amfibolima dolazi do tvorbe *autigenih minerala iz skupine glina i klorita bogatih željezom i magnezijem*, a trošenjem kiselih magmatskih stijena i gnajsova bogatih feldspatima nastaju *kaolinitne, smektitne i ilitne gline*.

Napredovanjem procesa trošenja gline se djelomice ispiru i odnose vodom u obliku koloidnih čestica, ali također mogu i preostati u obliku rezidualnih ležišta. Ako se proces trošenja neprekidno nastavlja nastupa potpuno izluživanje svih magnezijskih i kalcijskih minerala, tako da od primarnog mineralnog sastava stijene kao krajnji produkt ostaje **ostatak** ili **reziduum** sastavljen samo od kvarca (ako je u stijeni – arkoznim arenitima, granitima i gnajsovima – postojao kao primarni sastojak) te novonastalih *autigenih minerala glina iz skupine kaolinita*, kao i *Al-hidroksida* i *Al-oksihidrata u obliku boksita i laterita, te Fe-hidroksida i oksida*.

Da bi se mogli tvoriti takvi rezidui nužna je, za snažno kemijsko trošenje, topla i vlažna (humidna) klima i slaba ili praktično nikakva erozija, odnosno odnošenje produkata trošenja. Na taj način nastaju rezidualni sedimenti lateritnog tipa – **lateriti** – koji su često gospodarski vrlo značajne mineralne sirovine.

Od rezidualnih sedimenata petrološki i sedimentološki najvažniji su lateriti, rezidualne gline ili kaolini, zemlja crvenica i boksiti, a kao ležišta mineralnih sirovina tu još pripadaju rezidualna ležišta zlata, platine, nikla, mangana, monacita, titanita, dragog kamenja, urana i dr.

7.3.1. Lateriti

Termin laterit potječe od latinske riječi *later* (= cigla, opeka), a prvi put ga je Buchanan primjenio 1809. god. za opis crvenog tla na visoravni Deccan u Indiji (Selley, 1988).

Premda postoje različite definicije i shvaćanja što su to lateriti, općenito su u sedimentološkom smislu lateriti tla crvenkastosmeđe boje koja su produkti snažnog kemijskog trošenja stijena, a bogata su hidroksidima željeza i aluminija uz koje sadrže još i manje količine humusa, kvarca, kalcita, gline i drugih minerala.

Tipični lateriti sadrže između 40 i 50% *oksida i hidroksida željeza* (*hematit*, *limonit*, *getit*) i 20 do 25% *aluminijskih hidroksida* (*gibbsit*, *bemit*, *dijaspor*) i *silicijskih minerala* (*kvarc*, *feldspati*, *tinjci*).

Lateriti, u pravilu, imaju pizoidnu ili crvoliku (vermiformnu) strukturu. Pizoidna struktura laterita odlikuje se visokim udjelom zaobljenih, koncentrično građenih pizoida promjera od nekoliko mm do nekoliko cm, a crvolika ili vermiformna struktura u očvrsnutom lateritu brojnim subvertikalnim cjevastim kanalima unutar razmrvljenog matriksa.

Lateriti su široko rasprostranjeni i općenito najbolje razvijeni na prostranim ravnicama izgrađenim od bazaltnih i bazičnih intruzivnih stijena u područjima s humidnom tropskom klimom i niskim reljefom (Indija, Afrika, Južna Amerika), gdje je intenzitet erozije bio vrlo slab ili nikakav (Selley, 1988).

7.3.2. Rezidualne gline i kaolini

Kaolin ili "kineska glina" *je rezidualna glina sastavljena od čistog kaolinita, tj. minerala glina iz skupine hidratiziranih alumosilikata* ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$), *kao rezidualnog produkta – ostatka – kemijskog trošenja feldspata, uglavnom iz granitnih stijena* (vidi odjeljak 2.1.2). Kaolin može u pojedinim slučajevima nastati intenzivnim trošenjem i različitih drugih stijena koje su obogaćene alumosilikatima, poput šejlova, arkoza i metamorfnih stijena, posebice gnajsova.

Ležišta kaolina mogu nastati pri taloženju čistog kaolinita iz suspenzije, najčešće u jezerskim okolišima, nakon njegovog kraćeg prijenosa vodom od prvotnog mjesta njegove tvorbe pri trošenju granita ili gnajsova. Zbog toga se slojevi kaolina, u pravilu, nalaze unutar jezerskih pijesaka, muljeva te ugljena ili treseta (vidi poglavlje 15.1). Takvi resedimentirani kaolini su vrlo čisti, za razliku od *in situ*, odnosno nepretaložavanih kaolina kao produkata snažnog trošenja granitnih stijena koje sadrže kvarc, željezne okside i/ili hidrokside.

S porastom udjela Fe-hidroksida i oksida kaolini postupno prelaze u **laterite** ili, u slučajevima *desili-*

cifikacije, tj. odstranjivanja silicija, u **boksite** (vidi odjeljak 7.3.4).

Kaolin je vrlo vrijedna mineralna sirovina za keramičku industriju, posebice izradu porculana, te sirovina u industriji papira.

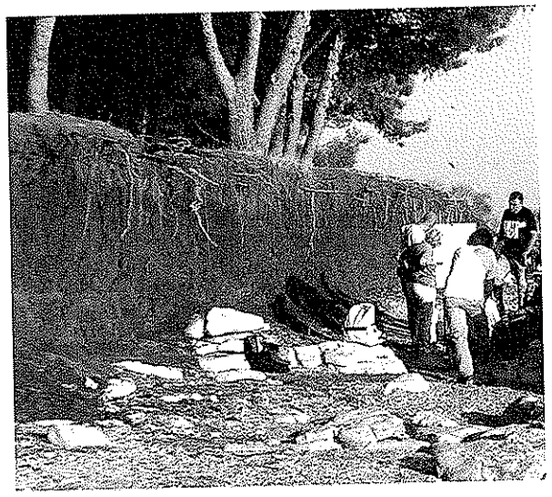
7.3.3. Zemlja crvenica (*terra rossa*)

Zemlja crvenica (***terra rossa***) *je, u geološkom smislu, sitnozrnasti sediment crvenkaste, smeđkastocrvene i žućkastocrvene boje koji se kao obradivo glinovito–prahovito tlo nalazi na karbonatnim kršk*im terenima mediteranskog područja (Bardossy, 1982), a jedno je od najrasprostranjenijih tala na vapnencima i dolomitima u mnogim mediteranskim zemljama, pa tako i u Hrvatskoj (sl. 7–13). Zbog toga je općenito u literaturi poznata i kao "crveno mediteransko tlo" (*red Mediterranean soil*). Međutim, ponegdje se naziv "crveno mediteransko tlo" koristi za sve vrste mediteranskih crvenih tala bez obzira jesu li ona razvijena na karbonatnoj ili nekoj drugoj litološkoj podlozi, pa je zbog toga naziv crvenica ili *terra rossa* uputno koristiti samo za crvena tla na vapnencima i dolomitima.

Posebnost crvenice je njezina boja crvenih nijansi kao posljedica ocrvenjivanja tla procesima peptizacije amorfnih hidroksida željeza i tvorbe sitnih kristalnih zrnaca hematita i getita u sitnozrnastoj, gustoj osnovnoj masi tla. Pritom pigmentirajući učinak sitnodispergiranog hematita kao glavnog nositelja crvene boje znatno nadmašuje pigmentirajući učinak getita kao nositelja žute ili žutosmeđe boje, čak i u slučajevima veće koncentracije getita od hematita (Schwertmann i Taylor, 1989).

U *terra rossama* hematit obično prevladava nad getitom (odnos hematit/getit je >1) pa otuda i njihova pretežito crvena boja. Odnos hematit/getit u sedimentima obično raste s porastom temperature i suhoće klime, odnosno intenzitetom odstranjivanja vlage iz taloga, što vezano uz pedogenetske procese posebice dolazi do izražaja u tlima; dakle, i zemljama crvenicama.

U pravilu, crvenice su reliktna tla, odnosno **pradavna tla** (*palaeosols*), a samo rijetko i recentna,



Slika 7–13 Zemlja crvenica kao tipično poligenetsko tlo debljine približno 150 cm prekriva gornjoalbske periplimne vapnence u području Novigrada u zapadnoj Istri.

poligenetska tla i/ili **koluvijalni talozi** (= svi sedimenti akumulirani u udubljenjima ili u dijelovima nižeg reljefa pri naglom ispiranju tla i ostalog detritusa bujičnim tokovima ili površinskim vodama pri jakim kišama).

S obzirom na granulometrijski sastav crvenice pripadaju u sitnozrnaste, pelitne sedimente, jer se sastoje od čestica dimenzija glina i praha (<63 μm) i vrlo malog, često neznatnog udjela zrna dimenzija sitnog pijeska.

Mineralni sastav *terra rossa* je obično sljedeći: prevladavaju tinjčasti minerali (tinjac, ilit ili ilitični materijal), *kvarc* i *minerali glina* (kaolinit i neuređeni kaolinit), a znatno je manji udio *hematita* i *getita* te *amorfne tvari, plagioklasa* i *K-feldspata*. Neuređeni kaolinit, hematit i amorfna tvar (alofan? – Durn, 1996), u pravilu, predstavljaju autigene minerale nastale *in situ* tijekom pedogenetskih procesa.

Istarske *terra rosse* primjerice, prema Durnu (1996), sadrže od 57 do 76% filosilikata, od kojih prevladavaju tinjčasti minerali (ilit ili ilitični materijal, te promjenljivi udjeli vermikulita) i minerali glina od kojih se redovito nalaze kaolinit i

neuređeni kaolinit i miješano-slojni minerali, dok je rjeđi ili manje zastupljen klorit. Visok je udio kvarca (15–33%), značajan je udio hematita i getita (3–8%), a razmjerno mali udio plagioklasa (1–5%) i K-feldspata (1–2%). Kalcit (0–5%), dolomit (0–3%) i aluminijski hidroksidi, tj. bemit (0 do 10%), mogu se, ali ne moraju, nalaziti kao sastojci istarskih *terra rossa*. Aluminijski hidroksidi se kao sastojci crvenice pojavljuju u slučajevima kad se u njihovoj blizini nalaze i veća ležišta boksita.

Zemlja crvenica iz okolice Rovinja u zapadnoj Istri, koja se u debljini od oko 8,5 m nalazi na berijaskim dolomitima, prema istraživanjima Durna (1991, 1996) pokazuje jasno opadanje udjela glinene frakcije (<2 μm) od dna prema vrhu naslaga od 71,6 na 41,1%, a sadržaj siltne frakcije (2–63 μm) je u istim uzorcima obrnut od sadržaja glinene frakcije. Pješčana frakcija (>63 μm) se pojavljuje s vrlo malim udjelom, svega 0,05 do 1,1%.

Zemlja crvenica kao poligenetsko tlo na gornjoalbskim vapnencima u okolici Novigrada u zapadnoj Istri (sl. 7–13) ima značajno viši sadržaj SiO_2, TiO_2, MnO i Na_2O, a manji udio Al_2O_3 i Fe_2O_3 u gornjem dijelu profila debljine oko 1,5 m. Ipak, u kvalitativnom pogledu mineraloški je sastav u donjem i gornjem dijelu profila jednak: kvarc, plagioklasi, K-feldspat, tinjčasti minerali glina, kaolinit, vermikulit, miješano-slojni minerali glina, hematit, getit i XRD-amorfna anorganska tvar. Količina kvarca i plagioklasa je, međutim, veća u gornjem, a udio filosilikata i Fe-oksida u donjem dijelu profila (Durn i dr., 2003).

Na temelju kompleksnih mineraloško–petroloških, sedimentoloških i pedoloških istraživanja istarskih *terra rossa* Durn i Aljinović (1995) i Durn (1996) su utvrdili da epidot–coisitska skupina minerala prevladava u teškim frakcijama crvenica Istre, a da su mineralne zajednice teških frakcija slične onima u lesu nastalom deflacijom sedimenata poplavne ravnice rijeke Po tijekom srednjeg i mlađeg pleistocena, te da su istarske crvenice uglavnom sastavljene od intenzivno izmijenjenog i prerađenog lesa, u manjoj mjeri pomiješanog s drugim materijalima. Podrijetlo eolskog materijala koji je dao današnje *terra rosse* spomenuti autori vežu uz starije akumulacije i pretaložavanja lesa, a pedogenetske procese uz paleoklimatske prilike koje odgovaraju onima starijim od holocena.

Zemlje crvenice su kao poligenetska tla pretežito nastale iz prašinastih materijala koji su na vapnenačku i dolomitnu podlogu napuhani vjetrom i/ili naneseni spiranjem i koluvijacijom i tu pomiješani s manjom količinom autohtonog tla koje je nastalo trošenjem karbonatne podloge pri dugotrajnim i opetovanim procesima pretaloživanja.

Za tvorbu – *pedogenezu* – zemlje crvenice neophodna je:

- mediteranska klima,
- dobro propusna karbonatna podloga radi izrazite drenaže,
- približno neutralne porne otopine, tj. pH vrijednost oko 7,
- jako izluživanje karbonata ili *dekalcifikacija*,
- dugotrajno (>10000 godina) pogodni uvjeti za tvorbu hematita i getita (= *rubifikacija*), te
- dugotrajno (>10000 godina) pogodni uvjeti za tvorbu kaolinita ili neuređenog kaolinita (= *monosialitizacija*) i općenito nakupljanja minerala glina.

7.3.4. Boksiti

Naziv **boksit** (*bauxite*) potječe od imena mjesta Les Baux kraj Alesa u Provansi u južnoj Francuskoj, kao *locus typicusa* nalazišta boksita – stijene koja se sastoji od aluminijskih hidroksida, aluminijskih oksid-hidrata, hematita, limonita, kvarca i minerala glina. Boksiti su produkti trošenja vezani uz humidnu tropsku klimu i dugotrajne kopnene uvjete, tj. za njihov je postanak neophodno dugotrajno subaersko izlaganje (>1 milijun godina).

7.3.4.1. Mineralni sastav, strukture i klasifikacija boksita

Boksiti su stijene pretežito sastavljene od minerala iz skupine:

- **aluminijskih hidroksida**, uglavnom *gibbsita* χ-Al $(OH)_3$,

VRSTA STIJENE	% Al-minerala	% Fe-minerala	% Minerala glina
Željezom siromašni boksit	75–100	<10	<25
Boksit	75–90	10–25	<20
Željezom bogati boksit	50–75	25–50	<20
Glinoviti boksit	25–75	<25	25–75
Željezom bogati glinoviti boksit	20–50	25–40	20–50
Željezom bogata boksitična glina	<20	10–40	50–90
Boksitična glina	<25	<10	75–100

Tablica 7–5 Klasifikacija boksita i s boksitima udruženih stijena na temelju međusobnih udjela Al-minerala, Fe-minerala i minerala glina (prema Bardossyu, 1964).

– **aluminijskih oksid-hidrata**: *bemita* χ-AlOOH i *dijaspora* α-AlOOH, i rjeđe
– **alumogela** (amorfni gel $Al(OH)_3$).

Uz te aluminijske minerale boksiti redovito sadrže i promjenljive količine **kvarca**, **minerala glina** (uglavnom *kaolinit* i *haloazit*), **aluminijskih klorita** (*sudoit*), **željeznih oksida i hidroksida** (*hematit, getit*), te kao akcesorne sastojke **TiO_2 minerale** (*anatas* i *rutil*).

Na temelju međusobnih udjela četiriju glavnih skupina mineralnih sastojaka, tj. Al-hidroksida i Al-hidrata, minerala glina (kaolinita, haloazita), željeznih oksida i hidroksida, te siliciklastičnih zrna, Bardossy (1964) je boksite i boksitima pridružene stijene klasificirao u više petrografskih skupina koje su prikazane u tablici 7–5.

Boksiti koji se koriste kao ruda za dobivanje aluminija po kemijskom sastavu obično sadrže između 45 i 55% Al_2O_3, 5 do 30% Fe_2O_3+FeO i ne više od 4% SiO_2. Prema petrografskoj klasifikaciji Bardossya (tablica 7–5) oni pripadaju u skupine "boksiti" i "željezom siromašni boksiti".

Željezom siromašni boksiti koriste se i kao sirovina u kemijskoj industriji, kao i industriji vatrostalnog materijala.

Boksiti se nalaze i nastaju u dva međusobno bitno različita geološka okoliša:

1) na intenzivno kemijski trošenim silikatnim – eruptivnim i metamorfnim – stijenama, pa su poznati kao *lateritni boksiti* ili *silikatni boksiti*, i
2) na okršenim karbonatnim stijenama, pa se označavaju kao *krški boksiti* ili *karbonatni boksiti*.

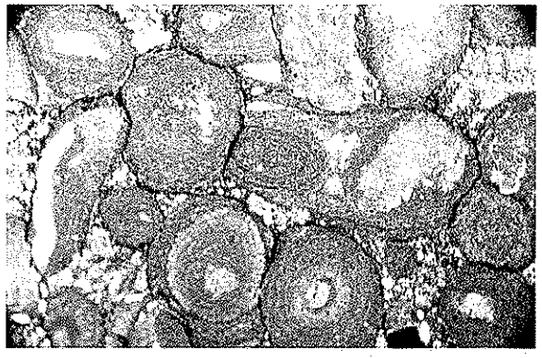
Lateritni boksiti su karakteristični za tropska područja Južne Amerike, zapadne Afrike, Indije i Australije, te za sijenitske masive u Arkanzasu.

Krški boksiti, odnosno boksiti na karbonatnim stijenama, znatno su više rasprostranjeni, posebice u perimediteranskom području, na Uralu, zapadnoindijskim otocima i u istočnoj Aziji. Tom tipu boksita pripadaju i boksiti karbonatnih terena Krških Dinarida (sl. 7–14), gdje se pojavljuju u više kronostratigrafskih jedinica i odlikuju značajnim razlikama mineralnog sastava i strukture. U Hrvatskoj su najčešći na trijaskim vapnencima (Lika, manje pojave na Kordunu), gornjojurskim vapnencima (zapadna Istra) i gornjokrednim vapnencima (Istra, sjevernojadranski otoci i središnja Dalmacija), a kao najmlađi poznati su miocenski boksiti u području Sinja i na Kordunu.

S obzirom na mineralni sastav i uvjete postanka u Istri se, primjerice, jasno razlikuju dva tipa boksita (Durn i dr., 2003; Vlahović i dr., 2003):

a) *crveni boksiti* ili *vadozni boksiti*, čije je podrijetlo vezano za oksidacijske uvjete u vadoznoj zoni i ranodijagenetske procese u uvjetima dobre drenaže i dobre aeracije iznad razine temeljne vode. U takvim uvjetima, uz tvorbu aluminijskih hidroksida i aluminijskih oksid-hidrata, uz oksidaciju Fe^{2+} u Fe^{3+} nastaju još i hematit i getit, a organska se tvar gotovo potpuno oksidira.
b) *sivi boksiti* ili *freatički boksiti*, koji su nastali ispod razine temeljne vode u reduktivnim uvjetima sa slabom cirkulacijom vode sadrže malu količinu Fe^{3+}, ostatke organske tvari, pirit, siderit, bemit i klorit. Freatički boksiti su zbog toga u odnosu na vadozne boksite znatno osiromašeni na željezu, a obogaćeni sumporom i silicijem. Niski udio željeza i visoki udio sumpora u sivim boksitima posljedica su reduktivnih uvjeta u kojima je dio željeza vezan na tvorbu pirita (i markazita), a dio je odstranjen u otopljenom stanju. Viši udio silicija u freatičkim boksitima uvjetovan je procesima resilicifikacije, odnosno tvorbom novonastalog autigenog kaolinita.

Slika 7–14 Karakteristični reljef dugotrajnom emerzijom nepravilno okršene gornjokredne vapnenačke podine koja u obliku gromada i "piramida" izbija ispod ležišta boksita prekrivenog paleogenskom vapnenačkom krovinom. Posušje – Zapadna Hercegovina.



Slika 7–15 Tipični primjer oolitične strukture boksita u mikroskopskom izbrusku. Trijaski boksit iz Vraca u Lici. Širina slike = 3,3 mm.

Već makroskopski ili s pomoću povećala, a osobito mikroskopski, krški boksiti pokazuju oolitičnu (sl. 7–15), pelitomorfnu i/ili detritičnu strukturu (*oolitic, pelitomorphic, detrital texture*).

Trijaski boksiti, primjerice kod Vraca u Lici, u podini imaju ladiničke vapnence, a u krovini noričke karbonate (*Hauptdolomit*), kao glavni Al-mineral sadrže **dijaspor** s udjelom između 52 i 71%, a uz dijaspor još i **hematit** (14,5–20%), te **kaolinit** (10,5–25%). Najčešće pokazuju oolitičnu strukturu (sl. 7–15), a rjeđe i pelitomorfnu strukturu (Šinkovec, 1970).

Gornjojurski glinoviti boksiti zapadne Istre (podina oksford–donji kimeridž, a krovina gornji titon – Velić i Tišljar, 1988) imaju detritičnu ili pelitomorfnu strukturu, a kao glavni Al-mineral sadrže **bemit** (30–50%), te visoki udio **kaolinita** (20–45%) i **hematita** (15–24%), uz nepovoljan vrlo visoki sadržaj SiO_2 (Šinkovec, 1974).

Gornjokredno-paleogenski boksiti čija su podina obično gornjokredni vapnenci, a krovina paleogenski vapnenci, lapori, pješčano–prahoviti ili flišni sedimenti, uglavnom imaju oolitičnu i detritičnu strukturu. Kao glavni Al-mineral sadrže **bemit**, uz manji udio **gibbsita** (obično u omjeru gibbsit: bemit = 1–1,5 : 10), a uz njih još i **hematit**, **getit** i **kaolinit** (Sakač i Šinkovec, 1991).

Miocenski boksiti područja Sinja i Korduna odlikuju se detritičnom ili pelitomorfnom strukturom i masivnom teksturom te **gibbsitom**, sa ili bez **bemita**, kao glavnim Al-mineralom, a sadrže i znatne količine **kaolinita**, **hematita** i **getita** (Sakač i Šinkovec, 1991).

7.3.4.2. Postanak boksita

Proces tvorbe aluminijskih hidroksida u boksitima može se prikazati hidrolizom minerala glina, većinom kaolinita, ovakvom općom kemijskom reakcijom:

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 3H_2O \rightarrow Al_2O_3 \cdot nH_2O + 2H_4SiO_4$$

kaolinit *voda* *Al-hidroksid* *silicijska kiselina*

Za takav je proces u prirodi potreban matični materijal, tj. minerali glina, i velika količina vode da bi se omogućila *desilicifikacija*, tj. odstranjivanje silicija u obliku silicijske kiseline (H_4SiO_4). Za potpunu desilicifikaciju potrebne su velike količine oborinske ili porne vode, što se ostvaruje tijekom dugih razdoblja, pa proces boksitizacije iziskuje uz toplu, vlažnu klimu i kopnene uvjete još i geološki dugo vrijeme. Uz procese tvorbe aluminijskih hidroksida značajnu ulogu u nekim, posebice crvenim i žutosmeđim željezom bogatim boksitima, ima i *proces rubifikacije*, tj. tvorba hematita i getita (odjeljak 7.3.3).

Podrijetlo matičnog materijala za boksitizaciju – minerala glina iz skupine kaolinita – poglavito pri postanku krških boksita, nije u potpunosti i jednoznačno objašnjeno.

Dugo vremena se postanak krških boksita tumačio hidratacijskim procesima glinovitog materijala koji potječe isključivo od netopljivih ostataka okršenih i emerziji izloženih vapnenaca, tj. da sav matični materijal za boksitizaciju predstavlja samo netopljive ostatke vapnenaca i dolomita.

Sakač i Šinkovec (1991) smatraju da izvorišni materijal za postanak hrvatskih boksita potječe od različitih izvora:

- u trijaskim boksitima od trošenja srednjotrijaskih lapora i piroklastita,
- u gornjojurskim boksitima vjerojatno od netopljivog ostatka karbonatnih stijena i/ili eolskog materijala (prašine donesene vjetrom),
- gornjokredno-paleogenskih boksita uglavnom od netopljivog ostatka karbonatnih stijena i eolskog materijala terigenog i vulkanskog podrijetla, a
- miocenskih boksita od eolskog materijala vulkanskog i terigenog podrijetla, kao i pretaloživanja paleogenskih boksita.

U novije vrijeme postoji sve više dokaza da matični materijal potreban za postanak krških boksita može potjecati dijelom od netopljivog ostatka vapnenaca i dolomita, a dijelom, dapače čak pretežitim, od sitnog materijala eolskog podrijetla, dakle sitnozrnastog materijala bilo vulkanskog bilo terigenog podrijetla donošenog vjetrom. Pritom su netopljivi ostaci okršenih vapnenaca i vjetrom doneseni eolski materijal bili opetovano miješani i pretaložavani po karbonatnim stijenama koje su u dugotrajnim emerzijskim fazama bile izložene kemijskom trošenju i okršavanju. Posebice važnu ulogu pritom su imala ispiranja materijala jakim kišama s velikih površina i potom njegovo pretaloživanje i akumulacija u okršena udubljenja, ponikve i tektonski okršene depresije po površinama vapnenačkih masiva tijekom dugotrajne emerzije (= *koluvijacija*).

8. Vulkanoklastični sedimenti

8.1. Definicija, sastav, podjela i postanak vulkanoklastičnih sedimenata

8.1.1. Definicija i sastav vulkanoklastičnih sedimenata

U vulkanoklastične ili piroklastične sedimente ubrajaju se stijene koje sadrže više od 25% sastojaka vulkanskog podrijetla, odnosno odlomke vulkanskih stijena i vulkanskog stakla i vulkanski pepeo, dakle, materijal koji je izbačen erupcijom vulkana i koji se nakon prijenosa zrakom, vodom ili piroklastičnim tokovima istaložio na kopnu ili u moru zajedno, s većom ili manjom količinom materijala sedimentnog detritičnog ili biokemijskog podrijetla.

Opći termin **vulkanoklastični sedimenti** uveo je Fisher (1961) za sav *klastični vulkanski materijal nastao bilo kojim procesom fragmentacije i disperzije tog materijala pri različitim načinima prijenosa i taloženja u bilo kojem okolišu i odnosu miješanja s materijalom nevulkanskog podrijetla.*

Sinonim za vulkanoklastične sedimente je naziv "piroklastične stijene", pod kojim se podrazumijevaju stijene pretežito sastavljene od "piroklastičnih fragmenata" ili "piroklasta", tj. produkata kompleksnih procesa povezanih s vulkanskim erupcijama – fragmenata i čestica izbačenih silinom vulkanske erupcije (Fisher i Schmincke, 1984).

Tefra (*tephra* – Thorarinsson, 1954) je sinonim za piroklastični materijal i piroklastične sedimente koji se općenito primjenjuje za akumulacije piroklastičnog materijala bez obzira na veličinu fragmenata i čestica.

Skorija (*scoria*) je naziv za tamnosive i crne piroklastične akumulacije nastale pri erupcijama neutralnih i bazičnih lava, a **plovučac** (*pumice*) za jako šupljikave – vezikularne – piroklastite svijetle boje, sastavljene od piroklasta promjenljivih dimenzija i oblika koji su nastali iz jače viskoznih kiselih (silicijem bogatih) i neutralnih lava. Eksplozivne erupcije bazalta i bazalto–andezita pretežito izbacuju lapilne piroklaste koji sadrže mnogo **vezikula** (*vesiculae* = mjehurići) – kuglastih šupljina nastalih od mjehurića plina pri naglom otplinjavanju lave.

Vulkanoklastični sedimenti sadrže fragmente i čestice vulkanskog podrijetla, tj. "vulkanoklaste", koji se s obzirom na mjesto i način postanka dijele na "piroklaste" i "hidroklaste". Dok su piroklasti produkti vulkanskih erupcija na kopnu, hidroklasti ili hidroklastični fragmenti i čestice su piroklasti koji nastaju silinom vulkanskih eksplozija na kontaktima lave i vode (podmorski), te pri naglom hlađenju i mehaničkoj granulaciji lave koja je došla u dodir s vodom ili talozima zasićenim vodom.

U piroklastičnim i/ili vulkanoklastičnim stijenama sastojci piroklastičnog podrijetla su:

a) *litoklasti* (litični fragmenti), tj. fragmenti vulkanskih stijena,
b) *kristaloklasti* ili kristali koji su kristalizirali u lavi prije erupcije, a u piroklastični su sediment dospjeli u manje–više očuvanom ili skršenom stanju. Najčešće su to oštrobridni, uglasti fragmenti kristala kvarca, feldspata, amfibola, biotita, piroksena i olivina ili kristali tih minerala s nagriženim ili resorbiranim konturama kao posljedicom korozije ili otapanja volatilima.
c) *vitroklasti* ili odlomci vulkanskog stakla, koji su u pravilu manjih dimenzija od litoklasta i kristaloklasta, obično oko 0,1 do 0,4 mm. Zastupljeni su uglastim, klinastim ili nepravilnim uglasto–pločastim odlomcima kiselih, neutralnih i bazičnih vulkanskih stakala. Svježe se vulkansko staklo u mikroskopskom izbrusku odlikuje visokom prozirnošću, a starije vulkansko staklo tamnosmeđom bojom, slabom prozirnošću zbog alteracije i devitrifikacije, o čemu će više riječi biti u poglavlju 8.5.

Fragmenti vulkanskih stijena koji se nalaze kao sastojci sedimentnih stijena općenito se prema svojem podrijetlu dijele na epiklaste, autoklaste i aloklaste.

Epiklasti ili *epiklastični sastojci* potječu od trošenja i erozije starijih vulkanskih stijena i redoviti su sastojci litičnih arenita i litičnih grauvaka, odnosno vulkanskih arenita ili vulkanskih grauvaka, dakle pješčenjaka. Zbog toga se epiklastični sastojci ne smiju zamijeniti s piroklastima jer bi to dovelo do zamjene klastičnih sedimenata (pješčenjaka) s vulkanoklastičnim sedimentima. Za razliku od epiklasta, koji nastaju kao posljedica fizikalnog i kemijskog trošenja starijih vulkanskih stijena, autoklasti i aloklasti piroklastičnog su podrijetla, tj. nastali su izravno vulkanskim procesima. Prema tome, bitni sastojci kojima je određen vulkanoklastični karakter stijena su piroklastični, a ne epiklastični sastojci, premda i oni mogu sudjelovati u sastavu vulkanoklastičnih sedimenata.

Autoklasti ili *autoklastični sastojci* piroklastita nastali su fragmentacijom – drobljenjem – pri mehaničkom trenju ili eksplozijama plinova tijekom kretanja lave ili gravitacijskog mrvljenja vulkanskih doma i vulkanskih čunjeva.

Aloklasti ili *aloklastični sastojci* nastali su lomljenjem već ohlađenih postojećih vulkanskih stijena istog vulkana na površini Zemlje pri procesima utiskivanja lave iz nove erupcije, dakle, izravno su vezani za vulkansku aktivnost i pripadaju piroklastitima.

S obzirom pak na postanak samih vulkanoklasta (piroklasta) ili piroklastičnih fragmenata i čestica, tj. s obzirom na način njihovog izbačaja pri erupciji vulkana razlikuju se tri glavne inačice piroklastita:

1) **piroklastiti juvenilnog** ili **esencijalnog podrijetla** nastaju izravno pri erupciji lave, pa se sastoje od gustih ili nabreklih i šupljikavih fragmenata i čestica ohlađene taljevine, ili kristala koji su zbog kristalizacije pri visokim temperaturama već postojali u lavi prije erupcije (= fenokristali ili pirogeni kristali);
2) **piroklastiti kognatnog** ili **akcesornog podrijetla** (*cognate* = srodnost; *accessory* = sporedan) potječu od drobljenja starijih lava istog vulkana pri novoj erupciji, a
3) **piroklastiti ascendentnog podrijetla** (*ascendent* = predak) potječu od razaranja vulkanskih stijena podloge po kojoj se kreće lava ili piroklastični tok, pa mogu biti vrlo različitog sastava.

8.1.2. Granulometrijska klasifikacija piroklastičnog materijala i podjela vulkanoklastičnih sedimenata

Kako je već spomenuto, vulkanoklastični sedimenti osim piroklastičnog materijala izravno povezanog s vulkanskim erupcijama mogu sadržavati i znatan udio epiklastičnog i drugog nevulkanskog materijala. Za mješavinu piroklastičnog i drugog nevulkanskog materijala s obzirom na njihove međusobne udjele, kao i veličine fragmenata i čestica piroklastičnog, ali i epiklastičnog i drugog nevulkanskog materijala, postoje brojne klasifikacije i definicije.

Ovdje će biti prikazane samo dvije koje se najčešće primjenjuju u svjetskoj literaturi i najpogodnije su za primjenu pri istraživanju vulkanoklastičnih sedimenata (tablice 8–1 i 8–2).

Kako je vidljivo iz tablica 8–2 i 8–3, mješavina piroklastičnog i epiklastičnog i drugog sedimentnog (biokemijskog, kemijskog) materijala naziva se **tufit**. Za mješavinu piroklastičnog i materijala normalnog sedimentnog (epiklastičnog) podrijetla uobičajene su podjele i terminologija kako je to prikazano u tablicama 8–2 i 8–3.

Međutim, pri određivanju kvantitativnih udjela tih dvaju – po podrijetlu različitih vrsta materijala – tufiti su različito definirani. Dok je prema Schmidu (1981) tufit stijena koja sadrži između 25 i 75% sastojaka piroklastičnog podrijetla, odnosno 75 do 25% sastojaka sedimentnog podrijetla, dotle Konta (1973) tufite definira kao stijene koje sadrže između 50 i 90% materijala piroklastičnog i 10 do 50% sastojaka sedimentnog podrijetla, a za sedimente koji sadrže od 10 do 50% materijala piroklastičnog podrijetla uvodi pobližu oznaku ili pridjev **tufitični**.

U obje klasifikacije zadržava se, međutim, isti sustav potpunijih naziva **tufita** prema izvornom tipu materijala sedimentnog podrijetla, odnosno prema

VELIČINA FRAGMENATA I ČESTICA	VRSTA KLASTA	NAZIV TALOGA (TEFRE)	KONSOLIDIRANA STIJENA
>64 mm	blokovi, vulkanske bombe	aglomerat	aglomerat, vulkanska breča
2–64 mm	lapili	lapilna tefra	lapilni tuf (*lapilstone*)
0,063–2 mm	krupni vulkanski pepeo	krupnozrnasti vulkanski pepeo	krupnozrnasti tuf
<0,063	sitni vulkanski pepeo	sitnozrnasti vulkanski pepeo	sitnozrnasti tuf (pelitni tuf)

Tablica 8–1 Granulometrijska klasifikacija piroklastičnog materijala (Schmid, 1981).

postupnom prijelazu u sediment s kojim se miješa piroklastični materijal (tufitični pješčenjaci, tufitični lapori, tufitični šejlovi i sl.).

Važno je pritom napomenuti da stijena istog naziva nije u obje klasifikacije definirana jednakim udjelima materijala piroklastičnog i sedimentnog podrijetla. Primjerice "*tufitični šejl*", kako ga definira Konta (1973), sadrži između 10 i 50% materijala piroklastičnog podrijetla, a "*tufitični šejl*" po definiciji Schmida (1981) sadrži između 25 i 75% takvog materijala.

Naime, Konta (1973 – tablica 8–2) detaljniju oznaku ili pridjev "tufitični" daje sedimentu u kojemu je udio piroklastičnog materijala manji od 50%, a sedimenti s više od 50% sastojaka takva podrijetla nazivaju se **tufiti**, dok Schmid (1981 – tablica 8–3) svim sedimentima iz sastava tufita (= 25–75% piroklastičnog materijala) dodaje pridjev prema značajkama materijala sedimentnog podrijetla.

VRSTA STIJENE	UDIO MATERIJALA PIROKLASTIČNOG PODRIJETLA	UDIO MATERIJALA SEDIMENTNOG PODRIJETLA
AGLOMERATI, VULKANSKE BREČE I TUFOVI	>90%	<10%
TUFITI	50–90%	10–50%
TUFITIČNI SEDIMENTI (tufitični pješčenjaci, šejlovi, lapori, vapnenci i dolomiti)	10–50%	50–90%
SLABOTUFITIČNI SEDIMENTI	<10%	>90%

Tablica 8–2 Podjela i terminologija sedimenata sastavljenih od smjese piroklastičnog i sedimentnog materijala klastičnog, kemijskog i biokemijskog podrijetla (Konta, 1973).

0% porast udjela epiklastičnih i drugih sedimentnih sastojaka ⟶ 100% ⟵ porast udjela piroklastičnih sastojaka			prevladavajuća veličina zrna
100% VULKANOKLASTITI iz tablice 8–1	75% TUFITI = mješavina piroklastičnog i sedimentnog materijala	25% EPIKLASTIČNI SEDIMENTI (vulkanski i nevulkanski)	0%
AGLOMERATI, VULKANOKLASTIČNE BREČE I LAPILI	TUFITIČNI KONGLOMERATI I BREČE	KONGLOMERATI I BREČE	2-64 mm
krupnozrnasti i sitnozrnasti TUFOVI	TUFITIČNI PJEŠČENJACI, SILTITI, LAPORI I ŠEJLOVI	PJEŠČENJACI, SILTITI, MULJNJACI, ŠEJLOVI I LAPORI	0,063–2 mm 0,004–0,063 mm < 0,004 mm

Tablica 8–3 Podjela i terminologija miješanih piroklastično–epiklastičnih stijena (Schmid, 1981).

8.1.3. Postanak i glavne značajke taloženja vulkanoklastičnih sedimenata

Vulkanoklastični sedimenti, odnosno tefra, se s obzirom na postanak i primarni način transporta i taloženja piroklastičnog materijala obično dijele u tri genetske skupine:

1) vulkanoklastični sedimenti taloženi iz piroklastičnih tokova,
2) vulkanoklastični sedimenti nastali taloženjem piroklastičnog materijala iz zraka, i
3) vulkanoklastični sedimenti taloženi iz uskovitlanih turbulentnih tokova male gustoće i velikih brzina.

Sve tri skupine sedimenata definirane po primarnom načinu prijenosa i taloženja piroklastičnog materijala često su ubrzo nakon taloženja pretrpjele jaču ili slabiju eroziju i pretaloživanje. To podjednako vrijedi za taloge na kopnu i taloge u plićem, pa i dubljem moru.

Pri petrološkim, a posebice sedimentološkim istraživanjima prijeko je potrebno utvrditi je li piroklastični materijal u vulkanoklastičnim sedimentima koje istražujemo taložen u subaerskim, podvodnim (subakvatskim – morskim, jezerskim) uvjetima ili je taložen iz piroklastičnih tokova, odnosno pripada li subaerskoj (kontinentalnoj) tefri ili podvodnoj (subakvatskoj), odnosno podmorskoj (submarinskoj) tefri.

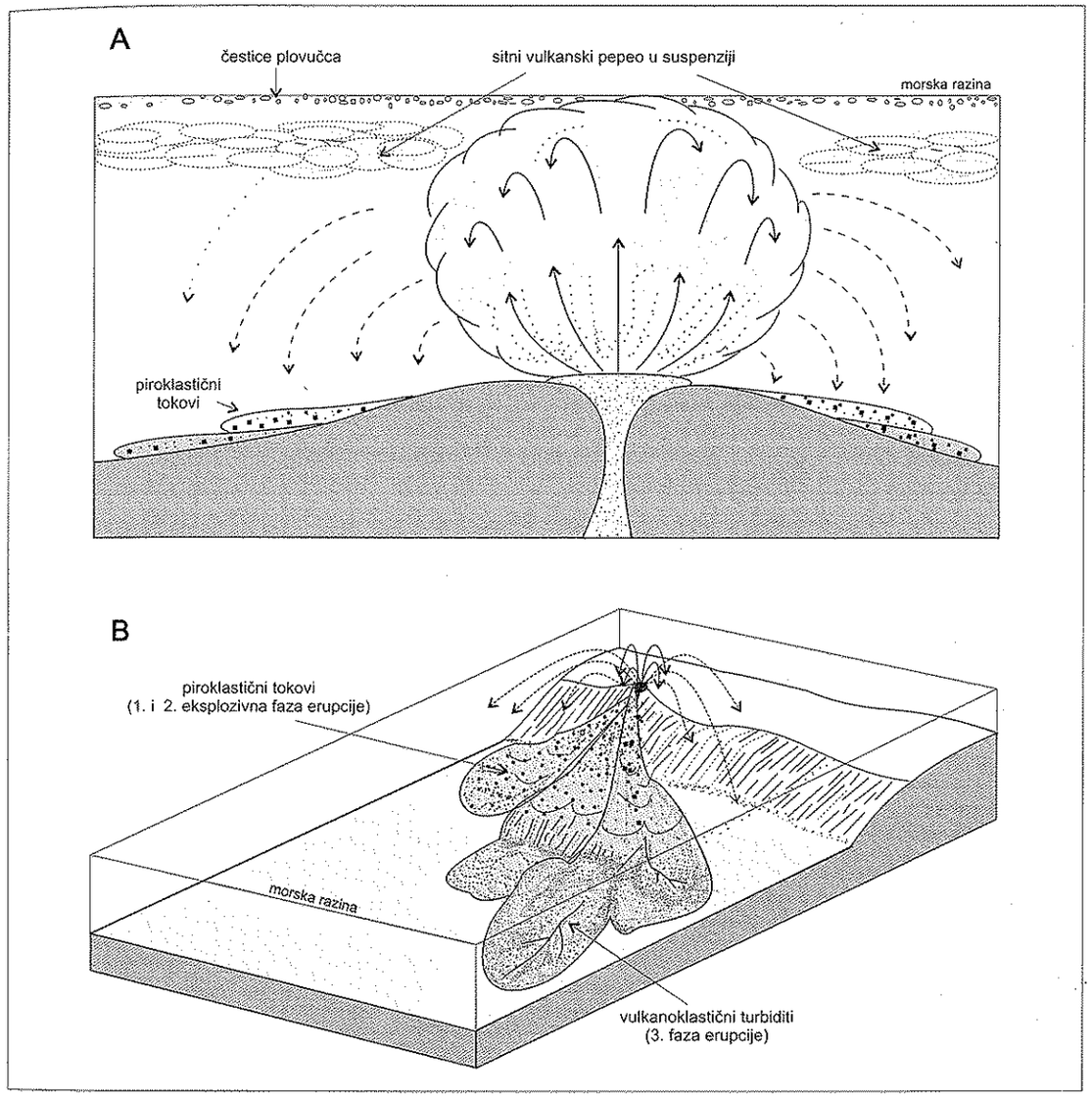
Subaerska ili kontinentalna tefra (*continental tephra deposits*) obuhvaća vulkanoklastične taloge koji su izbačeni iz vulkana u atmosferu, a zatim pali na kopno ili su na kopnu akumulirani iz piroklastičnih tokova, a **podmorska tefra** (*submarine tephra deposits)* vulkanoklastične taloge koji su iz atmosfere pali u more ili koji su iz vulkana izbačeni pri podmorskim erupcijama (sl. 8–1).

8.1.3.1. Vulkanoklastični sedimenti nastali piroklastičnim tokovima

Piroklastični tokovi (*pyroclastic flow*) *su vulkanima producirani vrući, plinovima bogati tokovi piroklastičnih fragmenata i pepela koji teku ili se kotrljaju i odronjavaju niz padinu vulkanske kupe ili vulkana mehanizmima sličnim gravitacijskim masenim tokovima* (*mass flows*).

Glavne komponente tih tokova su primarni vulkanski materijal pretežito kiselog sastava, čije dimenzije zrna variraju od sitnog praha do krupnih blokova, i vulkanski plinovi. Takvi se tokovi pojavljuju ili u subaerskim ili u podmorskim okolišima (sl. 8–1).

Ignimbriti *su naslage taložene mehanizmima jednog, nekoliko ili više piroklastičnih tokova ili tokova pepela bogatih plovučcem.*



Slika 8–1 Shematski prikaz mehanizama taloženja vulkanoklastičnih sedimenata pri podmorskim vulkanskim erupcijama.

S obzirom na sastav razlikuju se tri glavna tipa vulkanoklastičnih sedimenata nastalih iz piroklastičnih tokova (Einsele, 1992):

1) *talozi nastali iz tokova blokova i pepela* (*block-and ash-flow deposits*) u matriksu od vulkanskog pepela sadrže krupne klaste i blokove vulkanskih stijena,
2) *talozi nastali iz tokova skorije* (*scoria-flow deposits*) sastavljeni od bazaltnog do andezitnog pepela, lapila i većih klasta vulkanskih stijena, i

3) *talozi nastali iz tokova plovučca* (*pumice-flow deposits*) ili *ignimbriti* sadrže loše sortirane, obično stopljene čestice vulkanskog pepela (= *welded tufovi*, vidi odjeljak 8.4.1).

Piroklastiti taloženi iz piroklastičnih tokova nastaju tečenjem i odronjavanjem još vrućeg, plinovima bogatog piroklastičnog materijala niz padinu vulkanske kupe, ponegdje u obliku uskih tokova od središnjeg vulkanskog otvora, odnosno tzv. ***nuees ardentes*** (Lacroix, 1904). Mnogi takvi tokovi nastaju kao posljedica eksplozivnog ili gravitacijskog spuštanja izrazito viskoznih tokova lave niz strme padine vulkana, a tvore debele nesortirane naslage s fragmentima veličine i do nekoliko desetaka metara. U takvim vulkanoklastitima važan mehanizam prijenosa može biti zrnski tok (*grain flow*). S obzirom na razlike u veličini zrna i ukupnog volumena i rasprostranjenosti, kao i eruptivnih i taložnih mehanizama naslaga *nuees ardentes* i *ignimbrita*, one se bitno razlikuju.

Naslage *nuees ardentes* odlikuju se izrazito gradiranim bazalnim dijelom, diskontinuiranim nizom velikih fragmenata, izmjenama krupnozrnastih i sitnozrnastih slojeva, slabom orijentacijom izduženih ili pločastih fragmenata i čestica te učestalim promjenama boje, sastava i strukture.

U istom toku gradacija može biti normalna, obrnuta, simetrična ili umnožena. Normalno su gradirani obično fragmenti stijena ili litoklasti, a obrnuto fragmenti šupljikavog, izrazito poroznog plovučca (*pumice*), koji su plivali na površini toka dok su teži litoklasti u njemu tonuli. Zbog orijentacije paralelno sa smjerom toka izduženi i plosnati fragmenti i čestice u očvrsnutim su piroklastitima ovog tipa orijentirani izrazito paralelno s površinom sedimenta ili imaju imbrikaciju. U njima se redovito nalaze i *strukture istiskivanja plinova* (*gas escape structures*) kao posljedica nagla istiskivanja plinova – *fumarola* (površinskih izbijanja vodene pare).

Strukturne odlike ovog tipa piroklastičnih stijena iscrpnije su prikazane u poglavlju 8.4.

Vulkanski muljni i debritni tokovi ili **lahari** (*lahars*) *posebna su vrsta piroklastičnih tokova, koji su kao i drugi gravitacijski maseni tokovi nastali gravitacijskim prijenosom materijala pri normalnoj temperaturi uz sudjelovanje vode.*

Zbog visokog sadržaja piroklastičnog materijala i jednake ili slične strukture značajnije se ne razlikuju od vulkanoklastičnih sedimenata nastalih iz piroklastičnih tokova.

Lahari u pravilu tvore distalne facijese vulkanoklastičnih sedimenata taloženih iz piroklastičnih tokova i odlikuju se polimiktnim sastavom, bolje zaobljenim klastima i višim udjelom sitnozrnastog matriksa dimenzija glina od taloga piroklastičnih tokova.

Laharima pripadaju i neki **debriti** i **turbiditi** u kojima su taložene veće količine vulkanoklastičnog materijala nakon prijenosa debritnim, odnosno turbiditnim tokovima dalje od mjesta njegove prvobitne akumulacije (Einsele, 1992).

8.1.3.2. Vulkanoklastični sedimenti nastali padanjem piroklastičnog materijala iz zraka

Vulkanoklastični sedimenti nastali taloženjem materijala padanjem iz zraka (*fallout tephra deposits*) rezultat su akumulacije piroklastičnog materijala izbačenog vulkanskom erupcijom visoko u atmosferu. To je sitnozrnasti vulkanski pepeo koji nakon erupcije tvori *oblak lapila i vulkanskog pepela* u atmosferi i prenosi se od mjesta erupcije na velike udaljenosti, obično od nekoliko stotina do nekoliko tisuća kilometara.

Najdalje dopiru najsitnije čestice pepela iz kojih nastaju **sitnozrnasti (pelitni) tufovi**, a u bližoj okolici od mjesta erupcije talože se lapili, odnosno **lapilni tufovi** (poglavlja 8.3 i 8.4). Na taj način nastali sitnozrnasti tufovi obično tvore, vezano uz svaku erupciju, tanke proslojke unutar jezerskih ili marinskih sedimenata. Tu se oni pojavljuju na vrlo velikim prostranstvima i predstavljaju dobre reperne slojeve pogodne za korelaciju istodobnih naslaga.

8.1.3.3. Vulkanoklastični sedimenti nastali iz uskovitlanih turbulentnih tokova male gustoće

Vulkanoklastični sedimenti nastali iz uskovitlanih turbulentnih tokova male gustoće i velike brzine (*pyroclastic surge deposits*) odlikuju se tankim i

nepravilnim slojevima. Taloženi su iz uskovitlanih ili uzburkanih turbulentnih tokova koji nastaju različitim mehanizmima, prvenstveno interakcijama snažnih podmorskih erupcija i okolne vodene mase. Pretežito su sastavljeni od loše sortiranog detritusa dimenzija pijeska i sitnog šljunka različitog sastava i podrijetla, uz veću ili manju količinu piroklasta juvenilnog podrijetla i prevladavanje klasta podrijetlom iz starijih vulkanoklastita i efuziva.

Temeljne teksturno-strukturne značajke vulkanoklastita ovakvog postanka su valovita planarna laminacija, kosa slojevitost malog kuta nagiba, uzlazne dine i antidine, te lamine strmog nagiba na udarnoj strani riplova čiji su vrhovi erodirani pod blagim nagibom (*low-angle truncations*).

8.1.4. Kontinentalni vulkanoklastični sedimenti (kontinentalna tefra)

Osnovne značajke kontinentalne tefre su velika promjenljivost uvjeta taloženja zbog različitih vrsta erupcija, promjena režima tijekom same erupcije, promjena sastava materijala i njegova granulometrijskog sastava u ovisnosti o udaljenosti između mjesta erupcije i mjesta taloženja, te varijacijama energije i smjera vjetrova.

Subaerski taloženi piroklastiti (tefra) odlikuju se lepezastim, rjeđe i kružnim oblicima sedimentnih tijela, kojima se debljina smanjuje koso na jednu stranu, i to u pravilu okomito na os lepeze. Zbog toga slojevi tefre taložene u subaerskim uvjetima imaju u poprečnom presjeku oblik klina s kontinuiranim smanjivanjem debljine duž osi lepeze.

Zbog načina taloženja piroklastičnog materijala vulkanoklastični sediment ima oštar i neravan kontakt sa stijenama podine, ispunjava sve neravnine u terenu, a gornja mu je površina obično ravna. U njemu su izražene promjene granulometrijskog sastava i teksturno-strukturnih odlika, a s tim u vezi i boje, od dna prema vrhu naslaga.

Česta su *normalna* i/ili *obrnuta gradacija* u različitim kombinacijama ovisno o varijacijama energije erupcije i/ili energije vjetra. Slojne površine u naslagama subaerski taložene tefre oštre su i jasne, a česta je i *horizontalna laminacija* zbog isprekidanih i promjenljivih uvjeta erupcije, energije ili smjera vjetra, kao i promjene sastava materijala piroklastičnog i sedimentnog podrijetla. Vulkanoklastiti ovog načina postanka u granulometrijskom smislu odlikuju se dobrom sortiranošću s učestalim izmjenama krupnozrnastog i sitnozrnastog piroklastičnog materijala.

U kontinentalnim područjima blizu izvorišta piroklastičnog materijala, tj. kratera vulkana, nastaju **proksimalni vulkanoklastični sedimenti** (= *proksimalna tefra*), koji obično ispunjavaju jaruge i doline na padini vulkana ili oblikuju aluvijalne lepeze u podnožju vulkanske kupe. Takve se lepeze pretežito sastoje od krupnozrnastog piroklastičnog materijala i varijabilne količine epiklastičnog materijala.

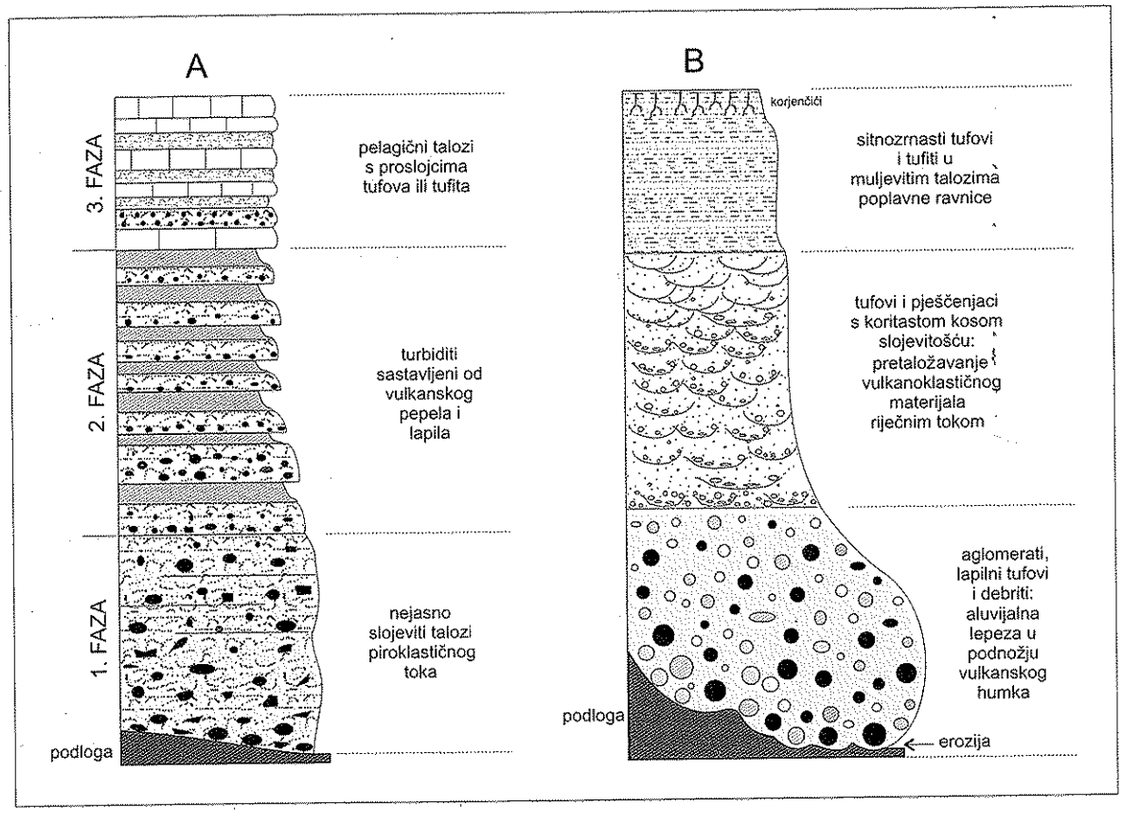
Dalje od vulkanskog grotla piroklastični se materijal, u pravilu lapili i vulkanski pepeo, izmjenjuje u obliku debljih ili tanjih slojeva i proslojaka lapilnih tufova i tufova s riječnim talozima, uglavnom prepletenih rijeka, ili se u različitim omjerima miješa s riječnim talozima tvoreći na taj način tufite i/ili tufitične taloge (sl. 8–2B).

Tipična sekvencija kontinentalnih vulkanoklastita taloženih debritnim i riječnim tokovima podalje od vulkanskog grotla obično se sastoji od tri jedinice, kako to prikazuje sl. 8–2B. To su:

- aglomerati i lapilni tufovi taloženi u obliku aluvijalne lepeze u podnožju vulkanskog humka;
- tufovi i pješčenjaci s koritastom kosom slojevitošću nastali pretaloživanjem vulkanskog pepela riječnim tokom, i
- sitnozrnasti tufovi i tufiti unutar muljevitih taloga poplavne ravnice.

Kontinentalni **distalni vulkanoklastični sedimenti** (= *distalna tefra*), dakle oni taloženi znatno dalje od mjesta erupcije, sastoje se od sitnog vulkanskog pepela tvoreći tanke slojeve ili proslojke *sitnozrnastih tufova* u talozima poplavnih ravnica ili jezerskim naslagama. U slučaju postojanja većih riječnih sustava s velikim slivnim područjem piroklastični materijal može biti pretaložen i u značajnijim količinama akumuliran unutar morskih ili jezerskih delta.

Ako je udio piroklastičnog materijala u odnosu na količinu materijala sedimentnog podrijetla mali,



Slika 8–2 Idealizirani taložni ciklusi vulkanoklastita (djelomice izmjenjeno prema Einseleu, 1992). A – *Taložni ciklus podmorskih vulkanoklastita* obično se sastoji od tri glavna člana: 1) materijala piroklastičnih tokova (faza 1 erupcije); 2) lapila i vulkanskog pepela – vulkanoklastičnih turbidita taloženih iz turbulentnih tokova tijekom slabljenja erupcije (faza 2), i 3) pelagičnih taloga s proslojcima tufova ili tufita taloženih iz suspenzije nakon erupcije (faza 3). B – *Taložni ciklus kontinentalnih vulkanoklastita* taloženih podalje od vulkanskog kratera debritnim i riječnim tokovima u pravilu se sastoji od tri glavna člana: 1) aluvijalne lepeze u podnožju vulkanskog humka sastavljene od aglomerata i lapilnih tufova kao debritnih taloga; 2) tufova i pješčenjaka s koritastom kosom slojevitošću nastalih pretaložavanjem vulkanskog pepela riječnim tokom, i 3) sitnozrnastih tufova i tufita kao proslojaka unutar muljevitih taloga poplavne ravnice.

on će se uklopiti u taloge poplavnih ravnica, jezerske i deltne sedimente tvoreći slojeve ili proslojke *tufita* ili tufitičnih taloga.

8.1.5. Podmorski vulkanoklastični sedimenti (podmorska tefra)

Podmorske vulkanoklastične naslage (*submarine tephra deposits*) su vrlo česte i obično fosilno dobro očuvane vrste vulkanoklastičnih stijena. Na morskom se dnu može taložiti piroklastični materijal koji potječe od erupcije vulkana na kopnu ili podmorskih erupcija.

U slučaju erupcije vulkana na kopnu piroklastični materijal u more dopire iz atmosfere ili nakon erozije na kopnu netom iza erupcije istaložene tefre. Snažna erozija tek istaložene tefre na morfološki istaknutom kopnu u pravilu je praćena i intenzivnim prijenosom vulkanoklastičnog materijala i njegovim pretaloživanjem u obližnjem morskom okolišu.

Pri podmorskim erupcijama tijekom najaktivnije faze izbacuju se velike količine piroklastičnog materijala sve do površine mora (sl. 8–1). Dio materijala se pritom brzo sliježe na morsko dno i tvori podmorske piroklastične tokove, dio ostaje duže vrijeme u suspenziji, a manji se dio, posebice čestice i fragmenti jako poroznog vezikularnog plovučca, može dići sve do morske površine i plutati tako dugo dok neki njegovi ostaci ne budu naplavljeni na obalu, a drugi morskim strujama odneseni daleko na morsku pučinu (sl. 8–1).

Sitnozrnasti pepeo, koji se duže vrijeme zadržavao u suspenziji, također se morskim ili oceanskim strujama raznosi na velike daljine i pritom polagano taloži na velikim prostranstvima morskog ili oceanskog dna u obliku tanjih ili debljih slojeva **tufova** ili **tufita** (sl. 8–1 i 8–2A).

Slabljenjem podmorske vulkanske aktivnosti (2. faza na sl. 8–2A) izbačeni materijal više ne može održavati stalan piroklastični tok, pa se uglavnom akumulira blizu vulkanskog otvora sve dok se na padini ne prekorači stabilnost taloga, nakon čega nagomilana masa klizne i odroni se niz padinu i razvije u **debritni** ili **turbiditni tok** (sl. 8–1B). Na taj se način piroklastični materijali prenose u dublji dio morskog taložnog prostora i talože kao **turbiditi vulkanskog pepela** (*ash turbidites*), kako to prikazuje sl. 8–2A (2. faza).

Krajem podmorske eruptivne faze turbiditne struje postaju sve rjeđe i uglavnom prenose samo najsitniji pepeo, pa se vulkanoklastični sedimenti unutar bazenskih marinskih taloga nalaze isključivo kao pojedinačni tanji slojevi i proslojci, ili pak samo kao sastojak s većim ili manjim udjelom u dubokomorskim talozima, tvoreći **tufite** i/ili **tufitične muljne sedimente** unutar pelagičnih taloga (3. faza na sl. 8–2A).

Na padinama vulkanskih otoka i podmorskih vulkanskih humaka (*seamounds*) nastaju vulkanoklastični sedimenti u oblicima poznatim kao **zastori tefre** (*tephra aprons*), koji se sastoje od vulkanoklastičnog materijala iz piroklastičnih ili debritnih tokova (sl. 8–1B). U distalnom području piroklastični se materijal taloži zajedno s turbiditima ili u obliku tanjih proslojaka unutar pelagičnih ili hemipelagičnih taloga (sl. 8–1B i 8–2A).

Teksturno-strukturne značajke podmorske tefre ili podmorskih vulkanoklastita ovisne su, kao i kod subaerske tefre, o energiji i režimu erupcije, snazi i promjeni smjera vjetra ako nije posrijedi podmorska erupcija, a uz sve to još i o vodenim strujama, rasporedu, intenzitetu i brzini padanja i prijenosa u vodenoj sredini taloženog piroklastičnog materijala.

Debljine su slojeva općenito male, uglavnom do 50 cm, a za deblje slojeve tipična je tanka *horizontalna laminacija*. Slojevi su planparalelni i protežu su na više stotina četvornih kilometara. Česte su *normalna gradacija*, *kosa slojevitost*, *teksture istiskivanja vode*, *tragovi utiskivanja* i *slamp-strukture*.

Kontakti prema podinskim stijenama su oštri, a prema krovinskim sedimentima nerijetko postupni, difuzni i često prerađeni bioturbacijom (sl. 3–35). Sortiranost piroklastičnih fragmenata i čestica može varirati od dobre do slabe.

Podmorski sitnozrnasti piroklastiti su obično proslojeni s pelagičnim vapnenačkim i kremičnim muljevima ili s terigenim muljevima (muljnjacima) i prahovnjacima (siltitima), te turbiditima taloženim u blizini kopna, odnosno na kontinentalnim padinama (sl. 8–2A).

8.2. Vulkanoklastične breče i aglomerati

Vulkanoklastične breče, **piroklastične breče** ili **tufne breče** (*pyroclastic breccia, volcaniclastic breccia*) uglavnom se sastoje od uglastih i poluuglastih fragmenata i blokova piroklastičnog podrijetla promjera većeg od 64 mm (tablica 8–1), a prema nekim autorima donja je granica veličine fragmenata spuštena na 32 mm (Carozzi, 1960).

Fragmenti i blokovi su u vulkanoklastičnoj ili piroklastičnoj breči obično uloženi u matriks tufitičnog sastava, tj. u vulkanski pepeo s fragmentima sitnog vulkanskog stakla. Takav je vulkanski pepeo obično pomiješan s materijalom nevulkanskog podrijetla, poput gline, praha, mulja, lapora i sl. U pojedinim tipovima breča vulkanski pepeo može imati *vezikularnu strukturu* ili *strukturu plovučca*.

Kao i u drugim vulkanoklastičnim sedimentima fragmenti i drugi sastojci mogu biti esencijalnog, akcesornog ili ascedentnog postanka, što pri istraživanjima nije uvijek jednostavno niti lako utvrditi.

Aglomerat je konsolidirani vulkanoklastični sediment pretežito sastavljen od vulkanskih bombi uloženih u vulkanski pepeo, odnosno nakon litifikacije u tufni matriks.

Za razliku od podrijetla vulkanskih konglomerata – klastičnih sedimenata koji se sastoje od valutica vulkanskih stijena – oblik i dimenzije *vulkanskih bombi* nisu posljedica zaobljavanja i habanja djelatnošću vode, već su rezultat procesa naglog hlađenja i rotacije lave tijekom erupcije i leta od kratera vulkana do mjesta taloženja.

Prema tome, vulkanske bombe izravno potječu od lave, tj. esencijalnog su podrijetla, ali aglomerati mogu sadržavati bombe i fragmente od starijih lava iz istog kratera (akcesornog podrijetla) i/ili fragmente iz stijena u bazi (ascedentnog podrijetla).

Vulkanska bomba je manje–više kuglasti ili elipsoidni komad lave promjera većeg od 64 mm (ili prema nekim autorima 32 mm) koji je pri erupciji bio u djelomično ili potpuno rastaljenom, a ne u sasvim krutom stanju, kao što je to slučaj kod piroklastičnog fragmenta. Iz ove je definicije jasna terminološka razlika između dvaju tipova piroklastičnog materijala koji se nazivaju "vulkanski fragmenti" i "vulkanske bombe".

Ako aglomerati sadrže vulkanske bombe koje su na dodirnim točkama cementirane samo tankom ljuskom vulkanskog stakla takav se strukturni varijetet aglomerata naziva **aglutinat** (Carozzi, 1960), a od aglomerata se razlikuje po staklastom cementu, prisutnosti fragmenata vulkanske troske, te po odsutnosti tufnog matriksa.

8.3. Lapilni tufovi

Lapili *su iz vulkana izbačeni piroklastični fragmenti promjera od 2 do 64 mm (prema nekim autorima 4–32 mm), a njihovi u čvrstu stijenu sitnim tufnim matriksom litificirani ekvivalenti zovu se* **lapilni tufovi** ("*lapillistone*" – Schmid, 1981).

U lapilnim tufovima uz uglaste, klinaste i nepravilno oblikovane fragmente vulkanskog stakla, litoklasta i kristaloklasta, često se mogu pojaviti i kuglasta zrna s koncentričnom građom ili bez nje, poznata pod imenom *akrecijski lapili* (*accretionary lapilli*). Carozzi (1960) smatra da su nastali:

- nakupljanjem i sljepljivanjem vulkanskog pepela u kuglaste grudice mehanizmom nagomilavanja i povećavanja zrna u zraku tamo gdje su kišne kapi padale kroz oblak vulkanskog pepela,
- pri kotrljanju lapilnih fragmenata na tlu po površini još svježeg vulkanskog pepela, ili
- djelatnošću kiše i vjetra na površinu tek nataloženog vrućeg vulkanskog pepela.

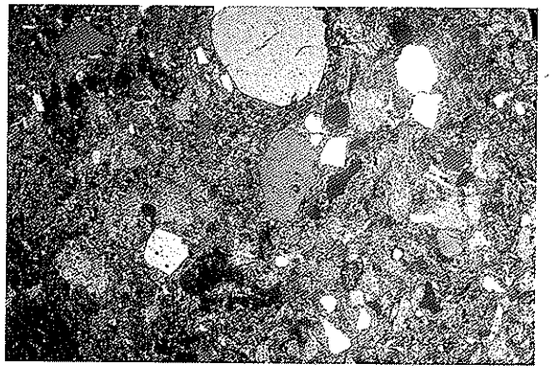
Ova tri načina postanka akrecijskih lapila uzrok su postojanja triju različitih glavnih strukturnih tipova akrecijskih lapila, kako ih je opisao i interpretirao Reimer (1983).

Prvoj strukturnoj skupini pripadaju *kuglasti* ili *loptasti akrecijski lapili* bez koncentrične građe i muljevite mikrostrukture, promjera i do 15 cm, koji nastaju aglomeracijom vlažnog pepela u erupcijom stvorenom oblaku vulkanskog pepela ili pri padanju kišnih kapi kroz oblak pepela.

Drugi strukturni tip akrecijskih lapila su *obavijeni akrecijski lapili* (*coated accretionary lapilli*). Odlikuju se koncentrično-laminiranom građom poput obavijenih zrna, a nastaju još u zraku u vulkanskom oblaku nakupljanjem ili aglomeracijom vrućeg pepela. Njihova tvorba bila je izravno opažana 1924. godine pri erupciji vulkana Kilanea na Havajima kao "obilno padanje suhih, smeđih, kompaktnih pizolita promjera oko 1 mm još i oko dva sata nakon erupcije" (Moore i Peack, 1962 – iz Reimer, 1983).

Treći tip akrecijskih lapila – *spiralni lapili* – nastaje na tlu tijekom kiše kad vlažni lapili, kristaloklasti, litoklasti i drugi vulkanski fragmenti padaju na sloj tek taloženog vrućeg sitnozrnastog vulkanskog pepela i kotrljaju se po njemu niz padinu. Pritom se čestice sitnog i vlažnog pepela lijepe na zrna koja se kotrljaju tako da obujam zrna neprestano raste (= mehanizam kotrljanja grude vlažnog snijega). Neki od takvih akrecijskih lapila imaju jasnu strukturu "kotrljajućeg tijela", tj. sastavljeni su od jednog neprekinutog, oko jezgre namotanog ovoja (spiralno namatanje).

Vrlo lijepi primjeri akrecijskih lapila prvog, a moguće i trećeg tipa promjera od 1,5 do 12 mm, sastavljenih od koncentričnih ovoja devitrificiranog vulkanskog stakla i pepela, kvarca, gline i kriptokristalastog kalcita nalaze se u tufovima, tufitičnim vapnencima i tufitičnim šejlovima ladiničkih(?) naslaga Donjeg Pazarišta u Lici.



Slika 8–3 Mikroskopski izbrusak kristaloklastičnog tufa: kristaloklasti kvarca u mikrolitskoj staklastoj osnovnoj masi. Bušotina Ladislavci La–21, dubina 2386,3 m. Širina slike = 5,6 mm.

8.4. Tufovi

Tufovi *su očvrsnute vulkanoklastične stijene pretežito (> 75%, prema nekim autorima > 90%) sastavljene od čestica vulkanskog pepela promjera uglavnom manjeg od 2 mm koji je mješavina ili agregat različitih međusobnih udjela čestica vulkanskog stakla, kristaloklasta ili litoklasta juvenilnog (esencijalnog), kognatnog (akcesornog) ili ascedentnog podrijetla.* Drugim riječima, tufovi su konsolidirani i litificirani ekvivalenti vulkanskog pepela.

S obzirom na veličinu zrna razlikuju se dvije vrste tufova. To su:

- **krupnozrnasti tufovi** (*coarse tuff*) koji se sastoje od pepela promjera pretežito pješčanih dimenzija (0,063–2 mm), i
- **sitnozrnasti** ili **pelitni tufovi** (*pelitic tuff, fine tuff*) koji pretežito sadrže sitne čestice vulkanskog pepela pelitnih dimenzija, tj. <0,063 mm (tablice 8–1 i 8–3).

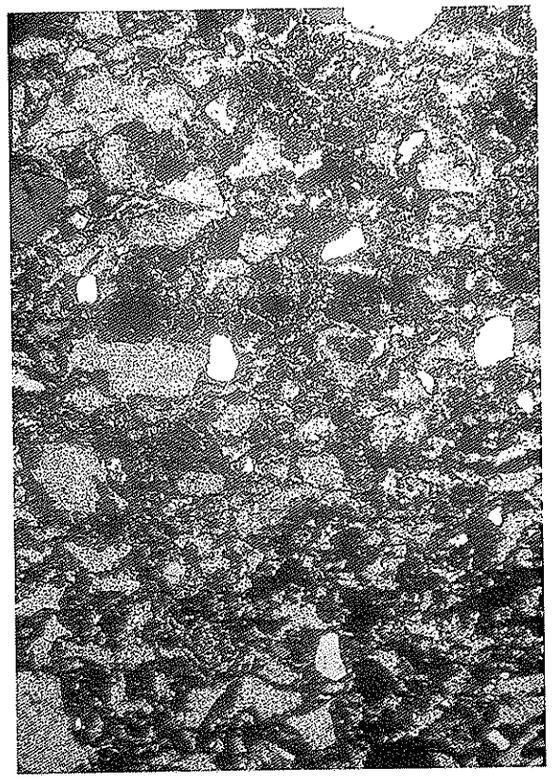
Osim podjele na osnovi granulometrijskog sastava pepela, tufovi se obično klasificiraju na temelju udjela *vulkanskog stakla*, *kristaloklasta* i *litoklasta*, a daljnja podjela izvedena je i prema petrokemijskom tipu lave od koje potječe vulkanski pepeo.

Prema petrokemijskom tipu lave od koje potječe vulkanski pepeo od kojeg se sastoje tufovi se dijele na *riolitne*, *dacitne*, *trahitne*, *andezitne*, *andezitno–dacitne*, *trahi–bazaltne* i *bazaltne tufove*. Pritom se magmatsko podrijetlo lave koja je dala pepeo za postanak tufa obično može točno odrediti na temelju kemijskih analiza tufa, tj. udjela SiO_2, a ponegdje i mikroskopski prema mineralnom sastavu tufa i indeksima loma vulkanskog stakla, premda su u mikroskopskim izbruscima svježa kisela vulkanska stakla bistra i bezbojna, a bazična obično smeđkasta.

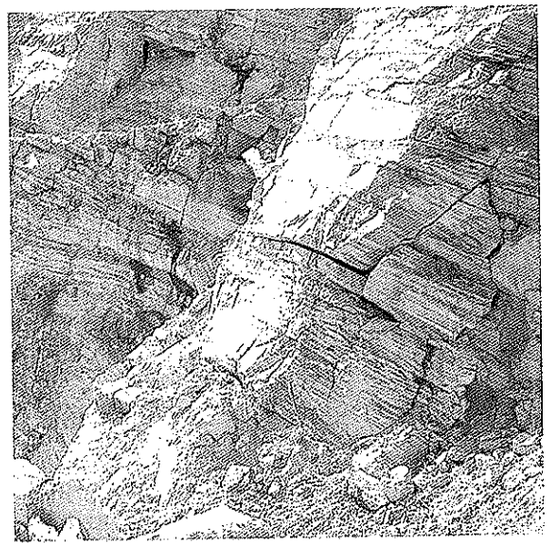
Tufovi koji pretežito sadrže kristaloklaste (sl. 8–3) nazivaju se **kristaloklastični** ili **kristalni tufovi** (*crystal tuffs*), oni pretežito sastavljeni od čestica vulkanskog stakla – vitroklasta (sl. 8–4) – **staklasti** ili **vitroklastični tufovi** (*vitric tuffs*), a oni koji pretežito sadrže litoklaste **litoklastični** ili **litični tufovi** (*lithic tuffs*).

Između tih triju krajnjih članova postoje i međusobni prijelazi, kao primjerice kristalo–litoklastični tuf, kristalo–vitroklastični tuf ili vitro–litoklastični tuf.

Andezitno–dacitni tufovi Hrvatskog zagorja (Donje Jesenje), koji se pojavljuju udruženi s tufitičnim pješčenjacima poznatim kao glaukonitični pješčenjaci ("Maceljski pješčenjaci" – vidi odjeljak 6.3.3), taloženi su u starijem miocenu (egenburg–otnang) i pokazuju slične teksturno-strukturne odlike kao i "Maceljski pješčenjaci". To su planarna i koritasta kosa slojevitost, tanka horizontalna slojevitost i horizontalna i kosa laminacija (sl. 8–5), što upućuje na to da su i tufovi, odnosno vulkanoklastični detritus (uglavnom plovučac), bili taloženi



Slika 8–4 Mikroskopski izbrusak vitroklastičnog tufa: fragmenti vulkanskog stakla (vitroklasti) i kristaloklasti kvarca u staklastoj osnovnoj masi. Bušotina Prelog Plg–1, dubina 2645,5 m. Širina slike = 5,6 mm.



Slika 8–5 Andezitno–dacitni tufovi kod Donjeg Jesenja u Hrvatskom zagorju odlikuju se planarnom i koritastom kosom slojevitošću velikih dimenzija. Kosi slojevi i kose lamine međusobno se razlikuju po granulometrijskom sastavu, odnosno udjelima kristaloklasta, litoklasta i vitroklasta, odnosno litoklasta i/ili kristaloklasta i temeljne staklaste osnovne mase. Kosa slojevitost ukazuje na pretaložavanje vulkanoklastičnog materijala plimnim strujama u morskim priobalnim plićacima s nizovima pješčanih prudova. Stariji miocen, Donje Jesenje.

u sličnim okolišima kao i "Maceljski pješčenjaci", tj. u morskim priobalnim plićacima koji su od otvorenog mora bili odvojeni nizom pješčanih prudova i u kojima je uz akumulaciju detritus bio premještan plimnim strujama (Šimunić i dr., 1990; Tadej i dr., 1997).

8.4.1. Staklasti ili vitroklastični tufovi

Većina staklastih ili vitroklastičnih tufova, općenito gledano, potječe od erupcija riolitnih i dacitnih lava, rjeđe od erupcija trahitnih ili andezitnih lava, a vrlo rijetko od erupcija bazaltnih lava.

S obzirom na sličnost mineralnog i kemijskog sastava, teksturno-strukturnih značajki, kao i načina dijagenetskih promjena i izmjena tufova, staklasti se tufovi obično sistematiziraju u dvije glavne skupine:

– kisele i neutralne staklaste tufove, i

– bazične staklaste tufove.

8.4.1.1. Kiseli i neutralni staklasti tufovi

Kako su kisele i neutralne lave uglavnom viskoznije i hladnije, a sadrže i više volatila od bazičnih lava, pri njihovim su erupcijama ekspanzije plinova naglije i burnije, što uzrokuje kidanje staklastih lava u fragmente stakla, odnosno pepeo ćelijaste ili celularne građe. Od njega su sastavljeni staklasti tufovi čija je bitna strukturna odlika *vitroklastična* ili *vitrofirska struktura*.

Riolitni staklasti tufovi u mikroskopskim izbruscima u pravilu pokazuju vrlo jasnu vitroklastičnu strukturu, a u staklastoj osnovnoj masi mjestimice se pojavljuju i sitni fragmenti – kristaloklasti kvarca, feldspata i hornblende.

Osnovna se masa stijene sastoji od sićušnih čestica vulkanskog stakla, od kojih su one većih dimenzija zamućene i prljavosmeđkaste boje. Većina sastojaka takve sitnozrnaste mase mikroskopski je neodrediva. Sastoje se od čestica izmijenjenog vrlo sitnog vulkanskog praha, premda pretežiti dio njih pokazuje tipičnu radijalno-vlaknastu kalcedonsku strukturu, a ako su tufovi samo slabo izmijenjeni (alterirani) krhotine vulkanskog stakla izgledaju nepromijenjeno i ne reagiraju u polariziranom svjetlu.

Kalcedon ima u prolaznom svjetlu mikroskopa tamnosmeđu boju, iako je uzorak tog staklastog tufa makroskopski svijetle boje i proziran, osim pojedinačnih sitnih limonitnih pigmenata. To je uglavnom posljedica nejednoličnog loma i interne refleksije svjetla u prolazu kroz agregat sitnih čestica i vlakanaca.

Masivni riolitni staklasti tufovi – ignimbriti – koji su taloženi piroklastičnim tokovima dijele se u dva glavna tipa među kojima postoje postupni prijelazi. Prvom tipu pripadaju *sillar*-tufovi, a drugom stopljeni ili *welded*-tufovi.

***Sillar*-tufovi** (*sillar-tuffs*) *su staklasti tufovi u kojima je litifikacija pretežito rezultat kristalizacije pri pneumatolitnoj djelatnosti.* Mikroskopski izbrusci *sillar*-tufova pokazuju da se sastoje od agregata uglastih, klinastih, često izduženih i povijenih krhotina vulkanskog stakla, koje obiluje fragmentima plovučca u svim stadijima lomljenja. Nalaze se i brojni sitni fragmenti oligoklasa i male količine ljuskica biotita.

Fragmenti i čestice stakla uglavnom su bistri s jedva zamjetljivim nijansama crvenkastosive boje, zbog sitnih hematitnih pigmenata, uz indekse loma od oko 1,495, što odgovara kiselim lavama sastava 68–75% SiO_2.

U nekim inačicama *sillar*-tufova krhotine stakla potisnute su u sitnokristalastu masu različitog stupnja potiskivanja slično kao u *welded*-tufovima. Imaju aksiolitičnu strukturu koja se odlikuje rastom paralelnih igličastih kristala K-feldspata u fragmentima stakla od njihove površine prema unutrašnjosti, tako da fragmenti po površinama tvore tanak rub s kristalnim granicama. Mnoge krhotine vulkanskog stakla u unutarnjem dijelu sadrže pojedinačne mjehuriće u kojima se također kristaliziraju slične mikrokristalaste igličaste tvorevine.

Aksiolitične strukture su posljedica rekristalizacije po rubovima krhotinica stakla i obično se naknadno pretvaraju u brojne *sferulite K-feldspata* promjera >1 mm s pravilnom radijalnom građom koja, međutim, nije koncentrično-laminarna.

Stopljeni ili ***welded*-tufovi** (*welded-tuffs*) *nastaju litifikacijom užarenog pepela u kojemu je temperatura akumulirane ukupne mase pepela nakon taloženja još toliko visoka da čestice plovučca, kao i mali fragmenti ili krhotine stakla, u mekanom pepelu zbog svoje težine propadaju u donje dijelove mase, a sitnozrnasti se matriks istiskuje naviše.*

Matriks stopljenih tufova je pri vrhu sloja porozan i lako drobljiv, a pri dnu sve manje porozan i sve tvrđi. Najobilniji i najvažniji sastojci stopljenih tufova su fragmenti vulkanskog stakla, a potom slijede kristaloklasti kvarca, sanidina, oligoklasa i biotita.

Kristaloklasti kvarca i sanidina obično sadrže sitne uklopke cirkona, augita i apatita. Biotit se nalazi i u fragmentima plovučca i nepravilno je raspršen po matriksu. Po matriksu mogu biti nepravilno raštrkana anhedralna ili alotriomorfna sitna zrnca hematita i magnetita, a rjeđe i subhedralna (hipidiomorfna) sićušna zrnca brucita.

Svi kristali obično pokazuju resorbirane rubove, ali još uvijek mogu zadržati i dio svojih kristalnih kontura, a dio kristaloklasta zastupljen je samo krhotinama kristala, što posebice vrijedi za feldspate.

Sortiranost vulkanoklastičnog materijala u stopljenim tufovima u pravilu je loša. Matriks može biti konsolidirana mješavina praha i pepela te raštrkanih fragmenata plovučca dimenzija od sitnih lapila do vulkanskih bombi promjera i do 60 cm. No, vulkanske su bombe obično rijetkost, a u tufu prevladavaju krhotine plovučca veličine do 50 mm s udjelom od 10 do 20% od ukupnog sastava tufa.

Ta se vrsta tufova odlikuje jasno zamjetljivim teksturno-strukturnim promjenama od donjeg prema gornjem dijelu sloja, kao posljedice načina njihovog postanka tokovima pepela niz neku padinu. U vršnim dijelovima sloja stopljenog tufa nalaze se izrazito porozni, neorijentirani fragmenti plovučca, a pri dnu sloja oni su dobro orijentirani i poredani u vodoravne proslojke usporedne s osnovicom sloja. Na poprečnom presjeku debljega sloja pri dnu se nalaze fragmenti lećastog oblika – neki su staklaste građe, slični lećama porfiritnog pertitnog obsidijana, a drugi su sferoidalni ili pripadaju litoklastima.

Riolitni stopljeni tufovi u mikroskopskim izbruscima pokazuju tipičnu strukturu i građu: sastoje se od fragmenata porfiritnog plovučca nasumce raštrkanih po matriksu sitnokristaliničnog staklastog tufa u koji su ponegdje uloženi i sitni, pojedinačni kristali iste vrste kao i u plovučcu. Fragmenti plovučca sadrže brojne fenokristale kvarca i sanidina, te pojedinačne fenokristale plagioklasa i biotita.

Udio kristala je oko 10% od ukupne mase, uz izrazitu prevlast kvarca i sanidina. Sporedni su sastojci fragmenti stijena ascedentnog podrijetla iz podinskih stijena. Boja riolitnih *welded*-tufova varira od bijele preko svijetložute i ružičaste do crvenkastosmeđe.

8.4.1.2. Bazični staklasti tufovi

Bazična vulkanska stakla uglavnom su poznata pod imenom **sideromelani**, a njihove očvrsnute inačice kao **sideromelanski tufovi**, no zbog toga što su takva stakla i tufovi vrlo nestabilni i što lako alteracijom gube svoju primarnu strukturu i sastav, mnogo se češće nalaze **palagonitni tufovi** (Carozzi, 1960).

O palagonitnim tufovima više će riječi biti u posebnom poglavlju o izmjenama tufova (vidi poglavlje 8.5), a ovdje samo toliko da su to pod djelovanjem vode i/ili vodenih para izmijenjena, uglavnom još vruća sideromelanska stakla. Iz toga je jasno da su palagonitni tufovi dominantni produkti submarinskog bazičnog vulkanizma i kontinentalnih erupcija bazaltne lave u područjima koja sadrže mnogo temeljne vode.

Postoji više različitih vrsta sideromelanskih tufova, od kojih su najčešći:

- sideromelanski tufovi sa svijetlosmeđkastim glinovitim ili argilitnim matriksom u koji su uloženi fragmenti mutnog, čvrstog bazaltnog stakla kockastog oblika,
- sitnozrnasti masivni, crvenosmeđi sideromelanski tufovi koji u željezovitom hematitnom, limonitnom ili getitnom matriksu sadrže litoklaste vezikularnog bazalta, i
- rahli, drobivi sideromelanski tufovi – agregati sićušnih, crnih čestica vulkanskog stakla i male količine blijedosivog zeolitnog cementa.

8.4.2. Kristalni ili kristaloklastični tufovi

Kristalni ili **kristaloklastični tufovi** sadrže razmjerno mali udio kristaloklasta unutar pretežito staklaste osnovne mase. Kristaloklasti imaju idealne, euhedralne ili idiomorfne kristalne konture, premda su često zastupljeni i većim ili manjim krhotinama kristala (sl. 8–3).

Pri erupcijama kiselih lava kristaloklastični tufovi su česti, a bazičnih lava znatno rjeđi. Kristaloklasti u njima potječu ili izravno iz lave kao produkti njezine parcijalne kristalizacije ili mogu potjecati iz starijih lava koje su u istom vulkanskom grotlu bile ohlađene i tako stvarale čep, a mogu kao fenokristali biti i rezultat razaranja vulkanskih stijena podloge.

Osnovna masa (matriks) u kojoj se nalaze sitni kristaloklasti u kristaloklastičnim je tufovima izravnog magmatskog, tj. esencijalnog postanka. Sastoji se od sitnih odlomaka vulkanskog stakla i vrlo sitnog praha koji je djelomice bio izbačen erupcijom vulkana, a djelomice je nastao pri međusobnom trenju velikih fragmenata. Zbog toga matriks ima vitroklastičnu strukturu koja je najbolji dokaz da se ovdje radi o tufu, a ne o efuzivnoj magmatskoj stijeni u kojoj fenokristali, za razliku od kristaloklasta u kristaloklastičnim tufovima, nisu pretežito skršeni, nego imaju dobro očuvane idiomorfne ili hipidiomorfne kristalne konture.

Osim toga, u efuzivnoj magmatskoj stijeni istog sastava kao kristaloklastični tuf staklasta osnovna masa ima felzitnu ili hijalopilitnu strukturu, po čemu se razlikuje od tufa.

8.4.3. Litoklastični ili litični tufovi

Bitna značajka litoklastičnih tufova je dominacija litoklastičnih fragmenata u sastavu tufa, i to litoklasta vulkanita istog sastava i vrste kakve su bile izljevne lave pri erupciji vulkana. Najčešće su to fragmenti riolita, trahita, fonolita ili andezita (sl. 8–5).

Litoklasti su okruženi matriksom koji se sastoji od sićušnih odlomaka vulkanskog stakla, komadića plovučca, sitnog mineralnog praha i više ili manje različitih kristaloklasta. Matriks je bistar, pokazuje vitroklastičnu strukturu.

Povećanjem dimenzija litoklasta ova inačica tufova čini postupan prijelaz prema aglomeratima i vulkanoklastičnim brečama.

8.5. Izmjene ili alteracije tufova

Od svih vulkanoklastičnih stijena tufovi i tufiti najmanje su otporni na kemijsko trošenje. Procesi kemijskih izmjena tufova izravna su posljedica njihovog sastava, strukture i fizikalno–kemijskih uvjeta i okoliša njihova postanka, te njihove geološke starosti.

Najčešći produkti izmjene tufova su *minerali zeolitne i smektitne skupine*, a ovi opet s porastom stupnja dijagenetskih procesa, tj. povećanjem dubine prekrivanja, prelaze u *klorite*, *kvarc* i *albit*.

Izmjene ili alteracije tufova, posebice vulkanskog stakla u njima, koje se obično nazivaju **devitrifikacijom**, rezultat su kemijskih reakcija stakala s vodom, tako da se smjenjuju procesi otapanja vulkanskog stakla s procesima izlučivanja autigenih minerala na mjestima na kojima je staklo bilo otopljeno.

Kisela i neutralna vulkanska stakla općenito daju različite produkte izmjena od bazičnih vulkanskih stakala. Te se razlike zapažaju već u ranim fazama izmjena.

8.5.1. Izmjene ili alteracije kiselih i neutralnih tufova

Izmjene kiselog riolitnog vulkanskog stakla ili riolitnih staklastih tufova prije svega ovise o pH pornih voda, morske ili slatke vode. U bazičnim pornim otopinama ili vodama s pH iznad 9,5, kao što je to slučaj u mnogim jezerima aridnog klimatskog područja, kiseli se staklasti tufovi za približno 10000 godina mijenjaju u nakupinu alkalijama bogatih *zeolita* (filipsit, klinoptilolit), koji pri autigenezi mogu prelaziti više gelskih međufaza. Ako je slanost visoka prvobitno autigeno nastali zeoliti transformiraju se u *analcim* s *kvarcom* ili bez njega, ili u *K-feldspate* s *kvarcom* ili bez njega.

U uvjetima niskog pH, što je karakteristično za slatke vode i mora, kisela vulkanska stakla prije svega se izmjenjuju u smektite, uglavnom montmorilonitne skupine, koji mogu biti udruženi s opalom, kristobalitom i zeolitima. Produkti alteracije kiselih staklastih tufova u filosilikate – smektite – montmorilonitne skupine nazivaju se bentoniti.

Naziv **bentonit** prvi je put u geološkoj literaturi primijenjen za glinovite stijene kod Fort Bentona u Wyomingu (Knight, 1898 – iz Fisher i Schmincke, 1984), za koje je kasnije utvrđeno da su nastale izmjenama vulkanskog pepela (Hewit, 1917 – iz Fisher i Schmincke, 1984). U njemačkoj literaturi za takve se stijene često koristi naziv "*Tonsteine*".

Bentonit iz Sase kraj Lepoglave, primjerice, sadrži od 55 do 60% dioktaedrijskog Ca-montmorilonita, 5–10% ilita i 20–25% plagiokasa, te kristobalit (Levačić i Slovenec, 1987).

S obzirom na to da kiseli i neutralni staklasti tufovi sadrže visok udio kiselog do neutralnog vulkanskog stakla raširena je i česta njihova alteracija u nakupinu SiO_2*-minerala, zeolita i minerala glina.*

Prva i karakteristična indikacija alteracije takvih tufova jest pojava *kalcedona* ili *opala*, i to u svim stupnjevima postupnog prijelaza u gustu nakupinu tih minerala koja makroskopski izgleda poput gustih riolita, rožnjaka ili novakulita.

U mikroskopskim izbruscima, međutim, često su vidljivi ostaci vitroklastične strukture, skršeni i

resorbirani kristaloklasti koji nedvosmisleno upućuju na primarno tufno podrijetlo tih stijena. Alteracijom kiselih i neutralnih tufova u različitim uvjetima mogu, uz kalcedon ili opal, nastati još i drugi produkti izmjena: *saponit*, *seladonit*, *klorit*, *epidot*, *laumontit* i *kvarc*.

Pri izmjeni kiselih i neutralnih staklastih tufova u bentonit – nakupinu minerala glina smektitne skupine (uglavnom montmorilonita), ilita i/ili kaolinita te vrlo sitnih kristalića (<1 μm) kristobalita i kvarca, kristobalit se, kao i smektit, pojavljuje kao produkt razgradnje vulkanskog stakla ili staklastog pepela i pritom je samo međufaza u procesu razgradnje vulkanskog stakla, a konačni je produkt kvarc. Zbog toga je odnos kristobalita i kvarca u bentonitu indikacija starosti tufa i intenziteta alteracije – što je tuf stariji, a alteracija jača, to će bentonit sadržavati manje kristobalita a više kvarca.

Proces alteracije kiselog staklastog tufa u bentonit je dugotrajan. Smatra se da pri pH 7–8 taj proces traje najmanje nekoliko milijuna godina.

8.5.2. Izmjene ili alteracije bazičnih tufova

Bazična vulkanska stakla i bazični staklasti tufovi alteracijom prelaze u **palagonit** – smolastu tvar smeđkaste, žućkaste ili narančastosive boje.

Naziv palagonit primijenio je Walterhausen (1845 – iz Fisher i Schmincke, 1984) za žućkastosmeđu, vosku sličnu tvar u marinskim bazaltnim tufovima u Palagoniji na Siciliji. Taj se naziv danas rabi za smjesu različitih minerala nastalih alteracijom sideromelanskih bazičnih vulkanskih stakala ili bazičnih staklastih tufova, posebice onih podvodnog postanka, koji se sastoje od velikog udjela bazaltnog stakla i sideromelana.

Palagonitni su tufovi masivne stijene čija se gustoća povećava tijekom transformacije vulkanskog stakla u smektit.

Palagonitizacija ili proces alteriranja bazaltnih stakala i staklastih tufova u palagonit proces je hidratacije koji se zbiva uz dovođenje vode i odnošenje alkalijskih i zemljoalkalijskih iona, silicija i ponegdje aluminija, te oksidaciju željeza uz izlučivanje *zeolita, kalcita i minerala montmorilonitne skupine.*

Palagonitna je masa u pravilu rentgen-amorfna sa samo slabim refleksima kod 3,0, 3,21 i 3,9 Å zbog toga što pretežito sadrži loše kristalizirani montmorilonit sa ili bez miješano-slojnih tinjčasto–montmorilonitnih minerala.

Dijagenetskim promjenama iz palagonitne mase mogu nastati sekundarni minerali zeolitne skupine:

- *filipsit* u obliku suphedralnih prizmatičnih kristala promjera do 0,25 mm,
- *klinoptilolit* i *heulandit* u obliku sitnih euhedralnih pločastih kristalića dužine do 45 μm, te
- *analcim* u izometričnim kristalićima promjera <50 μm.

U palagonitnim se tufovima ponegdje mogu naći još i *šabazit* i članovi *natrolit–gonardit–tompsonitne skupine zeolita* (Fisher i Schmincke, 1984).

Najvažniji čimbenici intenziteta palagonitizacije su veličina alteraciji izložene površine sideromelanskog stakla, poroznost i propusnost tufa, te temperatura i kemizam pornih otopina. U daljnjem tijeku dijageneze palagonitna masa obično prelazi u *smektit*, koji se porastom dubine prekrivanja tijekom kasne dijageneze transformira u *klorit*.

Proces palagonitizacije je u uvjetima kakvi vladaju na površini Zemlje razmjerno brz – traje nekoliko stotina godina.

III – PODJELA, POSTANAK I DIJAGENEZA SILICIJSKIH SEDIMENATA

9. Silicijski sedimenti

9.1. Definicija, mineralni sastav i podjela silicijskih sedimenata i stijena

Silicijski sedimenti obuhvaćaju taloge i stijene pretežito sastavljene od autigenih silicijskih oksida ili oksida s vodom, tj. od opala-A, kristobalita ili opala-CT, kalcedona, kvarcina i kriptokristalastog ili mikrokristalastog kvarca, koji su izlučeni iz vodenih otopina biokemijskim ili anorganskim kemijskim procesima.

Najraširenije silicijske stijene su rožnjaci, radiolariti, dijatomiti, spikuliti i silicijski šejlovi (*siliceous shale*), a nevezani ili slabo vezani silicijski sedimenti dijatomejski, radiclarijski i spikulitni muljevi, dijatomejske i radiolarijske zemlje.

Silicijski sedimenti mogu nastati na više načina, pa to mogu biti:

1) biogene stijene čije je podrijetlo vezano uz nakupljanja opalnih skeleta, pri čemu biogeni opal (opal-A), uz manje–više jasno očuvane fosilne ostatke takvih skeleta, može tijekom dijagenetskih procesa postupno prekristalizirati u kalcedon (opal-CT), kriptokristalasti kvarc ili kvarcin;
2) dijagenetske stijene s potpuno u kriptokristalasti i/ili mikrokristalasti kvarc rekristaliziranim primarnim opalnim skeletima, pa se njihovo biogeno podrijetlo ne može jasno i jednoznačno utvrditi uobičajenim mikroskopiranjem izbrusaka polarizacijskim mikroskopom;
3) dijagenetske stijene nastale silicifikacijskim procesima već postojećih karbonatnih ili drugih sedimentnih stijena, primjerice vapnenaca, dolomita, lapora, šejlova, kao i vitroklastičnih tufova i vitrofirnih vulkanita;
4) dijagenetske stijene u kojima su SiO_2-minerali nastali prekristalizacijom iz Na-silikata;
5) kemogene stijene čije je podrijetlo vezano uz izravno anorgansko izlučivanje opala i/ili kalcedona iz vodenih otopina, i
6) alteracijske stijene nastale hidrotermalnim izmjenama vitroklastičnih tufova i vitrofirnih vulkanita.

Organizmi koji su svojim opalnim skeletima sudjelovali, ili neki od njih još i danas sudjeluju u tvorbi silicijskih sedimenata su dijatomeje, radiolarije, spikule spužava kremenjašica (*silicispongia*) i silikoflagelati (= planktonske protozoje ili praživi).

Opal ($SiO_2 \cdot nH_2O$) je amorfni kremični mineral, smjesa amorfnog SiO_2 i kriptokristalastog kristobalita s 8–10% vode. Indeksi loma mu variraju između 1,40 i 1,46.

Opal se u silicijskim sedimentima pojavljuje ili kao sastojak kremičnih skeleta dijatomeja, silikoflagelata, radiolarija i spikula spužava kremenjašica (*biogeni opal* ili *opal-A*) ili mu je postanak vezan uz procese površinske silicifikacije, kao i procese ranodijagenetske i kasnodijagenetske silicifikacije taloga, odnosno već očvrsnutih stijena, uz sudjelovanje otopina obogaćenih silicijskom kiselinom (H_4SiO_4).

Osim biogenog podrijetla (opala-A od kojeg su izgrađene kućice dijatomeja i radiolarija ili iglice spužava kremenjašica) i dijagenetskog podrijetla (kao produkt izlučivanja iz vodenih otopina normalne temperature), opal može biti i hidrotermalnog podrijetla (tj. produkt izlučivanja iz vrućih otopina), kako je to, primjerice, slučaj kod gejzirita.

Niskotemperaturni kristobalit ili **opal-CT** je niskotemperaturna tetragonska modifikacija SiO_2 stabilna ispod 270°C koja u silicijskim sedimentima nastaje tijekom dijageneze transformacijom iz opala-A, tj. opalnih skeleta. Ta se transformacija zbiva pri blagom porastu temperature na dubinama prekrivanja od nekoliko stotina metara. Prema tomu, opal-CT je prijelazni strukturni oblik između biogenog opala (opala-A) i kvarca.

Kristobalit u silicijskim sedimentima može potjecati i od alteracije čestica kiselih vulkanskih stakala.

Kvarc se u silicijskim sedimentima, posebice u slojevitim i prugastim rožnjacima, pojavljuje u obliku mikrokristalastih i kriptokristalastih izometričnih nakupina, a u flintu u pravilu kao guste kriptokristalaste nakupine. U silicijskim sedimentima nastalim procesima silicifikacije karbonatnih taloga i stijena (rožnjačkim konkrecijama, nodulama, kvrgama i lećama) kvarc se obično nalazi:

- kao *mikrokvarc* u obliku izometričnih idiomorfnih, mozaičnih kristala promjera <35 μm koji zadiru jedni u druge (imaju suturirane kontakte), a često sadrže i brojne sitne uklopke, i
- kao *megakvarc* u obliku mozaičnih ekvidimenzionalnih kristala promjera 35 do 300 μm.

Kalcedon je mikrokristalasti vlaknasti varijetet kvarca s malim udjelima vode (1–2% H_2O vjerojatno ugrađene u obliku SiOH-slojeva). Kalcedonska vlakna su izdužena smjerom n_x i pojavljuju se u međusobno paralelno ili radijalno poredanim kuglastim, grozdastim, bubrežastim ili nepravilnim nakupinama. Obično su svinuta tako da kod ukriženih nikola u mikroskopskom izbrusku pokazuju valovito potamnjenje.

Kalcedon se pojavljuje i u obliku žilica, zebrastih i botriodalnih masa unutar rožnjaka. U rožnjačkim nodulama unutar vapnenaca u pravilu tvori gustu masu, a pri potiskivanju mikritnih vapnenaca u obliku gustih bezbojnih izotropnih nakupina. U reflektiranom svjetlu je obično mliječnobijele, a u prolaznom svjetlu smeđkaste boje.

Kalcedon u obliku jako izduženih vlaknastih agregata vrlo često tvori osnovnu masu mnogih silicificiranih pelagičnih sedimenata.

Zbog primjesa kalcedoni su različito obojeni, pa imaju i različita imena: *karneol* je crveno obojeni, *jaspis* smeđkastocrveni, *sardi* smeđi, *hrizopras* zeleni, *ahat* ima slojevitu ili lamelarnu građu s različito obojenim pojedinim slojevima ili laminama, *oniks* se odlikuje nizanjem crnih i bijelih lamina ili slojeva, a *sardoniks* nizanjem crvenih i bijelih slojeva.

Kalcedon je mineral poligenetskog podrijetla jer može nastati na tri načina:

- izravnim izlučivanjem iz pornih otopina kao cement u porama i šupljinama,
- potiskivanjem kalcita, dolomita, vulkanskog stakla i barita procesima silicifikacije, i
- transformacijom opala-CT.

U trećem slučaju obično se pojavljuje kao pseudomorfoza kalcedona po opalu-CT, koja se često opaža po rubovima kućica radiolarija.

Kvarcin je kriptokristalasti kratkovlaknasti varijetet nepotpuno u kvarc prekristaliziranog kalcedona čija su kratka vlakna izdužena smjerom n_z, tj. po kristalografskoj osi *c*. Nastaje rekristalizacijskim dijagenetskim procesima iz opala-A, uglavnom pri rekristalizaciji radiolarijskih ljušturica, uz prisutnost pornih fluida koji su bili zasićeni u odnosu na kvarc i obogaćeni magnezijem i sulfatima (Jacka, 1974; Kastner, 1980; Keene, 1983).

Obično se pojavljuje u zajednici s jako izduženim vlaknastim kalcedonom od kojeg se u mikroskopskim izbruscima vrlo teško može razlikovati. Od kvarca se razlikuje po nižim indeksima loma.

Kvarcin je u zajednici s kalcedonom čest i vrlo obilno zastupljen mineral u mnogim donjokrednim i srednjoeocenskim silicificiranim pelagičnim sedimentima i rožnjacima u sjevernom dijelu Tihog oceana (Keene, 1983). Često izgrađuje žilice unutar rožnjaka.

Niskotemperaturni tridimit u silicijskim sedimentima potječe od izravnog izlučivanja iz otopina i u pravilu se pojavljuje zajedno s opalom-CT ili niskotemperaturnim kristobalitom.

S obzirom na prethodno spomenute brojne načine postanka silicijskih sedimenata, postoje različite klasifikacije i podjele silicijskih sedimenata

A - SILICIJSKI SEDIMENTI BIOGENOG PODRIJETLA

PREVLADAVAJUĆI Si-SASTOJAK	NEVEZANI TALOG	SLABO LITIFICIRANO I VISOKO POROZNO	ČVRSTA, GUSTA STIJENA BEZ POROZNOSTI
skeleti dijatomeja	dijatomejski mulj	dijatomejska zemlja (*Kieselguhr*)	dijatomit
skeleti radiolarija	radiolarijski mulj	radiolarijska zemlja	radiolarit (*lidit, radiolarijski rožnjak*)
spikule spužva	spikulni mulj	porozni spikulit	spikulit

B - SILICIJSKI SEDIMENTI DIJAGENETSKOG ILI NEKOG DRUGOG PODRIJETLA

autigeni kvarc, kalcedon i/ili opal		gejzirit, porculanit, tripoli	slojeviti rožnjaci, flint, novakulit, jaspis, nodularni rožnjaci

Tablica 9–1 Podjela i klasifikacija silicijskih sedimenata (Füchtbauer i Müller, 1970).

koje se temelje na različitim postavkama. U ovoj je knjizi primjenjena podjela i klasifikacija silicijskih sedimenata koju su dali Füchtbauer i Müller (1970), a koja se temelji na tome jesu li silicijski sedimenti biogenog ili anorganskog podrijetla, kakav je stupanj njihove litifikacije i dijagenetskih promjena, te kakva je njihova poroznost i druge teksturno-strukturne odlike (tablica 9–1).

9.2. Biogeni silicijski sedimenti

9.2.1. Podjela i postanak biogenih silicijskih sedimenata

U biogene silicijske sedimente, kako je to prikazano u tablici 9–1, ubrajaju se sedimenti pretežito sastavljeni od skeleta dijatomeja, radiolarija i spikula spužava kremenjašica. Ovisno o stupnju litifikacije i poroznosti među njima se razlikuju tri glavna tipa: 1) muljevi; 2) porozne poluočvrsnute zemlje, i 3) čvrsto litificirane stijene koje dobivaju ime prema prevladavajućoj vrsti skeleta.

Biogeni silicijski sedimenti i manje ili više očvrsnute stijene prikazani su prema prevladavajućoj vrsti skeleta kao:

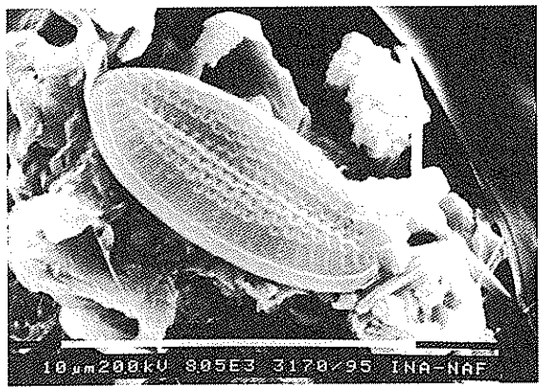
- dijatomejski muljevi, dijatomejske zemlje i dijatomiti,
- radiolarijski muljevi, radiolarijske zemlje i radiolariti, i
- spikulni muljevi, porozni spikuliti i spikuliti.

9.2.2. Dijatomejski muljevi, dijatomejske zemlje i dijatomiti

Dijatomejski muljevi, dijatomejske zemlje i dijatomiti *silicijski su sedimenti pretežito sastavljeni od skeleta dijatomejskih alga, a uz njih obično još i skeleta silikoflagelata, radiolarija, minerala glina, Fe-oksida i hidroksida.*

Dijatomeje su jednostanični organizmi – alge kremenjašice – koje pripadaju redu iz razreda *Chrysophyceaea* (odjel Schizophyta) s oko 10.000 vrsta. Najstarije vrste dijatomeja potječu iz starije jure, a najbujniji su razvoj doživjele poslije krede, posebice u međuledenim dobima tijekom pleistocena, kad svojim obiljem postaju i značajni petrogeni fosili koji su sudjelovali u taloženju posebne vrste sedimenata pretežito sastavljenih od dijatomejskih skeleta.

Njihovi se skeleti veličine 50 do 150 μm sastoje od opala koji je izgrađivao vanjski dio oklopa



Slika 9–1 Mikrofotografija recentnih dijatomeja iz suspendiranog materijala, lokalitet Sočaja, Istra (foto: R. Slavković).

stanice čija je stanična membrana sastavljena od pektina (sl. 9–1). Prema obliku i simetriji kućica razlikuju se:

- centrično građene dijatomeje s radijalnim kućicama kružnih presjeka (*Centrales*), u koje pripadaju uglavnom sve morske planktonske vrste, i
- bilateralno građene dijatomeje izduženih kućica (*Pennales*), kod kojih je jedna poprečna os znatno duža, tako da imaju dvije ravnine simetrije i jednu ravninu kosimetrije, a karakteristične su za slatke i brakične vode.

Dijatomeje su živjele ili žive u svim klimatskim područjima u marinskim i slatkovodnim okolišima, ali i u vlažnom tlu do dubine od 1,5 m. Neke su vrste bile prilagođene za život na morskom dnu, ali najviše ih je ipak pripadalo fitoplanktonskim organizmima koji su lebdjeli u površinskom sloju morske vode dubine do najviše 100–200 m.

Recentne dijatomeje rasprostranjene su po pučini hladnih mora oko Južnog pola i u sjevernom dijelu Tihog oceana. Tu se i talože najveće količine recentnih taloga – dijatomejskih muljeva – čiji pretežiti sastojak čine skeleti dijatomeja.

Uz morske okoliše dijatomeje su bile, a još su i danas, prilagođene za život u oslađenim morskim i jezerskim vodama, tako da unutar brakičnih ili jezerskih naslaga često tvore lamine ili proslojke gotovo isključivo sastavljene od opalnih skeleta, tj. dijatomitne lamine ili dijatomitne proslojke. Naime, jezerske vode siromašne zamljoalkalijskim ionima (jezera s "mekanim vodama"), a bogate otopljenim silicijem, nitratima i fosfatima, ekološki su povoljan okoliš za razvoj dijatomeja, nakon čijeg se ugibanja talože dijatomejski muljevi, koji tijekom dijageneze preko dijatomejskih zemalja postupno prelaze u dijatomite, što je čest slučaj u jezerima u područjima s hladnom klimom.

U takvim uvjetima mogu nastati laminirani vapnenci koji se odlikuju tankom laminacijom ili mikrolaminacijom koja se manifestira kao učestala izmjena dvaju ili triju litoloških tipova vrlo tankih lamina koje su po podrijetlu *varve*.

Najčešća je ritmička izmjena dvaju tipova lamina ili "par lamina" (*couplet*) karbonatnih i sitnozrnastih siliciklastičnih lamina (prah, prahovita glina, glina ili lapor), a nerijetko se u jezerskim vapnencima nalazi ritmička izmjena triju tipova lamina ili "*triplet*", tj. izmjena karbonatnih, siliciklastičnih i dijatomejskih lamina.

Takve laminacije mogu s obzirom na način postanka biti varve, premda to uvijek nisu *sensu stricto* varve, odnosno po prvobitnoj definiciji kojom su se pod imenom glacijalne varve podrazumijevale laminacijske izmjene nastale zbog sezonskih promjena uvjeta taloženja u glacijalnim jezerima. Naime, mnoge tanke laminacijske izmjene, lamineti ili mikrolaminacije jezerskih, pretežito karbonatnih i dijatomitnih taloga posljedica su sezonskih promjena u jezerskoj vodi, dakle varve, kako je to, primjerice, slučaj u sarmatu Panonskog bazena (Tišljar, 2001). To, međutim, ne znači da su sve laminacijske izmjene u jezerskim talozima uvijek i jedino nastale kao posljedica sezonskih varijacija i promjena uvjeta taloženja u jezeru.

Silikoflagelati su marinski flagelati – planktonski praživi (protozoji) – s opalnim skeletom promjera 50–150 µm cjevastog, prstenastog ili zvjezdastog oblika, obično s kraćim ili duljim bodljama. Kao kremični fosili pojavljuju se zajedno s marinskim dijatomejama u naslagama gornje krede i tercijara, a tri vrste žive još i danas.

Dijatomejski muljevi (*diatom ooze*) *su pelagični kremični muljevi dimenzija od sitnog praha do sitnog pijeska (4–250 µm) koji sadrže > 30% opalnih dijatomejskih skeleta i < 30% karbonata* (Berger, 1974).

Recentni dijatomejski muljevi se pojavljuju na dnu oceana i mora južne Zemljine polukugle između Antartika, Južne Amerike i Australije u širokom pojasu perikontinentalnih područja na visokim zemljopisnim širinama. Osim toga nalaze se i u Meksičkom zaljevu i Ohotskom moru između Kamčatke, otoka Hokaido i otoka Sahalina. Žućkaste su do sivkaste boje i obično sadrže između 20 i 60% opala i 40 do 80% gline.

Dijatomejska zemlja (*diatomaceous earth*) *visoko je porozna (70–90%), mekana do slabo vezana, sitnozrnasta stijena koja se sastoji od čestica promjera pretežito između 5 i 10 µm*. Bijele je, svijetlosive ili žućkastosive boje, i male zapremninske mase, reda veličine 0,15 do 0,9, a obično 0,4–0,85 g/cm^3.

Osim opalnih skeleta dijatomejska zemlja obično sadrži i skelete radiolarija, silikoflagelata i foraminifera. Poznata je pod različitim imenima: u njemačkoj terminologiji kao *Kieselguhr*, a u francuskoj terminologiji kao *randanite* prema nalazištu u oligocenskim slatkovodnim jezerskim sedimentima iz područja Randane. Postoje još i mnogi drugi, uglavnom netočni nazivi, primjerice, "*Infusoria*" ili "infuzorijska zemlja" (*infusorial earth*) zbog prvobitno krive odredbe skeleta dijatomeja kao skeleta infusoria.

Porozni, slabo litificirani silicijski sedimenti bogati dijatomejama poznati su pod imenom **tripolit** (*tripolite*) ili **dijatomejski tripolit**, prema nalazištu u okolici Tripolija (sjeverna Afrika). Međutim, mnogi geolozi ne razlikuju termine "tripolit" i "tripoli", pa ih krivo poistovjećuju. Tripolit je sinonim za dijatomit ili dijatomejsku zemlju, a kao tripoli podrazumijevaju se brojne manje ili više međusobno slične, porozne silicijske stijene dijagenetskog podrijetla nastale procesima izluživanja silicificiranih vapnenaca ili vapnenaca bogatih rožnjačkim nodulama (vidi odjeljak 9.3.2).

Dijatomejska zemlja je vrlo rezistentna na vatru i kemikalije, pa se koristi kao izvrstan vatrostalni izolacijski materijal i kao materijal za izradu filtara i apsorbera.

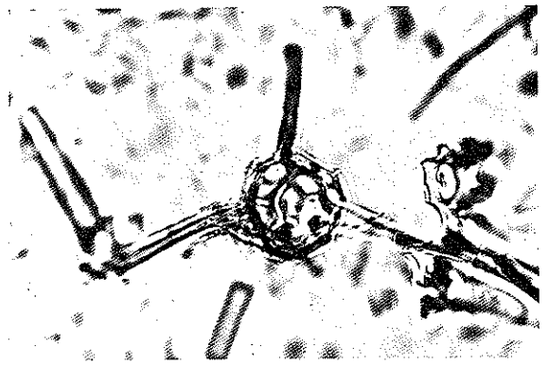
Dijatomit *je, za razliku od dijatomejskog mulja i dijatomejske zemlje, vrlo čvrsta, gusta stijena niske poroznosti, bijele ili svijetlosive boje, u kojoj su opalni skeleti dijatomeja pretežito sastavljeni od amorfnog opala-A međusobno cementirani opalnim ili, kod starijih stijena, mikrokristalastim ili kriptokristalastim kvarcnim ili vlaknastim kalcedonskim cementom, a istim takvim cementom ispunjene su i komorice skeleta.*

Kalcedon u pravilu ispunjava pore najvećih dimenzija. U mnogim, premda već dijagenetski dobro litificiranim tercijarnim dijatomitima kućice dijatomeja, njihove komorice i interskeletni cement su opalni, tj. bez rekristalizacije u kvarc ili kalcedon, zbog čega je opal prevladavajući mineralni sastojak mnogih dijatomita.

Dijatomiti se pojavljuju i unutar jezerskih i unutar morskih sedimenata. Silicijski sedimenti dijatomitnog tipa vrlo se često pojavljuju u obliku nepravilnih kvrga, gruda, leća i proslojaka unutar vapnenaca, ali i kao više metara debele slojevite naslage vezane uz taložne prostore s intenzivnim submarinskim vulkanskim erupcijama. To ukazuje na povezanost bujnog razvoja dijatomeja s porastom silicija u morskoj vodi pri submarinskom vulkanizmu.

Vulkansko podrijetlo silicija smatra se važnim čimbenikom bujnog razvoja dijatomeja u plitkim morima i slatkovodnim okolišima. U današnjim dubokomorskim okolišima rezultati oceanografskih istraživanja ukazuju da dijatomejski muljevi mogu biti vezani uz vulkansku aktivnost, ali je pritom važan ograničavajući čimbenik bila prisutnost i raspored nitrata i fosfata u morskoj vodi (Maurrasse, 1978).

Dijatomiti tercijarne starosti mogu biti manje ili više rekristalizirani, odnosno manji ili veći dio amorfnog opala-A skeleta dijatomeja može biti prekristaliziran u opal-CT, tako da se po sastavu i strukturi približavaju porculanitima, kako je to primjerice slučaj s donjomesinijanskim dijatomitima na Siciliji (Bellanca i dr., 1986). Po starosti i načinu



Slika 9–2 Skeleti radiolarija iz miocenskih naslaga Medvednice okolice Markuševca; povećanje = 500x (foto: In. Galović).

pojavljivanja ti su dijatomiti slični našim donjosarmatskim dijatomitima Panonskog bazena, jer se pojavljuju iznad badenskih pelagičnih lapora u obliku nepravilnih izmjena s laporovitim, karbonatnim i mjestimice glinovitim laminama.

Dijatomitne lamine sadrže vrlo male količine niskomagnezijskog kalcita ili kriptokristalastog Ca-dolomita, odnosno dolomita sa suviškom Ca (= $Ca_{54-56}Mg_{44-46}$ dolomit), a laporovite i karbonatne lamine pretežito aragonit u obliku igličastih (acikularnih) kristala orijentiranih usporedno s površinama laminacije ili u obliku kriptokristalastog mikritnog aragonita.

Izotopni sastav kisika ($\delta^{18}O$) i ugljika ($\delta^{13}C$) lamina s igličastim aragonitom tipičan je za zaštićene okoliše, a onih s mikritnim aragonitom i kristalnim kalupnim šupljinama evaporitnih minerala (gipsa, celestina) za izlučivanja pri jačoj evaporaciji. S druge pak strane izotopni sastav dolomita ukazuje na njegovo dijagenetsko podrijetlo, tj. dà je nastao procesima dolomitizacije aragonitnih lamina ili proslojaka.

Dijatomite i njihovu izmjenu s karbonatima (aragonitnim i dolomitnim laminama) Bellanca i dr. (1986) na temelju mineraloškog i izotopnog sastava interpretiraju kao taloge manjih zatvorenih bazena koji su u početku imali slabu vezu s otvorenim morem, a potom je ta veza postupno nestajala, tako da su napredovali evaporitni uvjeti koji su povremeno bili prekidani taloženjem laporovitih ili karbonatnih taloga. Pritom izlučivanje karbonata, na temelju vrlo malog sadržaja izotopa ugljika $\delta^{13}C$, vežu uz pojačanu djelatnost bakterija, a taloženje dijatomita uz razdoblja u kojima je postojala veza s otvorenim morem. Smatraju da je taloženje dijatomita bilo prekinuto kad je prekinuta veza s otvorenim morem, što je pogodovalo uspostavljanju evaporacijskih uvjeta s pojačanim izlučivanjem karbonata, tj. aragonita, a koji je zatim tijekom dijageneze mogao biti jače ili slabije dolomitiziran.

Dijatomiti starijih geoloških razdoblja, koji su pretrpjeli potpunu rekristalizaciju opala-A u kvarc, po sastavu i strukturi bitno se ne razlikuju od rožnjaka.

9.2.3. Radiolarijski muljevi, radiolarijske zemlje i radiolariti

Radiolarijski muljevi, radiolarijske zemlje i radiolariti *pretežito su sastavljeni od skeleta radiolarija izgrađenih od opala-A koji je tijekom dijageneze transformiran u kalcedon ili kvarc.*

Radiolarije pripadaju protozojima i čine poseban podrazred Radiolaria unutar razreda Rhizopoda. To su morski zooplanktonski organizmi koji lebde blizu morske površine. Jednostanični organizam im se sastoji od plazmatskog dijela – središnje kapsule koja po površini ima membranu, i vanjske kapsule iz koje izlaze nitasti pseudopodiji. Kućice im se sastoje od $SrSO_4$ (akantina), nekog organskog silikata ili opala-A. Fosilno se očuvaju samo opalne kućice (opal-A) kuglastog oblika, promjera između 50 i 250, a najčešće oko 150 μm (sl. 9–2). Sastoje se od šupljikavih staklastih ovoja s mnogim pravilno radijalno raspoređenim bodljama.

Najstarije fosilne radiolarije definirane su u prekambrijskim stijenama. Svoj najbujniji razvoj radiolarije su imale u kredi i tercijaru. Danas žive isključivo u tropskim morima na dubinama do 400 m.

Recentni **radiolarijski muljevi** (*radiolarian ooze*) bitno su manje rasprostranjeni od dijatomejskih muljeva, a uglavnom su vezani na mora uz

ekvatorijalno područje – pojavljuju se u sjevernom dijelu ekvatorijalnog pojasa Tihog oceana, a na dnu Atlantskog oceana uopće nisu pronađeni. Karakteristične su crvenkastosmeđkaste boje i u pravilu sadrže između 60 i 70% radiolarijskih skeleta, a ostali su sastojci glina i Fe-oksidi i hidroksidi. Skeleti i ostali sastojci imaju dimenzije od sitnog praha do sitnog pijeska (4–250 μm).

Radiolarijske zemlje (*radiolarian earth*) u većim se količinama nalaze samo u području Malih Antila, u sedimentima starijeg tercijara na Kubi i Barbadosu zajedno s vapnencima i tufovima.

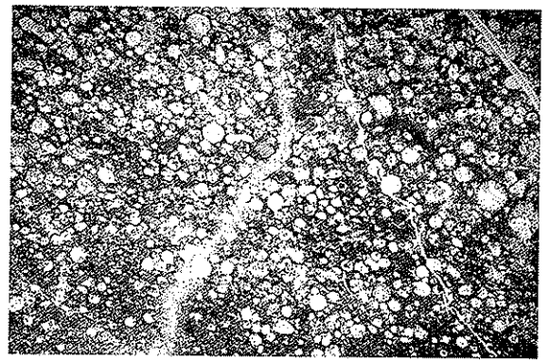
Radiolarit *je gusta stijena oštrobridnog školjkastog loma, staklastog sjaja, obično crvenkastosmeđkaste, crvenkaste, a rjeđe i sivozelenkaste ili crne boje s jasno očuvanim skeletima radiolarija unutar mikrokristalaste kvarcne, kalcedonske ili opalne cementne osnovne mase i/ili opalnog, kalcedonskog i kvarcnog cementa.*

Crvenkastosmeđa i crvenkasta boja potječu od primjesa Fe-oksida i hidroksida, a crna boja od organske tvari. Radiolariti zelenih nijansi sadrže klorit i druge minerale dvovalentnog željeza.

Dobroslojeviti radiolariti s manje-više jasno očuvanim skeletima radiolarija i mikrokristalastim kvarcnim ili opalnim cementom i/ili osnovnom masom obično su poznati pod imenom **radiolarijski rožnjaci** (*radiolarian chert*), a oni crne i sivocrne boje s izrazitom kriptokristalastom strukturom nazivaju se **liditi** (*lydite*).

U mikroskopskom izbrusku radiolariti pokazuju mikrogranularne kalcedonske agregate od kojih svaki pojedini vlaknasti kristal ima valovito potamnjenje (sl. 9–3). Vlaknasti kristalići pokazuju radijalni raspored, međusobno zupčaste kontakte, a između kalcedonskih agregata u pravilu se nalazi Fe-oksid kao pigment ili kod lidita ugljevita tvar i glina.

Skeleti radiolarija također se sastoje od vlaknastog kalcedona, koji je unutar kružnog presjeka skeleta raspoređen u obliku centrifugalno orijentiranih zrakastih agregata bez pigmenta (sl. 9–3), a kod ukriženih nikola pokazuje jedinstveni *kalcedonski sferulit*. Rjeđe se može zapaziti i tanak rub ili stijenka skeleta.



Slika 9–3 Mikroskopski izbrusak radiolarita izgrađenog od skeleta radiolarija i guste kriptokristalaste kvarcne osnovne mase onečišćene organskom tvari i hematitom (tamno). Skeleti radiolarija se sastoje od vlaknastog kalcedona koji je unutar kružnog presjeka skeleta raspoređen u obliku centrifugalno orijentiranih zrakastih agregata bez pigmenta. Valutica iz prominskog konglomerata, Drivenik – Vinodol. Širina slike = 2,3 mm.

Što su dijagenetske promjene bile dugotrajnije i jače to će skeleti radiolarija u radiolaritima biti lošije očuvani zbog rekristalizacije i deformacije oblika, pa se u takvim slučajevima te stijene svojom strukturom približavaju rožnjacima (sl. 9–4).

9.2.4. Spikulni muljevi i spikuliti

Spikulni muljevi i spikuliti *pretežito su sastavljeni od spikula silicispongija, odnosno spužava kremenjašica, izgrađenih od opala-A*. Tijekom dijagenetskih procesa opal-A u spikulitima, kako onaj od kojeg su građeni skeleti tako i onaj izlučen kao cement, obično prekristalizira u opal-CT i kriptokristalasti kvarc, ponegdje i kalcedon.

Uz opal, kriptokristalasti kvarc i kalcedon, spikuliti kao bitne sastojke sadrže još karbonatni, glinoviti i prahoviti matriks, a mjestimice i glaukonit.

Spikule spužava kremenjašica izgrađene su od opala ili kalcedona, a izduženi središnji kanal spikule obično je ispunjen opalnim cementom. Za razliku od muljeva u kojima su spikule nevezane,

u spikulitima su opalnim cementom cementirane u čvrstu stijenu.

9.2.5. Dijageneza biogenih silicijskih sedimenata

Opalni skeleti se sastoje od opala-A i dobro se mogu očuvati samo u slučaju ako su razmjerno brzo potonuli kroz vodeni stup velike dubine, tj. ako su brzo nakon uginuća organizama dospjeli na dno u većim morskim dubinama. To, međutim, ne vrijedi i za radiolarije, čiji se razmjerno čvrsti skeleti mogu dobro očuvati i u plitkoj vodi.

Brzo otapanje opalnih skeleta mogu djelomice sprečavati i mikroorganizmi, bilo da rastu po površini skeleta, bilo da su opalni skeleti zajedno s muljem ugrađeni u fekalne pelete. Posebice značajan utjecaj na očuvanje opalnih skeleta ima submarinski vulkanizam kojim se povećava koncentracija otopljenog silicija u morskoj vodi i na taj način smanjuje topljivost opalnih skeleta (opala-A), a s druge pak strane pospješuje bujan razvoj kremičnih organizama uz snažnu produkciju i brzo taloženje opalnih skeleta nakon uginuća organizama.

Općenito, biogeni silicijski talozi nastaju u područjima s velikom primarnom produkcijom opalnih skeleta, gdje je vrlo nizak utjecaj terigenog materijala i tamo gdje je produkcija karbonata vrlo niska ili se CCD-granična crta nalazi na maloj dubini mora, primjerice na većim geografskim širinama (vidi Tišljar, 2001). Naime, u dubljem moru, odnosno ispod CCD-granične crte, sav se ili pretežiti dio karbonata otopi u vodenom stupu prije nego što se istaloži na dno ili se pak njegovo otapanje postupno zbiva unutar taloga koji se nalazi ispod CCD-granične crte.

Obroci taloženja silicijskih muljeva su i do nekoliko puta veći od obroka taloženja pelagičnih glina, tj. od 1 do 10 m na tisuću godina za silicijske muljeve za razliku od približno 1 m na tisuću godina za pelagične gline (Hein i Karl, 1983).

Zbog razmjerno dobre topljivosti opala u morskoj vodi, koja je pospješena povišenjem temperature i porastom dubine prekrivanja, dubokomorski silicijski sedimenti su dobri pokazatelji dijagenetskih procesa. Blizu morskog dna i nekoliko stotina metara debljine taloga ispod dna biogeni silicijski muljevi imaju vrlo visoku poroznost (75–90%) i ostaju manje–više dijagenetski nepromijenjeni. Međutim, na većim dubinama prekrivanja primarni mineralni sastav skeleta, tj. opal-A, se otapa i transformira u kristobalit, odnosno opal-CT: Porastom temperature i dubine prekrivanja sav se opal postupno transformira u opal-CT, kalcedon, a zatim i u kvarc.

Najprije i najlakše se u kristobalit ili opal-CT, a zatim u kvarc, mijenja opal-A osjetljivih skeleta dijatomeja, nešto sporije spikula spužava, a znatno sporije i teže ljušturica radiolarija.

Rezultat takve mineraloške transformacije je rekristalizacija skeletnog i neskeletnog silicijskog materijala u porculanite i rožnjake, a u slučaju da su se unutar siliciklastičnih muljeva, glina i kalcitičnih glina nalazile i male količine skeleta u silicijske šejlove, silicijske muljnjake i silicijske lapore ili marlite.

Još uvijek porozni, ali kristobalitom ili opalom-CT bogati silicijski sedimenti, poznati su pod imenom **porculanit**, a kriptokristalastim i mikrokristalastim kvarcom, kalcedonom ili kvarcinom bogati kao **rožnjak** (vidi poglavlje 9.3).

Transformacija SiO_2 minerala na relaciji opal-A – opal-CT – kvarcin – kalcedon – kvarc praćena je drastičnim smanjivanjem poroznosti taloga zbog izlučivanja kvarcnog cementa u interskeletnim porama, kao i smanjivanja intraskeletnih pora u samim mikroskeletima.

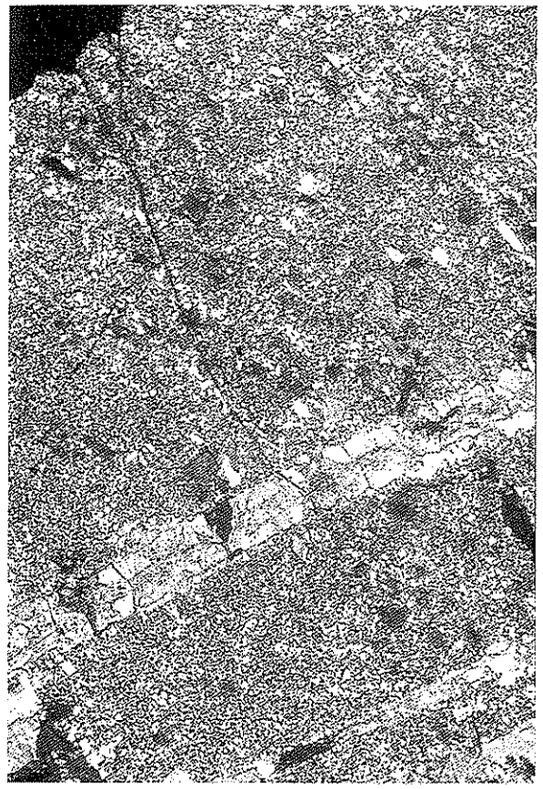
Slojevi koji su bili obogaćeni primarnim kvarcom i/ili su bili znatno porozniji od susjednih slojeva pri takvim se dijagenetskim promjenama još više obogaćuju kvarcom autigenog podrijetla i postupno prelaze u slojevite rožnjake (vidi poglavlje 9.3).

Za potpunu transformaciju opalnih skeleta u kvarc, tj. prijelaz biogenih silicijskih taloga u rožnjake, potrebno je, uz uobičajeni porast temperature po geotermičkom gradijentu i dubinu prekrivanja, i vrlo dugo vrijeme – oko 50 milijuna godina (Thein i Von Rad, 1987).

9.3. Silicijski sedimenti različitog postanka i njihova dijageneza

Silicijski sedimenti koji ne sadrže očuvane skelete dijatomeja, radiolarija i spikula spužvi, ili koji nisu biogenog nego su nekog drugog podrijetla, pripadaju drugoj skupini silicijskih sedimenata, odnosno silicijskim sedimentima dijagenetskog podrijetla (tablica 9–1).

Najraširenije i petrološki najvažnije silicijske stijene iz te skupine su rožnjaci, a potom slijede ostale inačice poznate pod različitim nazivima, kao što su flint, novakulit, porculanit, tripoli i sl.



Slika 9–4 Mikroskopski izbrusak slojevitog rožnjaka jednolične kriptokristalaste strukture presječenog sekundarnom kalcitnom žilom. Ofiolitni kompleks, Borovica kod Vareša. Nikoli ukriženi, širina slike = 3,3 mm.

9.3.1. Rožnjaci i njihovi varijeteti jaspis, flint, novakulit i porculanit

Rožnjaci u širem smislu tog naziva (od njemačke riječi "*Horn*" = rog ili rožnata tvar, od rožina, odnosno naziva stijene "*Hornstein*" = rožnata stijena) *guste su silicijske stijene, oštrobridnog iverastog ili školjkastog loma, crvenkastosmeđe, zelenkaste i crvene boje, mutnostaklaste, staklaste ili poput roga – rožnate – sjajnosti*. U američkoj terminologiji te su stijene poznate pod općim nazivom *chert*, a neki naši geolozi umjesto naziva "rožnjak" koriste naziv "rožnac".

Rožnjaci u širem smislu tog naziva sastoje se od kriptokristalastog ili mikrokristalastog kvarca nedetritičnog podrijetla i/ili kalcedona, a oni manje petrološke zrelosti još i od značajnih količina opala-CT.

Unutar kriptokristalaste do mikrokristalaste mase sastavljene od silicijskih minerala često se nalaze manje ili više jasno očuvani skeleti, ili zbog intenzivne rekristalizacije samo njihovi nejasni ostaci – "duhovi". Posebice to vrijedi za radiolarije koje su od svih silicijskih skeleta najotpornije prema rekristalizaciji (sl. 9–3).

U pravilu dimenzije kvarcnih kristala u rožnjacima rijetko prelaze 10 μm (sl. 9–3 i 9–4), pa je za podrobnija istraživanja struktura rožnjaka potreban elektronski (SEM) mikroskop.

Uz izrazito prevladavanje silicijskih minerala rožnjaci redovito sadrže i manje količine hematita, getita, kalcita, ilita, smektita, klorita, plagioklasa, Mn-oksida i detritičnih zrna kvarca, a neki varijeteti rožnjaka sadrže i rekristalizirane ostatke vulkanskog stakla.

Kvalitativni i kvantitativni udio mineralnih primjesa u rožnjacima izravna je posljedica njihovog primarnog sastava, tj. udjela SiO_2-minerala, vulkanoklastičnog i detiritičnog materijala u talozima i stijenama od kojih potječu rožnjaci, ali i posljedica kompleksnih dijagenetskih i naknadnih hidrotermalnih procesa.

S obzirom na takve mineraloške primjese mijenja se i boja rožnjaka. Smeđkasta boja potječe od getita i limonita, tako da smeđi rožnjaci u svom

kemijskom sastavu, uz približno 90% SiO_2 i niski udio MnO, sadrže i značajni udio FeO i F_2O_3. Crveni rožnjaci sadrže hematit, odnosno uz približno 90% SiO_2 još i značajni udio Fe_2O_3. Značajka crnih rožnjaka je niski sadržaj FeO i visoki sadržaj MnO, kao posljedica primjesa Mn-minerala, a zelenih rožnjaka povišeni udio Al_2O_3, TiO_2, MgO, K_2O i vrlo niski sadržaj Fe_2O_3, budući da su onečišćeni kloritom i mineralima glina.

Rožnjaci koji sadrže primjese hidrotermalnog podrijetla odlikuju se visokim sadržajem Fe u zajednici s Ba i Mn, rožnjaci s primjesama koje potječu od intenzivnih procesa trošenja bazaltnih stijena visokim sadržajem Fe i povišenim udjelom V, a rožnjaci s detritičnim primjesama podrijetlom iz šejlova povišenim sadržajem K (Hein i dr., 1983).

Slojeviti rožnjaci orogenetskih područja često sadrže povećani udio urana, željeza, bakra, mangana i fosfatnih minerala, a vrlo visoke koncentracije urana (>1.800 ppm) nađene su u rožnjacima Monterey formacije u Kaliforniji i Pisco formacije u Peruu.

U skupinu rožnjaka u širem smislu tog naziva pripadaju i posebne inačice rožnjaka poznate kao jaspis, flint, novakulit i porculanit.

Jaspis (*jaspis, jasper*) je gusti, neprozirni varijetet koloformnog, sferulitičnog ili kriptokristalastog kalcedonskog rožnjaka koji sadrži značajni udio Fe-oksida i hidroksida – hematita, limonita i getita – tako da od hematita ima karakterističnu crvenkastosmeđu i crvenu, a od getita smeđkastožutu, smeđu do plavkastosmeđkastu boju.

Flint je sinonim za rožnjak kriptokristalaste strukture nodularnog ili slojevitog pojavljivanja, uglavnom kredne starosti, od kojeg je u kamenom dobu pračovjek izrađivao svoje oružje i oruđe, tj. artefakte.

Novakulit (*novaculite*) inačica je svijetlog ili bijelog, vrlo gustog i čvrstog rožnjaka, slojevitog pojavljivanja, devonske i karbonske starosti, koji se odlikuje homogenom kriptokristalastom do mikrokristalastom anhedralnom strukturom kao posljedicom izrazitog prevladavanja anhedralnih izometričnih sitnih kvarcnih kristala (promjera, u pravilu, 1–100 μm) nad vlaknastim kalcedonom.

Naziv *novaculite* po prvi put je primijenjen za izrazito slojevite rožnjake (*bedded cherts*) iz južnog Illinoisa (Tarr, 1938). U literaturi je poznat tzv. *Arkansas novaculite* ili *Arkansas stone*, kao inačica novakulita iz zapadnog Arkanzasa koja se koristi kao vrlo cijenjeni arhitektonsko–građevni kamen.

Smatra se da je novakulit nastao dijagenetskim promjenama slojevitih rožnjaka čije je podrijetlo vezano uz potpunu prekristalizaciju opalnih skeleta, dok je ranije bilo i mišljenja da je nastao izravnim izlučivanjem silicijskih minerala iz vodenih otopina.

Na temelju istraživanja inkluzija, odnosa stabilnih izotopa i mineraloško–kemijskog sastava stijena u kojima se kao ksenoliti pojavljuju paleozojski novakuliti u Arkanzasu i Oklahomi, Keller i dr. (1985) su zaključili da bi maksimalna temperatura kojoj su mogli biti podvrgnuti dijelovi novakulita bila i do 760°C, što daleko nadmašuje temperature primjerene dijagenetskom području.

Porculanit (*porcellanite*) je nečisti rožnjak koji je zbog svoje gustoće, kriptokristalaste strukture, mutnog i mat sjaja vrlo sličan neglaziranom porculanu. Mekši je i ima manju gustoću od tipičnog rožnjaka, od kojeg se razlikuje i po tome što nema staklasti sjaj. Sastoji se pretežito od opala-A i kristobalita (opala-CT), a ponegdje i tridimita. Dijagenetskog je podrijetla, tj. produkt je rekristalizacije uglavnom radiolarijskih muljeva.

Kao primjese u porculanitima obično se nalaze varijabilne količine gline i karbonata. Kristobalit (opal-CT) porculanita nastao je dijagenetskim procesima iz primarnog opala biogenog podrijetla, tj. od opala-A, a tridimit izlučivanjem iz pornih otopina na većoj dubini prekrivanja.

9.3.1.1. Sastav i teksturno-strukturne značajke rožnjaka

S obzirom na način pojavljivanja, teksturne odlike i oblike pojavljivanja, a s tim u vezi i načine njihova postanka, razlikuju se slojeviti rožnjaci i nodularni, grudasti i lećasti rožnjaci.

Slojeviti rožnjaci (*bedded cherts*) se pojavljuju u obliku više desetaka metara debelih paketa sastavljenih od tankoslojevitih (3–8 cm) rožnjačkih naslaga različite boje unutar tamnosivih do crnih šejlova ili sitnozrnastih grauvaknih pješčenjaka, ponegdje i slojevitih željezovitih sedimenata. Zbog svojeg prugastog izgleda često su poznati i pod imenom **prugasti rožnjaci** (*ribbon cherts*).

Po sastavu i strukturnim značajkama najčešće su to rožnjaci dijagenetskog podrijetla, radiolarijski rožnjaci ili novakuliti, ali i rožnjaci hidrotermalnog ili nekog drukčijeg postanka (vidi odjeljak 9.3.1.2.2).

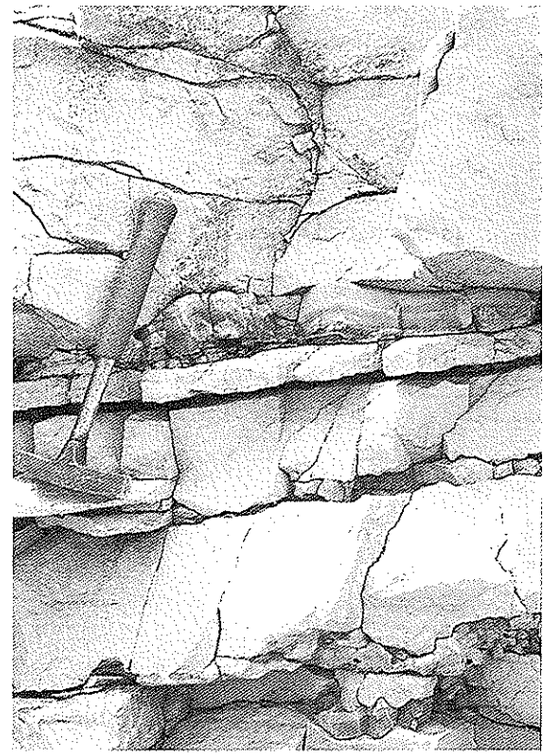
Slojeviti rožnjaci su vrlo česte stijene u prekambrijskim, paleozojskim i mezozojskim, posebice jurskim i krednim naslagama gotovo na cijeloj Zemljinoj kugli. Uz šejlove i sitnozrnaste grauvakne pješčenjake slojeviti su rožnjaci najzastupljenije stijene unutar ofiolitnog kompleksa koji se od Banovine, preko Bosne proteže do Makedonije (sl. 9–6).

Ofiolitni kompleks (ofioliti) je opći naziv za zajednicu bazičnih, ultrabazičnih i ultramafitnih intruziva (gabra, peridotita, piroksenita), hipoabisalnih (dijabaza) i efuzivnih eruptivnih stijena (spilita–keratofira–bazalta) koje potječu iz oceanske kore, te silicijskih i sitnozrnastih klastičnih sedimentnih stijena – rožnjaka, šejlova i grauvaknih pješčenjaka (= "dijabaz–rožnjačka formacija").

Kriptokristalasta do mikrokristalasta osnovna masa slojevitih rožnjaka u pravilu je sastavljena od mozaičnih i ekvidimenzionalnih kvarcnih kristala, promjera obično između 1 i 20 μm.

Slojeviti su rožnjaci obično ispresijecani brojnim pukotinama i žilicama ispunjenim jednom ili više vrsta sekundarnih minerala (sl. 9–4). Najčešće su to kvarc, kalcit, Ca-zeoliti, barit, minerali glina, ilit, klorit, hematit, Mn-oksidi, apofilit i pumpelit.

Nodularni, grudasti i lećasti rožnjaci pojavljuju se unutar vapnenaca i dolomita, a znatno rjeđe i unutar pelitnih i pješčanih sedimenata. Sastoje se od mikrokristalastog i/ili kriptokristalastog kvarca, obično ekvidimenzionalnih kvarcnih kristala promjera između 2 i 20 μm, s manjom ili većom količinom kvarcina i kalcedona, a ponegdje i opala-CT. Mikrokristalasti kvarc koji u vapnencima potiskuje mikritnu masu u pravilu sadrži brojne sitne uklopke kalcita, evaporitnih minerala i/ili primarne strukturne sastojke (mikrit, pelete, ooide, fosile), kako je



Slika 9–5 Lećaste i grudaste nodule rožnjaka u gornjokrednim periplimnim vapnencima južne Istre (istočna obala kod Premanture).

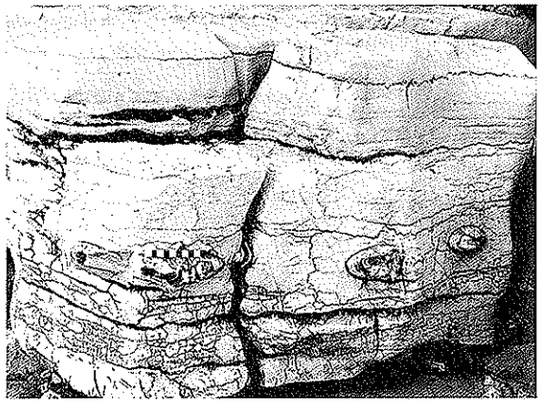
to, primjerice, slučaj u rožnjačkim nodulama u gornjoordovicijskim vapnencima sjeverozapadne Oklahome (Gao i Land, 1991), rožnjačkim konkrecijama u gornjocenomanskim vapnencima južne Istre (Tišljar, 1978), silicificiranim primarno evaporitnim nodulama u južnom Kentuckyu i sjevernom Tennesseeu (Milliken, 1979), kao i rožnjačkim nodulama iz donjoeocenskih vapnenaca Drunka formacije u Egiptu (McBride i dr., 1999).

U pravilu nodularni, grudasti i lećasti rožnjaci imaju kružne, zaobljene konture, bez obzira jesu li to nepravilno grudaste, bubrežaste, kuglaste ili lećaste nakupine unutar sloja ili nizovi izduženog i lećastog oblika između dva sloja (sl. 9–5 i 9–7). Primjerice, u gornjocenomanskim vapnencima južne Istre izrazito prevladavaju kuglaste konkrecije

Slika 9–6 Tankoslojeviti (prugasti) rožnjaci s proslojcima šejlova iz ofiolitnog kompleksa, Borovica kod Vareša. Mikroskopski izbrusak vidi na sl. 9–4.

i nodule unutar sloja nad nepravilno elipsoidalnim nodulama i lećama između dva sloja (sl. 9–5), u gornjotitonskim dolomitima – kasnodijagenetski dolomitiziranim periplimnim vapnencima – na Zlatnom rtu kod Rovinja unutar slojeva dolomita pojavljuju se kuglaste do jajolike nodule (sl. 9–7), jednako kao što je to i slučaj u gornjojurskim kasnodijagenetskim dolomitima na otoku Kopište zapadno od Lastova. U gornjojurskim "vapnencima s rožnjacima" na Velikoj Kapeli unutar tamnih vapnenaca madstonskog, vekstonskog do pekstonskog tipa prevladavaju nepravilno kvrgasti i lećasti rožnjaci.

Promjeri konkrecija, nodula, nepravilnih kvrga i bubrežastih grudastih nakupina variraju između 2 i 20 cm, najčešće od 3 do 10 cm, a ponegdje se,



Slika 9–7 Kuglaste do jajolike rožnjačke nodule u gornjotitonskim kasnodijagenetskim dolomitima na Zlatnom rtu kod Rovinja.

primjerice u donjoeocenskim vapnencima u Egiptu, pojavljuju i rožnjačke nodule promjera i do 2 m (McBride i dr., 1999).

Lećasti rožnjaci, odnosno leće rožnjaka u vapnencima i dolomitima, obično imaju debljine između 1 i 15 cm, a dužine od 6 do 80 cm (sl. 9–5 i 9–7).

Slojevi s rožnjačkim nodulama, konkrecijama i lećama u vapnencima uglavnom se pojavljuju unutar jednog paketa ili jedne skupine slojeva i mogu biti reperni slojevi na velikim područjima. U pelitnim sedimentima, posebice šejlovima, rožnjačke nodule i konkrecije mogu pri svom rastu zadržati manje ili više jasnu horizontalnu laminaciju kakvu ima stijena domaćin, primjerice šejl.

Zbog svoje velike otpornosti na fizikalno i kemijsko trošenje na izdancima su konkrecije, nodule, grude i leće rožnjaka gotovo su redovito morfološki istaknute iz sloja domaćina (sl. 9–7) ili se zbog intenzivnog trošenja stijene domaćina nakupljaju kao samostalne valutice pri dnu većih i strmijih izdanaka, padina i hridina ili se koncentriraju u bujičnim, potočnim i riječnim nanosima ili na morskim obalama i plažama.

Osim u obliku konkrecija, nodula, gruda i leća rožnjaci se u vapnencima mogu pojaviti i kao rožnjačke žile koje vertikalno ili subvertikalno presijecaju više slojeva vapnenaca.

9.3.1.2. Postanak rožnjaka

Pri objašnjenju postanka rožnjaka prisutna su tri bitna problema, odnosno ključna odgovora na pitanja:

- što je bilo izvorište silicija,
- u kakvim su uvjetima i okolišima nastali slojeviti rožnjaci, i
- mogu li rožnjaci nastati kao koloidni silicijski gelovi na dnu sedimentacijskih bazena na kontaktu sediment/voda ili su oni samo produkti kompleksnih procesa potiskivanja i rekristalizacije primarno istaloženog biogenog opala, tj. opala-A?

Premda nema jednoznačnih odgovora na ta pitanja, pa zato niti univerzalnog tumačenja postanka rožnjaka, postoji opća suglasnost da su rožnjaci poligenetskog postanka, tj. da mogu nastati na više načina.

9.3.1.2.1. Postanak nodularnih rožnjaka

Postanak rožnjačkih konkrecija, nodula, gruda i leća tumači se procesima silicifikacije, dakle potiskivanjem uglavnom vapnenačkih, a rjeđe i silicikastičnih taloga opalom, kalcedonom ili kriptokristalastim kvarcom. Ti se procesi potiskivanja mogu zbivati:

- u ranodijagenetskoj fazi, tj. u još mekanim, nevezanim talozima, ili
- u kasnodijagenetskoj fazi, tj. u već očvrsnutim stijenama.

Na ranodijagenetsko podrijetlo nodularnih, kvrgavih i lećastih rožnjaka procesima potiskivanja – silicifikacije – vapnenačkih taloga SiO_2 minerala u marinskoj dijagenetskoj zoni uz sudjelovanje kiselih pornih otopina koje sadrže silicijsku kiselinu (H_4SiO_4) ukazuje:

- pojavljivanje rožnjačkih konkrecija, nodula, nepravilnih kvrga i leća vrlo različitih dimenzija, oblika i međusobnog rasporeda unutar istog karbonatnog sloja ili između dva takva sloja,
- ostaci karbonatnih taloga, odnosno relikti primarnih teksturno-strukturnih značajki karbonatnih stijena u rožnjačkim konkrecijama, nodulama, kvrgama i lećama,
- silicificirani – kalcedonom, kvarcinom ili kvarcom potiskivani – karbonatni fosilni ostaci (foraminifere, alge, gastropodi, fekalni peleti, ...) unutar kriptokristalaste ili mikrokristalaste rožnjačke mase,
- opadanje udjela silicijske, a porast udjela karbonatne komponente od središta prema rubu rožnjačke konkrecije ili nodule,
- deformacije horizontalne ili kose laminacije i slojevitosti, kao i debljine karbonatnog sloja iznad konkrecije, nodule ili kvrge kao posljedice rasta nodule u nevezanom vapnenačkom talogu,
- nakon silicifikacije izlučeni ranodijagenetski dolomitni cement u porama nepotpuno silicificiranih vapnenaca koji ukazuje da je proces silicifikacije prethodio ranodijagenetskoj dolomitizaciji, i
- izotopni sastav kisika $\delta^{18}O$ koji odgovara niskotemperaturnoj marinskoj ili meteorskoj dijagenetskoj zoni.

Ranodijagenetska silicifikacija vapnenačkih taloga i tvorba rožnjačkih konkrecija, leća i nodula se, u pravilu, zbiva u više faza. Najprije u vapnenačkom talogu započinje pseudomorfoza kalcedona po aragonitnim skeletnim zrnima, primjerice bioklastima i/ili skeletima gastropoda i zelenih alga. Slijedi silicifikacija aragonitnih ooida, pa izlučivanje SiO_2 minerala u porama taloga, a na kraju se zbiva silicifikacija i potiskivanje vapnenačke osnovne mase i ranodijagenetski izlučenog kalcitnog cementa. Uglavnom je to cement izlučivan iz pornih fluida obogaćenih Ca-hidrogenkarbonatom koji potječe od potiskivanja i/ili otapanja aragonitnih zrna u slabo kiseloj sredini zbog porasta koncentracije silicija i tvorbe silicijske kiseline.

Izvor silicija, koji s vodom tvori blagu silicijsku kiselinu (H_4SiO_4) i na taj način snižava pH, odnosno povećava kiselost otopine (što je glavni preduvjet za silicifikaciju) sigurno nije izravno vezan uz normalni sastav morske vode. Naime, morska voda, kako ona u marinskim okolišima tako i ona sadržana u porama taloga u marinskom dijagenet-

skom području, zbog niske topljivosti SiO_2 u njoj ne sadrži dovoljno otopljenog silicija potrebnog za tvorbu rožnjačkih konkrecija i nodula. Zbog toga je za njihovu ranodijagenetsku tvorbu potreban neki drugi izvor silicija. On može biti vezan na pojedine sastojke unutar samog taloga ili može u talog biti donesen izvana.

Izvor silicija unutar samog taloga najčešće su skeleti kremičnih organizama (opalne kućice radiolarija, dijatomeja, silikoflagelata ili spikule spužava kremenjašica). Njihova prisutnost u vapnenačkim talozima može biti uzrokovana taloženjem takvih skeleta tijekom razdoblja s povoljnim ekološkim uvjetima koji su pogodovali manje ili više bujnom razvoju kremičnih organizama u moru zbog povećane koncentracije silicija u morskoj vodi. Ona je obično posljedica submarinskog vulkanizma, a rjeđe posljedica povećanog donosa otopljenog silicija u more tekućim vodama – rijekama. Međutim, povećana koncentracija silicija u moru može biti u pojedinim razdobljima uzrokovana i intenzivnijim donosom sitnog vulkanoklastičnog materijala – vulkanskog pepela – u more eolskim putem.

Tijekom dijagenetskih procesa primarno izlučeni amorfni opal (= opal-A), postupno se transformira u opal-CT, a zatim kvarcin i kvarc.

Objašnjenja zašto se konkrecije, nodule, kvrge ili leće rožnjaka pojavljuju samo unutar pojedinih slojeva, ili unutar pojedinih skupina slojeva, u pravilu na velikom prostoru, bez obzira je li bujni razvoj kremičnih organizama bio vezan uz porast silicija u morskoj vodi kao posljedica submarinskog vulkanizma ili povećanog donosa riječnim tokovima ili je koncentracija silicija bila posljedica povećanog donosa vulkanskog pepela eolskim putem i njegovog otapanja u talogu, moraju se potražiti u činjenici da su to bili događaji vezani na određena duža ili kraća razdoblja i na veća prostranstva.

Dok je opal kremičnih skeleta za života organizama i neposredno po njihovom uginuću bio dobro zaštićen od otapanja u morskoj vodi organskim membranama, takva zaštita u talogu u ranoj fazi dijageneze postupno nestaje zbog truljenja organske tvari zaštitnih membrana po površinama skeleta. Primjerice, Giménez-Montsant i dr. (1999) su utvrdili da su rožnjačke tvorevine unutar eocenskih plitkovodnih laminiranih ostrakodnih platformnih vapnenaca južnih Pireneja nastale ranodijagenetskom silicifikacijom vapnenačkih taloga, da je do otapanja silicija iz spikula spužava došlo u vrlo ranoj fazi dijageneze, te da je mobilizacija silicija bila povezana s porastom mehaničke kompakcije taloga. Na to jasno ukazuju unutarslojne strukture istiskivanja vode, vijugave deformacije lamina, injekcijski dajkovi, utiskivanja i pukotine nastale pri migraciji silicijem bogatih pornih otopina iz kojih su se pri procesu silicifikacije izlučivali mikrokvarcni, vlaknasti kalcedonski i megakvarcni cementi. Na migraciju silicija pri mehaničkoj kompakciji taloga ukazuje i izlučivanje vlaknastog kalcedonskog i megakvarcnog cementa u pukotinama koje su nastale pri takvoj kompakciji.

Slični procesi postupnog otapanja vulkanoklastičnog materijala u talogu, uz porast koncentracije silicija u pornim otopinama, zbivaju se tijekom rane dijageneze u talozima u morskoj dijagenetskoj zoni ako je sredina dovoljno alkalna, tj. ako je pH >8. Pri tomu s porastom pH raste topljivost mnogih silikatnih sastojaka vulkanskog pepela u vapnenačkim talozima.

Otopljeni silicij s okolnom pornom vodom tvori teško pokretnu silicijsku kiselinu koja bez jače cirkulacije i difuzije otapa okolni vapnenački talog uz izlučivanje SiO_2-mineralnih nakupina u obliku rožnjačkih konkrecija, nodula ili leća unutar samog sloja ili na njegovoj površini.

Izvor silicija izvan taloga mogu biti jaka kompakcijska strujanja iz dubljih dijelova naslaga, tj. iz veće dubine prekrivanja, kao i prodiranja vrućih otopina – hidrotermi – iz dubljih dijelova kamene kore.

Kasnodijagenetsko podrijetlo nodularnih, kvrgavih i lećastih rožnjaka procesima potiskivanja (silicifikacije) vapnenaca, dolomita i drugih stijena SiO_2 mineralima uz sudjelovanje kiselih pornih otopina koje sadrže silicijsku kiselinu (H_4SiO_4) očigledno je po pojavama rožnjačkih žila koje presjecaju više slojeva. Osim toga, u slučaju rožnjačkih nodula koje su nastale na većim dubinama prekrivanja na kasnodijagenetske procese silicifikacije ukazuje i izotopni sastav kisika $\delta^{18}O$ kvarcnih nodula u odnosu na izotopni sastav kisika kalcita ili dolomita stijene domaćina.

Naime, izotopni sastav kisika iz kvarca kasnodijagenetskih rožnjačkih nodula značajno se razlikuje od izotopnog sastava kalcita i/ili ranodijagenetskih dolomita stijene domaćina koji su kristalizirali u niskotemperaturnim uvjetima marinske ili meteorske dijagenetske zone (Knauth i Epstein, 1976; Gao i Land, 1991; McBride i dr., 1999).

Rožnjačke žile se u odnosu na nodularne rožnjake pojavljuju znatno rjeđe. Tu se izlučivanje SiO_2 minerala zbivalo u već očvrsnutim i tektonski raspucanim stijenama pri cirkulaciji pornih otopina obogaćenih silicijskom kiselinom. Njihovo je podrijetlo uglavnom vezano uz kompakcijska strujanja ili prodiranja hidrotermi iz dubljih dijelova Zemljine kore prema površini.

9.3.1.2.2. Postanak slojevitih rožnjaka

Već krajem 19. i početkom 20. stoljeća geolozi su zapazili da se u Newfoundlandu i Velikoj Britaniji u zajednici s "graptolitnim šejlovima" (*graptolithic shales*) pojavljuju "prugasti rožnjaci" (*ribbon cherts*), zbog čega su zaključili da rožnjaci, kao i graptolitni šejlovi, moraju biti dubokomorski talozi.

Dietz i Holden (1966) nalaze jasnu vezu između "crnih šejlova" (*black shales*) i prugastih rožnjaka i njihovu asocijaciju s grauvaknim pješčenjacima, tufovima, bazaltima i vapnencima. Na temelju takve zajednice stijena zaključuju da rožnjaci moraju biti dubokomorski sedimenti taloženi u tzv. "eugeosinklinalnom okolišu" na stopi padine ili na dijelu kontinentalnog ruba, odnosno kontinentalnoj uzvisini (*continental rise*) između kontinentalne padine i abisalne bazenske ravnice.

Rožnjacima bogatu zajednicu zelenih stijena koja pripada sialskom geosinklinalnom materijalu nalazi Kimura (1973) u neogenskom pojasu Japana i smatra da takva zajednica nije bila taložena na oceanskoj ravnici.

Kanmera (1974) zapaža da u Japanu gornjodevonski i srednjopermski rožnjaci, koji su uključeni u alkalne i toleitske stijene, prekrivaju silurske i srednjodevonske prigrebenske vapnence, plitkomorske vulkanoklastične stijene i riolitne do andezitne efuzivne stijene, pa ih interpretira kao taloge između lukova ili kao taloge na bazenskom rubu. Osim toga, isti autor nalazi velike količine radiolarijskih rožnjaka u zajednici s tufitičnim proslojcima i unutar krednih sedimenata.

Prema Ilijami i dr. (1978) trijaski rožnjaci u Japanu pripadaju marinskom taložnom okolišu s niskom energijom u kojemu je taloženje SiO_2 minerala povremeno bilo prekidano terigenim utjecajem s donosom i taloženjem pretežito glinovitog detritusa sastavljenog od ilita, klorita i sitnozrnastog kvarca, a zbivalo se u rubnom moru vanjskog dijela otočnog luka.

Za gornjojurske "ligurske rožnjake" sjeverne Italije, koji prekrivaju ofiolitne stijene i sastoje se od gradiranih radiolarita u izmjeni sa slojevima silicijskih muljnjaka, a koji su prekriveni donjokrednim pelagičnim vapnencima i šejlovima, te gornjokrednim flišem, Barrett (1982) nalazi sedimentološke dokaze da su taloženi tijekom rane faze kontinentalnog riftinga na neravnom, izbrazdanom oceanskom dnu s pojedinačnim raštrkanim oceanskim grebenima.

Kolodny i Epstein (1976) su na temelju rezultata istraživanja izotopa kisika $\delta^{18}O$ u rožnjacima orogenetskog pojasa i rožnjaka s morskih dna prikupljenih u sklopu projekta "*Deep Sea Drilling Program*" (DSDP) predložili model taloženja rožnjaka na rubovima ploča s konvergentnim tipom kretanja ploča, prema kojemu bi važnu ulogu imali i plitkomorski okoliši.

Rezultati opsežnih geokemijskih istraživanja rožnjaka na području Grčke pokazuju da rožnjaci iz donjeg dijela naslaga pokazuju geokemijska svojstva, posebice visoki sadržaj Mn i Fe, bliža onima kod rožnjaka taloženih na srednjooceanskim grebenima, a da rožnjaci iz višeg dijela naslaga pokazuju geokemijske sklonosti, osobito u pogledu sadržaja Al, slične onima u rožnjacima taloženim na kontinentalnim rubovima (Steinberg i Marin, 1978). To znači da su u vremenu i prostoru postojale promjene uvjeta i okoliša u kojima su rožnjaci bili taloženi.

S druge pak strane Hein i Karl (1983) navode primjere koji pokazuju da je taloženje rožnjaka vezano i uz zaštićene riftne bazene, slično kako je to slučaj u Kalifornijskom zaljevu u području Yolla Bolly (Franciscan Complex), gdje se unutar pretežito madstonskih stijena s tankim proslojcima, a mjestimice i

masivnim slojevima grauvaknih pješčenjaka i efuziva ponegdje nalaze i radiolarijski rožnjaci.

Poseban problem pri interpretacijama okoliša taloženja silicijskih sedimenata s obzirom na batimetriju predstavlja činjenica da se prugasti rožnjaci obično pojavljuju u zajednici s *pillow*-bazaltima u srednjooceanskim riftnim hrptovima ispod kalcitne kompenzacijske dubine – CCD. S obzirom da na bazaltima slijede vapnenački talozi, a potom silicijski sedimenti i pelagične gline, pojavljivanje vapnenačkih taloga u asocijaciji s *pillow*-bazaltima, rožnjacima i pelagičnim glinama, pri čemu se smatra da su bazalti dijelovi ocenske kore koja se iz zone riftinga i rasjedanja kretala po oceanskom dnu ispod CCD-granične crte, predstavlja glavni batimetrijski problem. Naime, taloženje i očuvanje vapnenačke komponente nije moguće ispod kalcitne kompenzacijske dubine (CCD), pa postoje mišljenja da su se takvi procesi zbivali iznad kalcitne kompenzacijske dubine, te da bi u malim oceanskim bazenima i duž kontinentalnih rubova kombinacija izdizanja (*upwellinga*) i prodora bazaltne lave mogla biti praćena porastom biogene produkcije, što bi i na plićoj CCD s periodičkim utjecajem gline moglo rezultirati učestalijim izmjenama glinovitih i slicijskih muljeva (Winterer i Jenkyns, 1979). Smatra se da je kalcitna kompenzacijska dubina u kasnom mezozoiku bila pliće nego danas i da je to bio glavni čimbenik taloženja prugastih rožnjaka u orogenom pojasu (Hein i dr., 1983).

Silicijski sedimenti su zajedno s oceanskom korom uključeni u orogeni pojas pri izdizanju oceanske kore ili pri obdukciji (konvergentnom kretanju ploča kod kojeg se oceanska kora u smjeru kompresije navlači na kontinentalnu ploču), kao i navlačnom rasjedanju na rubovima konvergentnih ploča.

Dio silicijskih sedimenata nastao je u bazenima na kontinentalnim rubovima, primjerice u bazenima iza otočnih lukova, na kontinentalnim rubovima s intenzivnim rasjedanjima blokova, te u mladim oceanskim bazenima, slično kako je to slučaj u Kalifornijskom zaljevu.

Smatra se da je veliki dio rožnjaka u području Tetisa nastao u bazenima sa sličnim uvjetima kakvi su vladali upravo u Kalifornijskom zaljevu, tj. da pripadaju talozima kontinentalnog ruba koji su u orogenetski pojas uključeni pri izdizanju ili nakupljanju i postupnom rastu (akreciji) mikroploča. To je tzv. "*on-land*" tip silicijskih naslaga koje se nalaze u svim kronostratigrafskim jedinicama na mnogo mjesta unutar cirkum-pacifičkog područja, ali i u području Tetisa. Najpoznatiji svjetski primjeri za takav tip silicijskih naslaga su Franciscan i Monterey formacije u Kaliforniji, Cache Creek formacija u zapadnoj Kanadi, Chichibu formacija i Sanbosan geosinklinala u Japanu, Vagompolkian serija u istočnoj Rusiji, Sumulong dijatomiti na Filipinima, Nicoya kompleks u Kosta Riki, Pisco formacija u Peruu, kao i silicijski sedimenti u Sjevernim Apeninima u Italiji, Grčkoj, a vjerojatno i rožnjaci unutar ofiolitnog kompleksa od Banovine, preko Bosne i Makedonije do Grčke.

Pouba (1988) povezuje taloženje gornjoproterozojskih grafitnih rožnjaka na lokalitetima Barandian i Železnà hora u Češkoj uz samo mjestimice razvijene plimne okoliše, dok Palacios Medrano (1989) pretpostavlja da su gornjoproterozojski rožnjaci Iberijskog masiva taloženi u okolišu unutarnjeg šelfa. Dabard (2000) laminirane gornjoproterozojske grafitične rožnjake Armorican masiva sjeverozapadne Francuske interpretira kao dijagenetske stijene koje su nastale silicifikacijom siliciklastičnih taloga zaštićenih hiperslanih plimnih i natplimnih terigenih i terigeno–evaporitnih okoliša.

Dok se za rožnjačke konkrecije, nodule, grude i leće uglavnom smatra da su nastale procesima silicifikacije, dakle potiskivanjem drugih stijena opalom, kalcedonom ili kriptokristalastim kvarcom (vidi odjeljak 3.7.1 i sl. 9–5 i 9–7), postanak slojevitih rožnjaka nije jednoznačno objašnjen.

Opće je mišljenje da je glavnu ulogu u geokemijskom ciklusu silicija i taloženju fanerozojskih (tj. paleozojskih i mlađih) rožnjaka imala biološka aktivnost i prisutnost velikih količina organizama koji svoje skelete i kućice izgrađuju od opala. Pri tumačenju postanka prekambrijskih rožnjaka – zbog opće odsutnosti takvih organizama tijekom arhaika i proterozoika – postoje mnoga različita mišljenja, nejasnoće i razmimoilaženja, jer su pri njihovom taloženju mogli sudjelovati brojni procesi. Dok, primjerice, Cloud (1973) smatra da su pri tvorbi takvih rožnjaka ključnu ulogu imali anorganski procesi, LaBerge (1973) pretpostavlja organsko, Eriksson i Waren (1983) dijagenetsko, a Sugitani (1992), Le Gall (1993) i Zhou i dr. (1994) hidrotermalno podrijetlo.

Mnogi autori smatraju da bi glavni izvor silicija mogao biti submarinski vulkanizam, premda na taj način u morsku vodu dospjeli silicij ne sudjeluje u izravnom izlučivanju SiO_2 minerala iz morske vode. Postoje dva temeljna tumačenja o ulozi submarinskog vulkanizma kao izvora silicija za tvorbu rožnjaka:

- u jednu skupinu mogu se svrstati tumačenja autora koji smatraju da silicij koji je u morsku vodu dospio submarinskim vulkanizmom pri taloženju rožnjaka ima neizravnu ulogu koja se svodi na to da je povećanje njegove koncentracije u morskoj vodi omogućilo snažno bujanje silicijskih organizama koji svoje skelete grade od opala, odnosno opala-A, te da njihovim taloženjem, a potom i dijagenetskim promjenama nastaju rožnjaci, dok
- u drugu skupinu pripadaju tumačenja da silicij vulkanogenog podrijetla pri taloženju rožnjaka ima sekundarnu ulogu, tj. da u morskoj vodi ne potječe izravno od vulkanizma nego da je njegova povećana koncentracija posljedica alteracije vulkanskog stakla i pepela.

Bez obzira na koji je način vulkanizam sudjelovao u povećanju udjela silicija u morskoj vodi, prevladava mišljenje da je to potaklo bujni razvoj silicijskih organizama (radiolarija, silikoflagelata, dijatomeja i spužava kremenjašica) koji su bili glavni izvor opala-A i kristobalita (opala-CT) potrebnih za inicijalno taloženje i tvorbu rožnjaka. Njihove su se kućice ili krhotine iglica u velikim količinama taložile, a talože se još i danas na morsko ili oceansko dno.

Posebice je velika biološka produkcija dijatomeja vezana uz hladne vode oko polarnih područja, a radiolarija i dijatomeja uz ekvatorijalni pojas, premda su se i u drugim područjima taložile, ili se još i danas talože velike količine njihovih skeleta, npr. na *offshore*-u južne Kalifornije, sjeverne Afrike i Perua, odnosno uvijek tamo gdje postoje snažna strujanja i dizanja hladne morske vode iz dubina bogate hranjivim tvarima (Hein i dr., 1983).

Prema rezultatima istraživanja rožnjaka u sklopu projekta "*Deep Sea Drilling Program*" (DSDP) smatra se da je izvorište silicija potrebnog za tvorbu rožnjaka biogenog podrijetla, da uglavnom potječe od otapanja skeleta radiolarija i dijatomeja, te da se njihova dijageneza odvija u četiri faze: počinje ispunjavanjem komorica kalcedonom, zatim slijedi potiskivanje karbonatnog matriksa kristobalitom (opal-om-CT), pa potiskivanje foraminifera kalcedonom, i napokon ispunjavanje svih preostalih pora kvarcom i pretvorbom kristobalita (opala-CT) u kvarc (Davies i Supko, 1973; Hein i dr., 1983). Pritom se opal biogenog podrijetla iz skeleta silicijskih organizama (opal-A) obično nakon otapanja ponovno izlučuje kao opal-CT, u pravilu u intraskeletnim komoricama mikrofosila poput foraminifera, da bi metastabilna modifikacija opal-CT zatim tijekom dijageneze na većim dubinama prekrivanja uz porast temperature na oko 130°C potpuno prekristalizirala u kristalografski bolje uređeni i stabilniji kvarc.

Da je većina slojevitih i/ili prugastih rožnjaka nastala dijagenetskim procesima potiskivanja silicijskih sedimenata biogenog podrijetla ukazuju brojne dobro očuvane sedimentne strukture, kao što su ubušivanja i jazbine (*burrows*), reliktne strukture primarnih stijena domaćina i odnos rožnjaka prema ostalim sedimentnim, posebice vapnenačkim stijenama (Heath, 1973; Lancelot, 1973; Keene, 1976; Hein i dr., 1983).

Pri takvim dijagenetskim procesima dolazi do velike redukcije poroznosti i povećanja tvrdoće, sjajnosti, gustoće i kohezivnosti silicijske stijene. Redukcija poroznosti je najveća u slučaju dijatomejskih taloga (>60%), značajna u talozima pretežito sastavljenim od opala-CT (oko 35%), a najmanja u pretežito kvarcnim silicijskim stijenama (<15%).

Većina slojevitih rožnjaka je, dakle, mogla nastati potpunom rekristalizacijom iz radiolarita, dijatomita ili spikulita, tj. mnogi rožnjaci su biogenog podrijetla, ali su se skeleti tih organizama tijekom dijageneze rekristalizacijom potpuno izgubili.

Slojeviti rožnjaci dijagenetskog podrijetla odlikuju se niskim do srednjim stupnjem kristaliniteta ekvidimenzionalnih kvarcnih kristala, što je tipično

za niskotemperaturni kvarc dijagenetskog podrijetla.

Na temelju sedimentnih struktura i pojavljivanja laminiranih rožnjaka Armorican masiva sjeverozapadne Francuske u zajednici s plimnim sedimentima, stromatolitima i evaporitima, Dabard (2000) gornjoproterozojske masivne i laminirane grafitične rožnjake, pretežito sastavljene od mikrokristalastog kvarca promjera <10 μm, interpretira kao silicificirane taloge zaštićenih hiperslanih plimnih i natplimnih terigenih i terigeno–evaporitnih okoliša. Pritom su ključnu ulogu imale relativne promjene morske razine i s njima povezane migracije miješane zone morske i slatke vode, te sadržaj organske tvari koja je imala vrlo važnu ulogu pri otapanju silikatnih minerala i na taj način osiguravanju dovoljne koncentracije otopljenog silicija potrebnog za tvorbu silicijske kiseline i proces silicifikacije. Tvorba rožnjačkih lamina i proslojaka bila je regulirana migracijama miješane zone slane i slatke vode, i na taj način vezana uz strogo određene uvjete i okoliše.

Primarno izlučivanje opala iz vode povremenih (efemeralnih) jezera u Australiji opisali su Peterson i Von der Borch (1965), za neke geološki stare rožnjake Steinitz (1970) dokazuje sinsedimentacijski ili "penekontemporalni" (približno istodobni) postanak, a Simonson (1985) postanak proterozojskih rožnjaka Wishart formacije Quebec–Newfoundlanda u Kanadi povezuje s brzim rastom i izlučivanjem fibroznih kristala kvarca iz pornih fluida prezasićenih u odnosu na silicij.

Slično tomu Sugitani i dr. (1998) arhajske slojevite rožnjake, koji se u Pilbara Blocku Zapadne Australije pojavljuju unutar kompleksa klastičnih sedimenata taloženih u zaštićenim plitkomorskim okolišima, interpretiraju kao postsedimentacijske dijagenetske produkte nastale silicifikacijom klastičnih sedimenata, ali i biogenim i kemijskim izlučivanjem SiO_2 minerala iz ugrušaka silicijskog gela, nakon intenzivne kemijske alteracije primarnih mineralnih sastojaka koja je uzrokovala povećanje koncentracije i potom prezasićenost pornih fluida silicijem.

S druge pak strane, pojava rožnjaka po pukotinama i prslinama, kao i potiskivanje karbonatnih skeleta rožnjacima, daje uvjerljive dokaze da oni mogu biti i sekundarnog podrijetla (Selley, 1988).

Adachi i dr. (1986) rožnjake koji se u zajednici s drugim silicijskim sedimentima pojavljuju u području sjevernog Pacifika vežu uz aktivnost oceanskog grebena i smatraju da su hidrotermalnog podrijetla. Isto tako, Zhou i dr. (1994) slojevite, laminirane, masivne i pseudobrečirane proterozojske rožnjake Guangdong provincije u Kini na temelju petroloških i geokemijskih podataka, posebice vrlo niskog sadržaja TiO_2 i Al_2O_3 i obogaćenja sadržaja Ba, As, Sb, Hg i Se, te međusobnih odnosa Al–Fe–Mn koji u tenarnom dijagramu padaju u hidrotermalno polje, interpretiraju kao hidrotermalne rožnjake.

Teorija izravnog koloidnog izlučivanja opala iz morske vode i taloženja rožnjaka u dubokom moru, nakon što je morska voda submarinskim efuzijama primila velike količine silicija, danas ima sve manje pristaša. Dok je, naime, izravno anorgansko izlučivanje opala iz visokokoncentriranih voda efemeralnih jezera moguće, dotle bi izravno izlučivanje koloidnog opala na dnu dubljih mora iziskivalo izuzetno velike koncentracije silicijske kiseline pri morskom dnu, koje se praktički teško mogu doseći. No tu, ipak, treba uzimati u obzir i vremenski faktor, tj. da do uspostavljanja kemijske ravnoteže može doći tijekom geološki dugog razdoblja. Međutim, neosporno je da pri povećanju koncentracije silicijske kiseline u moru nastaju povoljni uvjeti za razvoj organizama koji skelete grade od opala, čime se zadovoljavaju uvjeti za taloženje velikih količina radiolarijskih, dijatomejskih i spikulnih muljeva, a time i nastanak radiolarita, dijatomita i spikulita iz kojih potpunom rekristalizacijom skeleta mogu nastati rožnjaci.

Neki slojeviti rožnjaci su, slično kako je to slučaj kod nodularnih rožnjaka, nastali potpunom silicifikacijom vapnenaca u vrlo različitim petrološkim i dijagenetskim uvjetima.

Rožnjaci kriptokristalaste do mikrokristalaste strukture nesumnjivo nastaju i rekristalizacijom kiselih tufova i vulkanskih stakala, za što ima mnogo dokaza (vidi odjeljak 8.5.1).

Za razliku od slojevitih rožnjaka nastalih dijagenetskim procesima iz biogenih silicijskih pelagičnih muljeva (vidi poglavlje 9.2), mnogi su rožnjaci u ritmičnoj ili cikličkoj izmjeni s pelagičnim vapnencima i/ili muljnjacima nastali dijagenezom iz radiolarita. To su bioklastični sitnozrnasti turbiditi ili silicijski turbiditi, dakle sedimenti taloženi iz turbiditnih struja male gustoće (vidi odjeljak 20.2.3.2).

Silicijski turbiditi (*siliceous turbidites*) su nastali dijagenetskim promjenama akumuliranog silicijskog materijala donešenog u dublje dijelove bazena s padina submarinskih zaravni ili podmorskih uzvišenja zajedno s manjom količinom siliciklastičnog i/ili karbonatnog detritusa.

Silicijski turbiditi se uglavnom sastoje od slojeva s jasnom gradacijskom slojevitošću, a samo ponegdje i kosom laminacijom ili konvolucijom. Obično su to 1–5 cm debeli slojevi crvenih ili zelenkastih prugastih rožnjaka u izmjeni s 1 do 7 cm debelim slojevima crvenkastih ili zelenkastih silicijskih muljnjaka ili šejlova (*siliceous mudstone*, *siliceous shale*), ponegdje i vapnenaca.

U pretežito kriptokristalastoj masi sastavljenoj od kvarca i opala-CT silicijski turbiditi sadrže veću ili manju količinu skeleta radiolarija i dijatomeja, minerala glina, hematita hidrotermalnog podrijetla, detritičnog kvarca, ali i drugih terigenih minerala (McCave, 1979; Barrett, 1982; Hein i dr, 1983). Vapnenci se obično učestalije pojavljuju u gornjim dijelovima turbiditne serije, pripadaju pelagičnim vapnenačkim muljevima koji su bili taloženi iznad kalcitne kompenzacijske dubine (CCD), a zatim su turbiditnim strujama bili prenošeni i taloženi nešto ispod same CCD-granične crte (Barrett, 1982).

Unutar silicijskih turbidita slojeviti se rožnjaci odlikuju oštrom donjom graničnom površinom prema muljnjacima ili vapnencima i jasnom razlikom u veličini zrna i mineralnom sastavu te ciklusima sastava muljnjak krupnijeg zrna–sitnozrnasti muljnjak–pelagični vapnenac–rožnjak.

Silicijski turbiditi nastali ispod CCD-granične crte ne sadrže karbonate, a oni taloženi iznad CCD-crte sadrže značajne količine karbonata, posebice pelagičnih vapnenaca (Tišljar, 2001).

Hein i dr. (1983) smatraju da su:

- glavne značajke slojevitih rožnjaka taloženih u orogenim pojasevima njihov taložni kontinuitet sa zelenim stijenama (ofiolitima) i grauvaknim turbiditima, uz mjestimice intenzivnu tektonizaciju, rasjedanje i tvorbu kaotičnih masa ili tektonskih melanža, a
- glavne značajke rožnjaka taloženih na otvorenom oceanskom dnu nodule i leće rožnjaka milimetarsko–centimetarskih dimenzija i razmjerno mali udio pojedinačnih tankih slojeva prugastih rožnjaka unutar debelog slijeda vapnenaca i kredastih vapnenaca, odnosno krede (*chalk*).

Tipične dubokomorske rožnjake taložene na dnu otvorenih oceana Hein i dr. (1983) interpretiraju kao sedimente dijagenetskog podrijetla, tj. da su nastali potiskivanjem – silicifikacijom – vapnenačkih ili glinovitih sedimenata.

Slojevite prugaste rožnjake koji se nalaze unutar orogenih pojasova, a u pravilu se pojavljuju kao učestale tankoslojevite (često turbiditne) izmjene sa sitnozrnastim grauvaknim pješčenjacima, Hein i dr. (1983) interpretiraju kao taloge koji su nastali dijagenetskim rekristalizacijskim procesima iz silicijskih (radiolarijskih, dijatomejskih, spikulnih) muljeva, hemipelagičnih glina i tufova. Pritom nakupljanja velikih količina silicijskih skeleta u obliku tanjih slojeva radiolarijskih, dijatomejskih ili spikulnih muljeva objašnjavaju povremenim klimatskim epizodama – ciklusima – u kojima su postojali vrlo povoljni ekološki uvjeti za bujan razvoj i taloženje silicijskih planktonskih organizama.

Što se tiče obroka taloženja slojevitih rožnjaka u literaturi postoje prilično veliki rasponi za rožnjake iz različitih područja, ovisno o tomu jesu li slojeviti i prugasti rožnjaci vezani uz silicijske turbidite. Literaturni podaci o obrocima taloženja slojevitih rožnjaka uglavnom obuhvaćaju vrijednosti od minimalno 0,5 pa do maksimalno 35 m na tisuću godina (0,7 do 1,0 m/1000 god. – Garrison i Fischer, 1969; 1,0 do 5,3 m/1000 god. – McBride i Thompson, 1970; 3 do 9 m/1000 god. – Schlager i Schlager, 1973; 27 do 34 m/1000 god. – Ilijama i dr., 1978).

Hein i Karl (1983) navode proračune koje je za jurske turbiditne serije u orogenetskom pojasu sjeverne Italije dao Barrett, prema kojima bi se tijekom 10.000 godina moglo istaložiti između 1 i najviše 4 sloja rožnjaka debljine od 1 do 4 cm.

Ladiničko–karničke prugaste tamnocrvene radiolaritne rožnjake Medvednice koji se pojavljuju kao slojevi centimetarsko–decimetarskih debljina u izmjeni s milimetarsko–centimetarskim proslojcima intenzivno hematitiziranih prahovitih šejlova, kao i karničko–noričke prugaste radiolaritne rožnjake Kalnika koji se pojavljuju u zajednici s hematitiziranim prahovitim i glinovitim šejlovima i *pillow*-lavama, Halamić i Goričan (1995) interpretiraju kao distalne sitnozrnaste silicijske turbidite taložene iz mutnih tokova male gustoće neposredno ispod, a dijelom i iznad CCD granične crte. Sukladno tumačenjima Ilijame i dr. (1985), autori smatraju da su slojevi radiolarijskih rožnjaka nastali pri malim obrocima sedimentacije silicijskih minerala biogenog podrijetla (skeleti radiolarija) iz turbiditnih struja male gustoće i male brzine, a šejlovi kao distalni turbiditi pri znatno većim obrocima sedimentacije sitnozrnastog terigenog materijala iz turbiditnih struja uz moguće pretaloživanje pridnenim strujama.

9.3.2. Tripoli, kremenaste sedre (silicijski sinteri) i gejzirit

Tripoli (*tripoli*) *je bjeličasti ili svijetlosivi, porozni silicijski sediment koji se sastoji od sitnozrnastog kvarca pelitnih dimenzija, a nastao je procesima izluživanja i trošenja nepotpuno silicificiranih karbonatnih stijena – posebice vapnenaca, pri čemu je kvarcna komponenta ostala i nakon trošenja, a karbonatna je komponenta uglavnom potpuno izlužena iz stijene*. Tripoli, prema tomu, ne sadrži skelete dijatomeja (ili ih sadrži samo u neznatnoj količini).

Izvorni termin "tripoli" odnosi se na dijagenetske silicijske stijene mesinijanske starosti, tzv. "*rottenstone*" kod Hulla u Engleskoj i kod Yoredalea u Derbyshireu i nema nikakve genetske sličnosti sa stijenama poznatim pod nazivom "tripolit" ili "dijatomejski tripolit" (vidi odjeljak 9.2.2).

Terminološku konfuziju izazvala je, međutim, uobičajena praksa mnogih geologa da sve porozne silicijske stijene, osobito dijatomejske zemlje, potpuno krivo nazivaju "tripoli" ili "dijatomejski tripoli", prema nazivu "tripolite" korištenom za jednu vrstu porozne dijatomejske zemlje iz okolice Tripolisa u sjevernoj Africi. Prema tomu, pod nazivom "tripolit" podrazumijeva se posebna vrsta dijatomejske zemlje iz okolice Tripolisa, a to nije isto što i silicijske stijene dijagenetskog podrijetla od ranije poznate pod nazivom "tripoli".

Gejzirit (*geyserite* – od islandske riječi *geysir* koja označava izbijanje vode pod tlakom) je silicijska sedimentna stijena iz skupine kremenastih sedra ili silicijskih sintera koja nastaje izlučivanjem opala iz vrućih voda gejzira i vrućih izvora pri njihovom izbijanju na površinu Zemlje.

Dok se iz vrućih izvora bogatih silicijem izlučuje opal, odnosno silicijski sinteri, iz onih bogatih kalcijevim karbonatom izlučuju se vapnenački sinteri – travertini (vidi Tišljar, 2001). Pod nazivom gejzirit neki autori podrazumijevaju i gusti silicijski sinter nastao evaporacijom silicijem bogatih voda (Swineford, 1978).

Kao sinonim za gejzirit, tj. vlaknaste i biserima ili perlama slične inkrustacije silicijskog sintera nastalog izlučivanjem opala pri evaporaciji silicijem bogatih voda vrućih izvora, upotrebljava se i naziv **fiorit** (*fiorite*) prema lokalitetu Santa Fiora iz Toskane u Italiji, gdje se taj silicijski sinter vadi kao kamen za izradu ukrasnih predmeta (Swineford, 1978).

Gejziriti se pojavljuju u obliku svijetlosivih do smeđkastih inkrustacija opala oko gejzira i vrućih izvora. Mogu se pojavljivati i u obliku obavijenih zrna ili silicijskih onkoida sastavljenih od spikula i koncentričnih lamina amorfnog SiO_2 minerala – opala-A – koji se u plitkoj turbulentnoj vodi na terasama oko gejzira izlučivao na vlakanca i sluz mikrobakterijskih zajednica i na taj ih način silicificirao i inkrustirao.

Silicijski onkoidi promjera većeg od 2 mm su u literaturi poznati pod imenom "gejzirska jaja" (*geyser eggs* – Austen, 1873), a ako su manji od 2 mm pod imenom "gejzirski biseri" (*geyser pearls*). Osim recentnih postoje i paleosinteri tipa silicijskih onkoida (Cuneen i Sillitoe, 1989).

Spikule su vrlo važan čimbenik rasta silicijskih onkoida. Mnoge spikule imaju značajke mikrostromatolita i tvore biogene lamine. Najbujnije se razvijaju i rastu u subaerskim uvjetima u području koje se nalazi pod utjecajem prskanja ili zapljuskivanja tople vode (Renaut i dr., 1996; Jones i Renaut, 1997).

Životna aktivnost cijanobakterija i/ili bakterija najvažniji je čimbenik tvorbe gejzirita i drugih vrsta kremenastih sedra (silicijskih sintera). Obroci taloženja, odnosno brzina izlučivanja, prilično su veliki – iznose između 0,002 i 10 cm godišnje.

9.3.3. Silkrete

Silkrete ili **silicijske kore** (*silcrete, silica duricrust*) *korasti su dijagenetski, rožnjacima slični skrutnuti silicijski sedimenti – kvarcni i/ili kalcedonski produkti površinske ili potpovršinske silicifikacije procesima cementacije i/ili potiskivanja nevezanih taloga, tala i stijena u neposrednoj podini nevezanog detritusa preostalog nakon snažnog fizikalno–kemijskog trošenja tih stijena* (Summerfield, 1983).

Silkrete se obično pojavljuju kao cement u pješčenjacima i konglomeratima (Langford-Smith, 1978; Summerfield 1982; Leckie i Cheel, 1990), ili u obliku masivnih ili loše slojevitih korastih nakupina brečastog habitusa kao posljedice neravnomjernog izlučivanja SiO_2 minerala i neravnomjernog izluživanja i denudacije primarnih stijena i tla, a mnogo rjeđe i kao zasebne izometrične ili diskoidalne nodule poredane paralelno sa slojnom površinom unutar sitnozrnastih prahnih i/ili pješčanih sedimenata (Smale, 1973; Summerfield, 1982). Od okolnih se sedimenata jasno razlikuju po svojim strukturnim, teksturnim, geokemijskim i petrološkim značajkama, kao i posebnim oblicima trošenja.

Po načinu postanka silkrete pokazuju sličnost s kalićama ili kalkretama, s razlikom što su kaliće ili kalkrete karbonatne, a silkrete silikatne koraste nakupine, odnosno *silicijski duricrust*. Mogu nastati na različitim vrstama stijena, no najčešće su, ipak, na magmatskim stijenama s povišenim sadržajem SiO_2, a posebice TiO_2 (Pettijohn, 1975).

Boja im varira, s obzirom na mineraloški sastav primjesa u kvarcnoj i/ili temeljnoj masi, od pepeljastosive, preko smeđe do tamnocrvene. Prevladavaju, ipak, silkrete sive boje.

Silkrete nastaju u aridnim i semiaridnim klimatskim uvjetima sa samo sezonskim kišama u područjima niskog reljefa procesima površinskog trošenja stijena koje sadrže silikatne minerale, u prvom redu feldspate. Summerfield (1983) neke recentne i kenozojske silkrete interpretira kao dijagenetske tvorevine obalnog područja s humidnom klimom.

Temeljna masa silkreta sastoji se od mikrokristalastog ili makrokristalastog ekvidimenzionalnog kvarca, djelomice i kalcedona, a često sadrži i pojedinačna krupna kvarcna zrna i kvarcne nakupine u obliku rozeta koje su rasle u šupljinama. U takvu kvarcnu temeljnu masu mogu biti uključena krupna ili sitna detritična kvarcna zrna, odlomci kvarcita, kvarcnih pješčenjaka i konglomerata.

Silicij za tvorbu takvih korastih nakupina potječe od otapanja tla, ali i stijena u dubljim dijelovima koji su izloženi utjecaju pornih voda koje migriraju ili se dreniraju prema površini.

Izlučivanje kvarca, kalcedona i/ili opala u obliku korastih nakupina – silkreta – najčešće se događalo tijekom kvartara i tercijara, a bilo je vezano za cirkulaciju površinskih ili temeljnih voda, potiskivanje, cementaciju i rekristalizaciju površinskih dijelova stijena bogatih feldspatima ili rezidualnih taloga. Zbog toga su silkrete u pravilu vezane uz lateritna tla, ili kao posljedica razmjerno intenzivne akumulacije SiO_2 minerala pri procesima trošenja ili kao rezultat potpunog izlučivanja SiO_2 minerala iz podzemnih otopina obogaćenih silicijskom kiselinom pri njihovom nadiranju prema površini i bočnoj površinskoj drenaži (Stephens, 1971).

Manje pojave silkreta mogu biti vezane uz izlučivanja SiO_2 minerala pri drukčijim procesima trošenja ili tvorbe tala, pa bi u takvu vrstu silkreta shvaćenih u širem smislu, tj. kao **dijagenetske silicijske tvorevine**, mogli pripadati i pojedini "kvarcni dijagenetski sedimenti" (Tišljar, 1985, 1994, 2001), ili "kvarcni sedimenti" (Galović, 1991), odnosno tzv. "kvarcni pijesci" u albskim vapnencima Istre.

Pri tvorbi silkreta uz prisustvo silicija u pornim otopinama nužno je i intenzivno odnošenje glavnih elemenata iz matične stijene, a to je moguće pri intenzivnoj i dugotrajnoj cirkulaciji otopina odre-

đenog pH. Naime, za to kakvo će biti kvalitativno i kvantitativno odnošenje pojedinih elemenata iz ishodišnog materijala presudnu ulogu ima pH sredine. Sredina mora biti kisela da bi bilo omogućeno odstranjivanje glavnih elemenata, pogotovo Al, Fe, Ti, Mg, Ca, K i Na, te da bi SiO_2 minerali bili trajno stabilni.

Prema istraživanjima Summerfielda (1983) to je omogućeno ako je pH<4, a odnošenje Ti u obliku hidroksida tek ako je pH<3,5. Istraživanja istog autora o tvorbi silkreta na silikatnim stijenama pokazuju da su već u slabo kiseloj sredini K-feldspati i plagioklasi vrlo lako i brzo zahvaćeni procesima kaolinitizacije uz autigenezu minerala glina i otpuštanje K, Na, Ca i Si u otopinu. Lako migrabilni K, Na i Ca se odnose, a teško migrabilni Si veže s vodom u teško migrabilnu silicijsku kiselinu, kojom se dalje znatno povećava kiselost sredine, a iz koje je ujedno moguće i izlučivanje SiO_2 minerala u obliku silkretnih kora. Takav porast kiselosti omogućava daljnje otapanje feldspata, ali i drugih primarnih silikatnih minerala, kao i autigenih minerala glina.

Na povećanje izlučivanja SiO_2 minerala u kiseloj sredini značajni utjecaj imaju organske kiseline i klima. Naime, prema Thiryu (1998) na povećenje kiselosti (snižavanje pH) pri procesima površinske silicifikacije i površinske tvorbe silkreta bitnu ulogu ima klima, posebice izmjena suhih i vlažnih razdoblja. Tijekom suhog razdoblja povećava se kiselost, a tijekom vlažnih razdoblja povećane količine otopina pospješuju otapanje i omogućuju odnošenje mnogih otopljenih elemenata, uglavnom u obliku različitih organskih kompleksa koji nastaju međureakcijama otopljenih elemenata i organskih kiselina.

Ako su procesi silicifikacije i tvorbe silkreta vezani uz podzemne vode, tj. zonu oscilacija razine temeljne vode, utjecaj klimatskih promjena s izmjenama sušnih i kišnih razdoblja je neznatan ili nikakav.

IV – ORGANOGENI REZIDUI

10. Podjela, postanak i petrografija organogenih rezidua

10.1. Definicija i podjela organogenih rezidua

U sedimente iz skupine organogenih rezidua pripadaju treset i ugljeni (tablica 1–1), koji za razliku od nafte i zemnog plina zadržavaju primarni položaj unutar sedimentnog tijela, tj. u sedimente nisu naknadno migrirali već se unutar njih nalaze na mjestu svog postanaka. Međutim, oni su kao i sve druge matične stijene za ugljikovodike porastom dubine prekrivanja podvrgnuti sličnim dijagenetskim i katagenetskim procesima (vidi odjeljak 7.1.3.3).

Ugljen, nafta i zemni plin, a potencijalno i naftni šejlovi (odjeljak 7.1.3.2) fosilna su goriva ili **kaustobioliti** (= gorivo organsko kamenje).

Prvi i najvažniji preduvjet za postanak treseta i ugljena je razmjerno bujan rast biljaka i visoka produkcija i akumulacija njihovih ostataka u kontinentalnim okolišima i uvjetima s povoljnom klimom. Pritom opći taložni sustav mora biti takav da se biljni ostaci mogu fosilno očuvati. Većina ugljena potječe od ostataka terestričkih biljaka koji su prvobitno tvorili **treset** u plitkim slatkovodnim jezerima i močvarama, **limničke ugljene** na riječnim ravnicama ili **paraličke ugljene** u brakičnim prijelaznim okolišima, kao što su obalne i marinske delte.

Biljni ostaci taloženi u takvim okolišima mogu biti tijekom dijagenetskih i katagenetskih procesa podvrgnuti karbonifikaciji, odnosno procesima potresećivanja i pougljenjivanja (*coalification*), a u katagenezi i grafitizaciji, kao progresivnim stupnjevima promjena i karbonifikacije organske tvari.

10.2. Treset

Treset (*peat*) *je – prema definiciji Internat. Kommission für Kohlenpetrologie (1963) – naziv za manje ili više dobro očuvane biljne ostatke žutosmeđe ili tamnožutosmeđe boje koji sadrže slobodnu celulozu i veliku količinu vode (> 75%), a u vitritu manje od 55% ugljika.* Nastaje u plitkim močvarama – tresetištima – u kojima se nakuplja velika količina jače ili slabije raspadnutih ostataka močvarnih biljaka.

Biljni ostaci su u takvim okolišima zaštićeni od brze mikrobiološke razgradnje za koju su potrebni oksidacijski uvjeti. To se postiže tako što se biljni ostaci dugo vrijeme nalaze stalno ispod ili blizu razine stagnirajuće temeljne vode zbog stalnog održavanja približno jednakih obroka subsidencije i sedimentacije. Drugim riječima, biljni ostaci nalaze se u uvjetima gdje su obroci sedimentacije približno jednaki obrocima tonjenja taložnog prostora, tj. tresetišta. Na deltnim ravnicama i na niskim obalama tijekom porasta morske razine diže se razina temeljne vode i uspostavljaju uvjeti pogodni za razvoj tresetišta.

Dio biljnih ostataka, osobito onaj površinski, može se razgrađivati aerobnim bakterijama i gljivicama, dok je njihov pretežiti, dublji dio bez prisutnosti kisika podvrgnut promjenama izazvanim djelatnošću anaerobnih bakterija.

Uz brzu akumulaciju biljnih ostataka u močvarama za potpunu dijagenetsku evoluciju i održavanje tresetišta nužni su povoljni klimatski i biokemijski uvjeti, kao i postojanje nepropusnog tla ili stijena u podlozi močvare, odnosno tresetišta.

Normalna evolucija tresetišta obuhvaća tri faze: u prvoj fazi nastaje sapropel, u drugoj fazi plitka

tresetišta, a u trećoj fazi – u pravilu u slučajevima propusnih, pješčanih podloga – nastaju visoka tresetišta.

U prvoj fazi potresećivanja tvorba treseta započinje na površini nagomilanih biljnih ostataka brzo nakon uginuća biljaka i akumulacije njihovih ostataka u močvari. To se najprije zbiva u oksidacijskim uvjetima u kojima najveću ulogu pri potresećivanju imaju aerobne bakterije i gljivice.

Druga faza potresećivanja nastupa zbog anaerobnih uvjeta pri velikim obrocima nakupljanja novih organskih ostataka i naglog prekrivanja prethodno u prvoj fazi u treset prerađenog biljnog materijala. U drugoj fazi prevladavajuću ulogu preuzimaju anaerobne bakterije, uz brzo opadanje mikrobiološkog aktiviteta, tj. mikrobiološke razgradnje organskih ostataka.

Dok se prva faza potresećivanja zbiva u oksidacijskim uvjetima i traje vrlo kratko, druga faza vezana uz anaerobne uvjete je dugotrajna i može se produžiti u procese pougljenjivanja, odnosno prijeći u procese tvorbe ugljena. U anaerobnim uvjetima, odnosno drugoj biokemijskoj fazi dijageneze ili potresećivanja, u tresetištu se stvara biogeni metan. Najlakše i najbrže se razgrađuju humiceluloze, šećeri, pentoze, pektini i proteini.

Primarni oblici i struktura mnogih otpornih biljnih ostataka poput polena, spora, kutina, suberina, smola, vosaka i sl. bitno se ne mijenjaju pri procesima potresećivanja biljnih ostataka. Osim toga, djelomice očuvana ostaje i celuloza, a potpuno su očuvani lignin, tanin i bitumen (ili se pri potresećivanju čak i obogaćuje njihov udio). Uz celulozu i lignin može već pri potresećivanju postupno prelaziti u humusnu tvar. Recentni treseti sadrže između 15 i 50% humusnih kiselina u odnosu na ukupni sastav suhe tvari.

Brzina nakupljanja treseta, odnosno obroci taloženja treseta, razmjerno su veliki u odnosu prema drugim sedimentima. Primjerice, obroci akumulacije holocenskih treseta u toplim tropskim područjima iznosili su između 20 i 200 cm na tisuću godina (Cameron i dr., 1989), a dobro kompaktiranih i u tercijarne ugljene pretvorenih treseta u Rajnskom bazenu Njemačke od 3 do 200 cm na tisuću godina (Courel, 1989).

10.3. Ugljeni

10.3.1. Procesi pougljenjivanja i vrste ugljena

Procesi pougljenjivanja dovode do bitnih fizikalnih i kemijskih promjena organskih tvari, odnosno do stvaranja treseta i ugljena. Najvažnije od njih su:

- smanjivanje sadržaja vode i poroznosti,
- povećanje gustoće,
- kondenzacija organskih molekula,
- polimerizacija, aromatizacija i oslobađanje pojedinih funkcionalnih skupina organskih molekula (npr. metana), i
- relativno obogaćenje ugljikom s porastom dubine prekrivanja, temperature i tlaka, što je izravno povezano s istjerivanjem vode i generiranjem i oslobađanjem ugljičnog dioksida i ugljikovodika (to je tzv. "red ugljena").

S obzirom na sastav primarnog organskog materijala od kojeg procesima pougljenjivanja nastaju ugljeni razlikuju se humusni ili humolitni ugljeni, sapropelni ugljeni i liptobiolitni ugljeni.

Humusni ili **humolitni ugljeni** nastaju iz organske tvari koja prvobitno pretežito pripada tresetu, odnosno humusnoj tvari, i predstavljaju najrašireniju vrstu ugljena. Ta se genetska vrsta ugljena uglavnom pojavljuje u obliku izmjene slojeva sjajnih, polusjajnih i mutnih ugljena.

Sapropelni ugljeni nastaju procesima pougljenjivanja sapropela i masti, dakle sapropelnog su podrijetla. Obično su neslojeviti i po površini mutni ili s nejasnim slabo masnim sjajem.

Liptobiolitni ugljeni su rjeđa genetska vrsta ugljena, uglavnom nastalih iz liptida, voskova, smola i masti.

U ugljene, odnosno **red ugljena** (*coal rank*) ili **seriju ugljena** (*coal series*) ubrajaju se lignit, smeđi ugljen, kameni ugljen i antracit, pri čemu lignit pripada ugljenu vrlo niskog reda, a antracit ugljenu vrlo visokog reda. To je povezano s njihovim fizikalnim svojstvima i kemijskim sastavom, poglavito porastom sadržaja ugljika, kalorijske vrijednosti i potencijala generiranja plinova, kao izravne posljedice progresivnog stupnja pougljenjivanja ili karbonifikacije.

Red ugljena (*coal rank*) obuhvaća ovakav opći slijed procesa:

- na malim dubinama prekrivanja istjeruju se CO_2 i biogeni metan (CH_4),
- na srednjim dubinama prekrivanja istjeruju se velike količine metana i manje količine nafte, a
- na velikim dubinama prekrivanja istjeruje se metan.

Većina oslobođenih plinova i nafte pritom migrira u okolne stijene i bivà uhvaćena u strukturne zamke, gdje mogu nastati gospodarski važna ležišta. S porastom dubine prekrivanja, koja je praćena povišenjem tlaka i temperature, raste i stupanj dijagenetskih promjena organske tvari, odnosno stupanj pougljenjivanja, od treseta, preko lignita, smeđeg ugljena do kamenog ugljena i antracita.

Lignit je prvi, najniži stadij pougljenjivanja treseta, odnosno pretvaranja treseta u ugljen uz istiskivanje vode, te razgradnju i dijagenezu organske tvari. Ligniti obično sadrže manje ili veće ostatke slabo izmijenjenog drvnog tkiva koji se nazivaju ksilit.

Smeđi ugljeni su u redu ugljena nakon lignita sljedeći tip ugljena, a podijeljeni su na mekane i tvrde smeđe ugljene, pri čemu se pod mekanim smeđim ugljenima podrazumijevaju ugljeni koji se mogu rezati nožem. Smeđi ugljeni sadrže od 8 do 75% vode koja se iz njih ne može istisnuti mehaničkim putem (tlakom). Sadržaj ugljika u vitritu im varira između 55 i 78% (prema Internacionalnoj komisiji za petrologiju ugljena, 1963). Primarne strukture biljnih sastojaka su u mekanim smeđim ugljenima još dobro očuvane, a u tvrdim smeđim ugljenima samo djelomice prepoznatljive (Füchtbauer i Müller, 1970).

Kameni ugljeni se odlikuju crnom bojom i u pravilu visokim smeđkastocrnim sjajem. Od smeđih se ugljena dobro razlikuju po reakciji na humusne kiseline kalijevom lužinom (KOH) i reakciji na lignin dušičnom kiselinom (HNO_3), jer su kod smeđih ugljena obje reakcije pozitivne, a kod kamenih ugljena obje su negativne.

Strukture biljnih ostataka su u kamenim ugljenima jedva prepoznatljive samo u pojedinim manje karbonificiranim vrstama. Sadrže manje od 10% vode i više od 78% ugljika u vitritu (prema Internat. Kommission für Kohlenpetrologie, 1963).

Antracit je poseban tip kamenog ugljena s visokim sadržajem ugljika u vitritu (>90%) i kalorijskom vrijednošću preko 8.500 kcal/kg.

10.3.2. Petrografija ugljena

Treset i ugljeni sadrže različite organske komponente poznate pod imenom **macerali** (*macerals*) koje su, slično kao i kod matičnih stijena za naftu i zemni plin (vidi naftni šejlovi – odjeljak 7.1.3.2), podvrgnute različitim stupnjevima pougljenjivanja.

Pod maceralima se u petrografiji ugljena podrazumijevaju najmanji mikroskopski vidljivi sastojci ugljena sastavljeni od različitih organa, odnosno tkiva biljaka od kojih su pougljenjivanjem nastali ugljeni.

Postoje tri glavne skupine macerala. To su: huminit i vitrinit, liptinit i eksinit, i internit (Tissot i Welte, 1984).

1) *huminit* i *vitrinit* su ostaci drvne i humusne tvari, a glavni su sastojci smeđih ugljena i bituminoznih crnih ugljena;
2) *liptinit* i *eksinit* su ostaci lipidima bogatih biljnih dijelova, poput spora, alga, epiderma, smola, voskova i sl.;
3) *internit* je naziv za oksidirane i prerađene starije ugljikom bogate čestice.

Sve tri glavne skupine macerala su organske komponente koje pripadaju trećem tipu stupnja zrelosti kerogena, tj. vitrinitskom tipu kerogena (Brooks i dr., 1987), kako je to podrobnije prikazano u odjeljku 7.1.3.2.

Na osnovi makroskopskih značajki ugljena razlikuju se četiri litotipa ugljena:

- *vitrain* ili sjajni ugljen,
- *durain* ili mutni ugljen,
- *klarain* ili polusjajni ugljen, i
- *fuzain* ili vlaknasti ugljen.

Međutim, za petrografiju ugljena mnogo su važnije njihove mikroskopske litotipne značajke temeljene na odlikama strukture, boje, anizotropije, unutarnje refleksije, fluorescencije i reljefa glavnih macerala.

U mikroskopskim se izbruscima i nabruscima ugljena razlikuju četiri glavna mikrolitotipa ugljena: *vitrit*, *durit*, *klarit* i *fusit*. Svaki od ova četiri mikrolitotipa ima u imenu osnovni litotip i nastavak "*-it*" sukladno s mineraloškom i petrološkom terminologijom, za razliku od makroskopskih litotipova koji imaju nastavak "*-ain*" (durain, vitrain, klarain, fuzain), kao i maceralnih skupina i tipova macerala čiji su nastavci "*-init*" (vitrinit, eksinit, inertinit), odnosno sporinit, alginit, mikrinit i sl. (Mackowsky, 1967).

U istom ugljenu, jednako kao što je to slučaj s mineralima u stijenama, mogu se u različitim međusobnim udjelima zajedno naći različiti tipovi macerala koji onda tvore poseban mikrolitotip ugljena.

Vitrit ili **sjajni ugljen** je mikrolitotip vitrainskog ugljena iz maceralne skupine vitrinita s najmanje 95% vitrinita. Sastoji se od macerala tipa kolinita (*collinite*), telinita (*telinite*) i detritovitrinita (*detritovitrinite*).

Kolinit je maceral iz skupine vitrinita koji mikroskopski ne pokazuje nikakvu jasnu strukturu biljnih stanica, a reljef mu je slabiji nego li kod drugih glavnih macerala. U pravilu tvori osnovnu masu ili impregnacije u drugim maceralima.

Telinit je maceral iz skupine vitrinita koji mikroskopski pokazuje manje ili više jasnu strukturu biljnih stanica (strukturu drvenih ili peridermalnih stanica). Porni prostori biljnih stanica su mu ili prazni ili ispunjeni drugim sastojcima, primjerice resinitom. Obično u vitritu i klaritu zajedno s kolinitom tvori slojeve različitih debljina.

Detritovitrinit je maceral iz skupine vitrinita. Mikroskopski pokazuje karakteristične brojne sitne nakupine detritičnih (trimaceritnih) čestica čija pripadnost vitrinitnoj skupini macerala nije uvijek u potpunosti sigurna.

Durit ili **mutni ugljen** je mikrolitotip durainskog ugljena iz maceralne skupine eksinita i inertinita. Sadrži >95% kombinacije macerala iz skupine eseksita i internita, a sastavljen je od različitih međusobnih omjera eksinitnih maceralnih tipova (sporinita, kutinita, resinita, alginita, detritoeksinita) i intertinitnih maceralnih tipova (mikrinita, makrinita, semifuzinita, fuzinita, sklerotinita i detritoinertinita).

Sporinit (*sporinite*) je maceral iz skupine eksinita koji se pretežito sastoji od kožastih spora. Zbog zbijanja u smjeru okomitom na slojevitost konture spora su obično izrazito spljoštene.

Kutinit (*cutinite*) je maceral iz skupine eksinita koji se sastoji od biljnih epidermalnih ćelija, odnosno kutikula lišća.

Resinit (*resinite*) je maceral iz skupine eksinita koji se sastoji od čestica biljnih smola – resina – koje u poprečnom presjeku imaju ili kružni i ovalni ili poput korijena potpuno nepravilni oblik.

Alginit (*alginite*) je maceral iz skupine eksinita koji se sastoji od alga ili algalnih kolonija čija se struktura mikroskopski teško raspoznaje.

Mikrinit (*micrinite*) je maceral iz skupine intertinita. Odlikuje se gusto pakiranim, sitnim česticama (promjera od 1 do nekoliko μm) različitih oblika, koje imaju višu refleksiju od drugih macerala. Ne pokazuju nikakvu jasnu strukturu biljnih ćelija, a podrijetlo im nije poznato.

Makronit (*macronite*) je maceral iz skupine intertinita koji se sastoji od nakupina čestica oštrih kontura, promjera između 10 i 100 μm.

Fuzonit (*fusonite*) je maceral iz skupine intertinita koji mikroskopski pokazuje uglavnom dobro očuvanu drvenastu staničnu strukturu s brojnim porama različitih oblika i dimenzija.

Sklerotinit (*sclerotinite*) je maceral iz skupine intertinita sastavljen od gljivičnih spora – sklerotina – kružnog ili ovalnog oblika, promjera od 20 do 300 μm.

Klarit (*clarite*) ili polusjajni ugljen je mikrolitotip klarainskog ugljena iz maceralne skupine vitrinita i eksinita. Kombinacija macerala iz skupine vitrinita i eksinita u ukupnoj građi ovog ugljena sudjeluje s >95%.

Fuzit ili **vlaknasti ugljen** je mikrolitotip fusainskog ugljena s najmanje 95% fuzinita iz maceralne skupine internita (Mackowsky, 1967).

V – OKOLIŠI TALOŽENJA I FACIJESI KLASTIČNIH, REZIDUALNIH I SILICIJSKIH TALOŽINA

11. Okoliši taloženja i njihov odnos prema facijesu

11.1. Definicija, fizikalne, kemijske i biološke značajke okoliša taloženja

Sredina taloženja ili **okoliš taloženja** (*sedimentary environment*) je "*dio Zemljine površine, jezerskog ili morskog dna u kojem se zbiva taloženje sedimenata, pri čemu se taj dio od susjednog dijela razlikuje po fizikalnim, kemijskim i biološkim značajkama*" (Selley, 1970).

Fizikalne značajke okoliša taloženja određene su s četiri glavna, obično međusobno uzročno-posljedično povezana čimbenika: tektonikom, promjenljivošću morske razine, reljefom i klimom.

Tektonika, odnosno *tektonski pokreti* imaju ključnu ulogu u tvorbi reljefa i morfologije taložnog prostora, kao i u globalnim i relativnim oscilacijama morske razine i subsidenciji dna bazena, kako je to pobliže objašnjeno u poglavlju 11.4.

Reljef i morfologija taložnog prostora i njegovog zaleđa određuju dubinu vode, jačinu i utjecaj morskih valova i plimnih struja, te vrstu, količinu i distribuciju detritusa u taložnom prostoru.

Klima također ima presudnu ulogu pri taloženju, jer su njome određeni temperatura, zagrijavanje i isparavanje vode, polaganije ili naglije otapanje snijega i leda, izmjena sušnih i kišnih razdoblja, snaga, brzina i učestalost vjetrova i olujnih valova, vodostaj i snaga bujičnih i riječnih tokova, bistrina ili zamućenost vode, i dr.

Fizikalne značajke mogu biti vrlo različite već i na manjim udaljenostima u istom taložnom prostoru, osobito u pogledu energije vode i smjera i snage struja. Primjerice, brzina i snaga morskih struja i valova mogu se bitno razlikovati na prednjem žalu (*foreshore*) ili na potopljenom žalu, odnosno obalnom licu (*shoreface*) tijekom lijepog i tijekom olujnog vremena. Naime, u istome okolišu, bez obzira radi li se o prednjem žalu ili obalnom licu, promjenljivi fizikalni parametri, primjerice snaga vodenih struja tijekom lijepog vremena, odnosno olujni valovi tijekom olujnog nevremena, određuju bitno različiti tip sedimenata (odjeljci 17.2.1, 17.4.3 i 19.3.2).

Kemijske značajke okoliša taloženja uključuju sastav i pH vode u riječnim, jezerskim i marinskim okolišima, kao i geokemijske značajke stijena u slivnom području terestričkih ili kopnenih okoliša sedimentacije. U marinskim okolišima posebno su od kemijskih parametara važni salinitet, pH i stupanj zasićenosti morske vode u odnosu na petrogene minerale kao što su kalcit, aragonit i dolomit, kao i koncentracija glinovite i prahovite (muljevite) komponente u suspenziji.

Kemijski parametri, primjerice salinitet, pH, ionska koncentracija i oksidacijsko-redukcijski potencijal, od okoliša do okoliša mogu varirati u vrlo širokim granicama.

Biološke značajke okoliša taloženja uključuju cjelokupnu floru i faunu koja ima vrlo veliko značenje pri procesima sedimentacije, posebice u vezi s akumulacijom skeleta, rastom organogenih grebena i bioerozijom, ili pak pri izlučivanju karbonata zbog fotosintetskih procesa biljaka, kako je opširnije prikazano u knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

Među biološkim parametrima okoliša taloženja osobito su važne kvantitativne i kvalitativne razlike

KONTINENTALNI OKOLIŠI	TERESTRIČKI	PUSTINJSKI OKOLIŠI GLACIJALNI OKOLIŠI ŠPILJSKI (SPELEOTEMSKI) OKOLIŠI
	AKVATIČKI	RIJEČNI (FLUVIJALNI) OKOLIŠI MOČVARNI OKOLIŠI JEZERSKI OKOLIŠI DELTE
PRIJELAZNI OKOLIŠI		ESTUARIJI LAGUNE PLIMNE ZONE i PLIMNE RAVNICE (*intertidal, supratidal, tidal flat*)
MORSKI ILI MARINSKI OKOLIŠI		PRIOBALNI OKOLIŠI GREBENSKI OKOLIŠI NERITIČKI OKOLIŠI (dubina <200 m) DUBOKOMORSKE LEPEZE PELAGIČNI OKOLIŠI (ovorena mora) BATIJAL (dubina 200–5.000 m) HADAL (dubina >5.000 m)

Tablica 11–1 Klasična podjela okoliša taloženja prema razini mora (prema Selleyu, 1988).

u razvoju organizama, produkciji organske tvari, kao i ekološkim uvjetima potrebnim za optimalan, povoljan, nepovoljan ili potpuno nemoguć život pojedinih organizama. Pritom je od bitnog značenja njihova sklonost da u određenim uvjetima svoje skelete i ljušture izgrađuju od istih ili različitih minerala (vidi: Tišljar, 2001).

Znanstvena i stručna istraživanja uvjeta i okoliša taloženja najkompleksniji su i najvažniji zadatak istraživača koji se bavi proučavanjem i istraživanjem sedimentnih stijena. Vrlo važni podaci za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja dobivaju se istraživanjem teksturno-strukturnih značajki, ritmičnosti i cikličnosti, sadržaja fosilne flore i faune, mineralnog sastava, te litoloških i dijagenetskih značajki sedimentnih stijena i oblika sedimentnih tijela. Brojnost čimbenika koji djeluju unutar nekog sedimentacijskog okoliša i njihova međusobna isprepletenost od okoliša do okoliša razlog su izrazite kompleksnosti takvih istraživanja i sistematizacije i klasifikacije okoliša taloženja koji su postojali u geološkoj prošlosti ili koji danas postoje na Zemljinoj površini i u njezinoj hidrosferi.

11.2. Podjela okoliša taloženja

Uobičajena i najjednostavnija podjela okoliša taloženja temeljena je na odnosu okoliša taloženja prema razini mora, pa se tako razlikuju tri temeljne skupine okoliša: kontinentalni, prijelazni i marinski (tablica 11–1).

Kontinentalni okoliši taloženja obuhvaćaju sve terestričke i akvatičke okoliše na kopnu u kojima nema nikakva utjecaja morske vode, pa čak ni pri visokim plimama i olujnim valovima.

Prijelazni okoliši taloženja obuhvaćaju okoliše između kontinentalnih uvjeta s jedne, i marinskih s druge strane.

Marinski okoliši taloženja se nalaze ispod najniže razine oseke i uvijek su podvrgnuti submarinskim uvjetima, tj. pod utjecajem su mora.

U suvremenoj sedimentološkoj i geološkoj literaturi nalazimo mnoge klasifikacije okoliša taloženja s brojnim varijacijama unutar glavnih skupina i podskupina okoliša, a sve su one uglavnom izvedene iz temeljne klasifikacije prikazane u tablici 11–1.

STANJE MORSKE RAZINE ILI DUBINA MORA	RIEDEL (1963)	ENGLESKI NAZIVI	NJEMAČKI NAZIVI	HRVATSKI NAZIVI
zona do koje dopire morska voda pri prskanju visokim valovima, pri visokim i olujnim plimama	SUPRALITORAL	*SUPRATIDAL*	SPRITZWASSER-BEREICH	NATPLIMNA ZONA (*supratidal*)
najviša razina plime				
najniža razina oseke	EULITORAL	*INTERTIDAL*	GLEICHZEITEN-BEREICH	PLIMNA ZONA (*intertidal*)
donja granica fotičke zone (oko 100–200 m)	SUBLITORAL	*SUBTIDAL*	UNTERWASSER-BEREICH	POTPLIMNA ZONA (*subtidal*)
dubina oko 4.000 m (1.500–5.000 m)		*BATHYAL*	BATHYAL	BATIJAL
dubina >5.000 m		*ABYSSAL*	ABYSSAL	ABISAL
		HADAL	HADAL	HADAL

Tablica 11–2 Temeljni princip oceanografske klasifikacije marinskih okoliša sedimentacije (prema Hedgpethu, 1957 – prvi stupac, i Riedelu, 1963 – drugi stupac). Kurzivom pisani engleski nazivi uobičajeno se koriste u svjetskoj i našoj literaturi u izvornom obliku, tj. bez prevođenja na materinski jezik.

Princip oceanografske klasifikacije morskih okoliša sedimentacije prema Hedgpethu (1957) i Riedelu (1963) prikazuje tablica 11–2.

11.3. Odnos okoliša taloženja i facijesa

Pri detaljnim istraživanjima sedimentnih stijena osim okoliša taloženja često se opisuju i izdvajaju "facijes", "biofacijes", "litofacijes" i "mikrofacijes".

Sedimentni facijes (*sedimentary facies*) definiran je kao "*svaki prostorno omeđeni dio određene stratigrafske jedinice koji pokazuje znatne razlike od drugih dijelova te iste jedinice*" (Moore, 1949) "*u sljedećih pet parametara: vizualnoj geometriji, litologiji, paleontologiji, sedimentnim teksturama i značajkama paleostruja*" (Selley, 1970).

Dakle, ova je definicija kombinacija prvobitne Mooreove (1949) definicije i nadopune koju je dao Selley (1970).

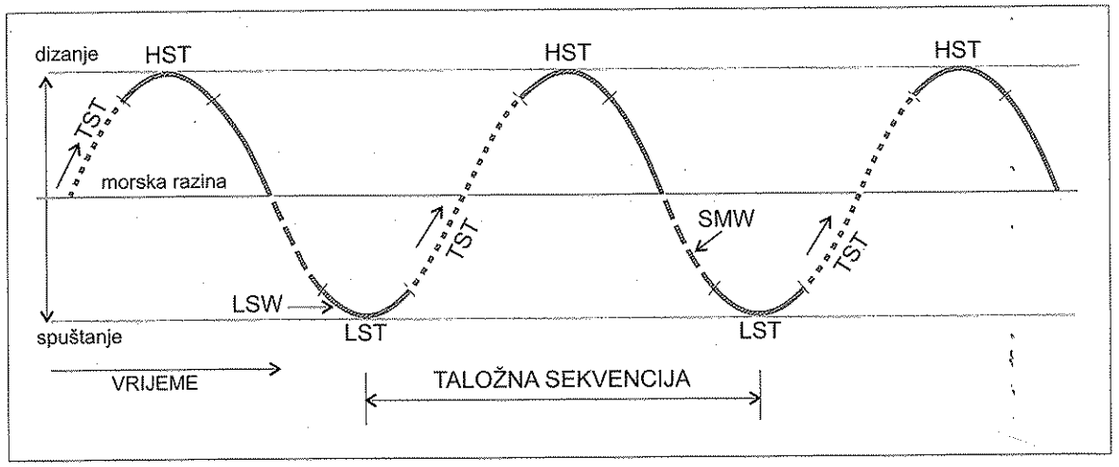
Neki autori nešto drukčije definiraju facijes, kao npr. Reading (1986): "*Facijes je sedimentno tijelo sa specifičnim značajkama koje može biti definirano na temelju podataka dobivenih na izdancima stijena ili podataka iz bušotina s obzirom na boju, slojevitost, sastav, teksturu, strukturu i sadržaj fosila.*"

Biofacijes je uže definirani facijes u kojemu su srž razmatranja i temeljni kriterij izdvajanja sadržaj fosilne flore i faune.

Litofacijes je facijes shvaćen u užem smislu u kojem su bît i osnovni kriterij izdvajanja temeljeni na litološkim, sedimentacijskim, fizikalnim i kemijskim karakteristikama stijena.

Mikrofacijes je facijes definiran na temelju svih paleontoloških i sedimentoloških kriterija koji se mogu dobiti istraživanjem stijena na mikroskopskim izbruscima, folijama i poliranim pločicama.

Iz svih navedenih definicija izlazi da "okoliš sedimentacije" i "facijes", a posebice "litofacijes" i "biofacijes" nisu sinonimi.



Slika 11–1 Shematski prikaz krivulje relativnih promjena morske razine od njezinog najnižeg, preko najvišeg pa do ponovno najnižeg stanja kojim je definirana taložna sekvencija sa sistemskim traktovima (modificirano prema Tuckeru, 1993): **LST** (*lowstand system tract*) = sistemski trakt niske razine; **TST** (*transgressive system tract*) = sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije; **HST** (*highstand system tract*) = sistemski trakt visoke razine; **SMW** (*shelf-margin wedge*) = sistemski trakt klina šelfnog ruba.

Razlike između "okoliša sedimentacije", "facijesa", "litofacijesa" i "biofacijesa" najbolje su vidljive iz nekoliko primjera: u priobalnom plitkomorskom okolišu taloženja mogu se izdvojiti različiti facijesi, litofacijesi i biofacijesi, kao npr. "facijes progradacijskih prudnih pijesaka", "litofacijes kososlojevitih pješčenjaka", "litofacijes prodeltnih muljeva" ili "litofacijes (biofacijes) biohermalnih vapnenaca", "litofacijes prigrebenskih kokinskih vapnenaca", "biofacijes klipeinskih vapnenaca" ili "biofacijes ostrakodnih lapora".

Slično tomu u dubokomorskom okolišu mogu postojati "facijes pelagičnih sedimenata", "facijes debrita", "facijes alodapskih vapnenaca", "turbiditni facijes" i "litofacijes lapora i siltita" ili "globigerinski biofacijes" i sl.

11.4. Taložne sekvencije i sekvencijalna stratigrafija

Glavni čimbenici koji određuju parametre taloženja su geotektonske značajke taložnog prostora i klima, a poglavito globalno stanje morske razine. Globalno stanje morske razine određeno je volumenom oceanskog i morskog prostora (= tektono-eustatika) te volumenom leda u glacijalnim područjima Zemlje (= glacio-eustatika). Pritom su i volumen oceanskog i morskog prostora, kao i glacijalna područja i njihov volumen leda kontrolirani geotektonikom i klimom.

Grana stratigrafije koja se bavi lokalnom, regionalnom i međuregionalnom korelacijom stijena razvrstanih u taložne sekvencije s izdvajanjem i interpretacijom unutarnjeg ustrojstva takvih sekvencija s obzirom na cikluse relativnih promjena morske razine naziva se **sekvencijalna stratigrafija**. Ta je grana stratigrafije najuže povezana sa sedimentologijom.

11.4.1. Definicija i postanak taložne sekvencije s obzirom na relativne promjene morske razine

Promjene stanja morske razine, tj. njezina periodička dizanja i spuštanja (Haq i dr., 1987; Haq, 1991),

uzrokuju određeni vertikalni i bočni taložni slijed sedimenata s karakterističnim facijesnim i biofacijesnim značajkama koje se označavaju kao taložna sekvencija.

Taložna sekvencija *obuhvaća slijed naslaga taloženih tijekom jednog potpunog ciklusa relativne promjene morske razine, koji podrazumijeva sve faze promjene stanja morske razine od njezinog najnižeg, preko najvišeg, pa ponovno do najnižeg stanja* (sl. 11–1). Prema Sargu (1988) jedan takav potpuni ciklus relativne promjene morske razine, poznat pod nazivom **krivulja relativnih promjena morske razine** (*relative sea-level change curve*), sadrži sljedeće faze (sl. 11–1):

- nisku razinu (*lowstand*),
- preplavljivanje ili transgresiju,
- visoku razinu (*highstand*),
- povlačenje vode (pad razine) ili regresiju, i
- nisku razinu (*lowstand*).

Svaka taložna sekvencija nastala tijekom takvog potpunog ciklusa relativnih promjena morske razine sastoji se od sistemskih traktova (*system tract* – Posamentier i dr., 1988; Posamentier i Vail, 1988).

Sistemski trakt *je skupina povezanih istodobnih taložnih sustava* (Brown, 1969). Svaki je pojedini sistemski trakt ograničen fizičkom površinom koja djelomice predstavlja diskontinuitet koji obilježava granicu sličnog seta akomodacijskih oblika sedimentnih tijela (Vail i dr., 1991).

Taložni sustavi unutar svakog sistemskog trakta povezani su promjenama facijesa. Ukupno postoje četiri sistemska trakta, karakteristična za pojedine faze relativnih promjena morske razine (sl. 11–1), koji zapravo obuhvaćaju sedimente taložene pri pojedinim fazama promjena morske razine, pa je za takve naslage primjerice umjesto naziva "sistemski trakt niske razine" bolje koristiti naziv "talozi niske razine" (*lowstand deposits* – Einsele, 1992). Sistemski traktovi su:

- **sistemski trakt niske razne – LST** (*lowstand system tract*) ili **talozi niske razine – LSD** (*lowstand deposits*),
- **sistemski trakt preplavljivanja** ili **transgresije – TST** (*transgressive system tract*) ili **transgresivni talozi – TD** (*transgressive deposits*),
- **sistemski trakt visoke razne – HST** (*highstand system tract*) ili **talozi visoke razine – HSD** (*highstand deposits*), te
- **sistemski trakt klina šelfnog ruba – SMW** (*shelf-margin wedge*) ili **talozi šelfnog ruba – SMD** (*shelf margin deposits*).

U svakom od navedenih sistemskih traktova talože se, dakle, sedimenti točno određenih sedimentoloških i litoloških značajki, tako da se taložne sekvencije nerijetko odlikuju točno određenom i prepoznatljivom unutarnjom organizacijom – slijedom sedimenata grupiranih u cikluse ili parasekvencije decimetarsko–metarskih debljina. U engleskoj terminologiji takva je unutarnja organizacija slijeda sedimenata obuhvaćena terminom *sequence stacking pattern*, što bi se u hrvatskom prijevodu moglo slobodnije prevesti kao **unutarnje ustrojstvo sekvencije** (Tišljar, 2001).

O vertikalnoj sukcesiji parasekvencija glede promjena njihove unutarnje građe i organizacije, odnosno o unutarnjem ustrojstvu taložnih sekvencija plitkomorskih karbonata podrobnije vidi u knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

Ciklusi ili parasekvencije su kod mnogih sedimenata temeljni gradbeni elementi pojedinih sistemskih traktova, pri čemu je taloženje u jednom sustavu, primjerice *transgresivnih taloga TD* (odnosno *sistemskog trakta preplavljivanja – TST*), strogo određeno trajanjem vremenskog intervala s obzirom na stanje morske razine unutar krivulje relativnih promjena morske razine pri njezinom porastu od najnižeg pa do najvišeg stanja (sl. 11–1). U znatno se drukčijim uvjetima talože *talozi visokog stanja* (*HSD*) tijekom visokog stanja morske razine, tj. *sistemskog trakta visokog stanja* (*HST*), kao i *talozi niskog stanja* (*LSD*) tijekom niskog stanja morske razine, tj. *sistemskog trakta niskog stanja* (*LST*). To je detaljnije prikazano u sljedećem odjeljku na primjeru odnosa oscilacija morske razine i taloženja sekvencija tipa 1 i tipa 2 sa sekvencijskim granicama tipa 1 i tipa 2 na unutarnjem šelfu, u taložnim

okolišima raspona obalno lice (*shoreface*)–prijelazna obalna zona (*offshore-transition zone*)–odobalje (*offshore*).

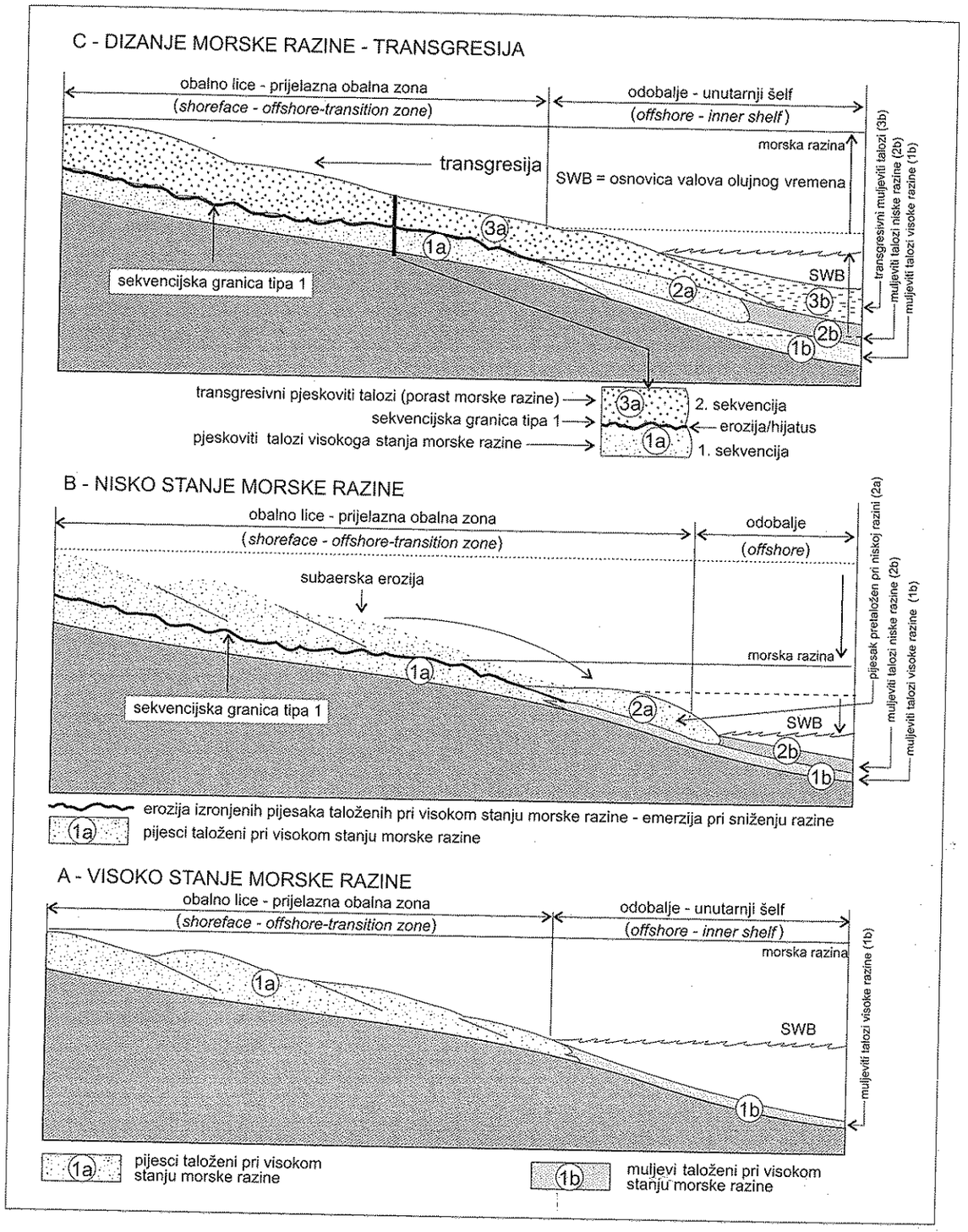
11.4.2. Taložne sekvencije, sekvencijske granice i taložne jedinice unutar sekvencija s obzirom na stanje morske razine

11.4.2.1. Taložne sekvencije tipa 1 i tipa 2 i sekvencijske granice tipa 1 i tipa 2

Ovisno o mjestu, načinu i uvjetima taloženja taložnih sekvencija u odnosu na stanje morske razine postoje dva tipa sekvencija s karakterističnim granicama između pojedinih sekvencija (Sarg, 1988).

Sekvencija tipa 1 nastaje pri naglom snižavanju morske razine koje je znatno nadmašilo obroke subsidencije taložnog prostora, zbog čega je tijekom niskog vodostaja dio taložnog prostora na šelfu iza ruba šelfa – obično plitkog mora od obalnog lica (*shoreface*) do odobalja (*offshore*) – izronio iznad morske razine i izložen subaerskoj eroziji koja nužno podrazumijeva određeni hijatus, prekid taloženja ili emerziju (sl. 11–2).

Dakle, morska se razina spustila toliko da je cijeli plitki dio šelfa, osim padine, dospio u emerziju. Pritom su manje ili veće površine unutarnjeg dijela plitkog šelfa, posebice obalnog lica, prijelazne obalne zone i odobalja, izložene subaerskom trošenju i eroziji (sl. 11–2B). Budući da su dubine mora iza ruba šelfa, tj. na odobalju ili *offshore*-u uglavnom manje od 10–20 m, već i manje relativno spuštanje morske razine dovodi do izronjavanja cijelog pojasa obalnog lica i dijela ili cijelog odobalja, pa će tako nastati **sekvencijska granica tipa 1** koja nužno podrazumijeva određeni hijatus, prekid taloženja ili emerziju (sl. 11–2B) ili mora biti erozijska. Naime, u dubljem dijelu taložnog prostora na šelfu takva granica ima, ovisno o različitim učincima i amplitudama snižavanja morske razine, drukčiji razvoj: u dubljoj vodi nije došlo do emerzije, već su prijašnji *offshore* talozi dospjeli iznad osnovice valova olujnog vremena, tj. pri snižavanju morske razine postupno se na njima uspostavljaju okoliši prijelazne obalne zone i/ili obalnog lica izloženog djelovanju valova, pa su tu pretrpjeli samo submarinsku eroziju bez emerzije. U tom je dijelu šelfa, dakle, sekvencijska granica tipa 1 samo erozijska i pri sljedećem će se porastu morske razine moći dobro očuvati ispod transgresivnih taloga kojima započinje nova sekvencija.



Slika 11–2 Shematski prikaz odnosa oscilacija morske razine i taloženja sekvencije tipa 1 sa sekvencijskom granicom tipa 1 na unutarnjem šelfu u rasponu obalno lice (*shoreface*)–prijelazna obalna zona (*offshore-transition zone*)–odobalje (*offshore*). (A) Pri visokom stanju morske razine iznad osnovice valova olujnog vremena (= obalno lice–prijelazna obalna zona) talože se pijesci (1a) u obliku prudova, a ispod osnovice valova olujnog vremena, tj. u okolišu odobalja, pretežito muljeviti talozi (1b). (B) Pri snižavanju morske razine i osobito pri niskom stanju osnovica valova olujnog vremena, a time i gornja granica odobalja, pomiče se u smjeru mora, pijesci taloženi pri visokom stanju morske razine (1a) izrone iznad morske razine i izloženi su snažnoj eroziji koja obilježava sekvencijsku granicu tipa 1. Tijekom nastupajuće regresivne faze osim erozije gornjeg dijela tih pijesaka prisutno je i njihovo subaersko trošenje i tvorba tla. Na taj način sekvencija tipa 1 završava emerzijom i obično značajnim hijatusom. Iznad osnovice valova olujnog vremena erodirani pješčani prudovi taloženi pri visokom stanju morske razine (1a) pretaložavaju se u obliku barijernih pješčanih prudova (2a) ili kao pješčani tempestiti, a ispod osnovice valova olujnog vremena, tj. na odobalju, talože se muljevi (2b). Temeljno obilježje taloga niske razine je *offlap*-način taloženja: svaka pojedina mlađa jedinica slijedi preko starije jedinice ali s manjom bočnom rasprostranjenošću, tako da rubni, u plićem području taloženi dijelovi prethodne (starije) jedinice ostaju nepokriveni mlađom jedinicom. (C) Pri novom porastu morske razine, odnosno transgresiji, osnovica valova olujnog vremena, dakle i gornja granica odobalja, pomiče se prema obali. Na erozijsku granicu tipa 1 (erodirane pijeske 1a) iznad osnovice valova olujnog vremena talože se kao početak nove transgresivne sekvencije (= sekvencija 2) transgresivni pjeskoviti talozi (3a), a ispod osnovice valova olujnog vremena transgresivni muljeviti talozi (3b). Temeljna značajka takvih transgresivnih taloga je *onlap*-način taloženja, kako je to s više pojedinosti prikazano na sl. 2–5A.

Iz toga jasno proizlazi da su erozijsko-emerzijske sekvencijske granice tipa 1 zapravo dijakronične jer u taložnom prostoru ne nastaju istodobno nego usporedno sa snižavanjem morske razine u različito doba: najprije u obalnoj zoni, a zatim u smjeru mora dalje na šelfu sve kasnije i kasnije.

Dok su, primjerice, pješčana tijela taložena pri visokoj morskoj razini (= talozi visoke razine) na prednjem žalu i plićem dijelu obalnog lica pri snižavanju morske razine već izronila iznad srednje razine oseke i bila zahvaćena erozijom i emerzijom, istodobni muljeviti talozi visoke razine prijelazne obalne zone i odobalja tek dospijevaju iznad osnovice valova olujnog vremena, dakle na obalno lice i prijelaznu obalnu zonu, gdje su zahvaćeni podmorskom erozijom. Istodobno dalje u smjeru mora na unutarnjem se šelfu tek uspostavlja taložni režim odobalja, u kojemu ispod osnovice valova olujnog vremena još nema niti podmorske erozije.

Pri porastu morske razine i ponovnom preplavljivanju (sl. 11–2C) započeti će taloženje novih sedimenata – **transgresivnih taloga** (TD), koji obilježavaju početak nove sekvencije koja prekriva takvu erozijsko-emerzijsku granicu između sekvencija (3a na sl. 11–2C).

Na padini šelfa se tijekom razdoblja niske razine taloži krupnozrnasti detritus, a još niže niz padinu uglavnom pješčani i/ili muljeviti sedimenti, obično kao krupnozrnasti, pješčani i/ili muljni turbiditi. To su sedimenti čiji detritus potječe od erozije ruba i čela padine šelfa i koji se nakon transporta mutnim strujama talože ispod morske razine u obliku ploča (prekrivača) ili turbiditne lepeze, pa se označavaju kao **lepeza niske razine** (LSF = *lowstand fan*).

Osim toga, takav se detritus može taložiti i u podnožju padine u obliku **taloga podnožja padine** (*toe-of-slope deposits*) ili pak može samo ispunjavati **erozijske brazgotine** (ožiljke) i kanjone na čelu padine (*erosional scars*) i na taj način tvoriti tijela u obliku **ispuna padinskih brazgotina** (SSF = *slope scar fills*).

Tijekom niskog stanja morske razine, kad na unutarnjem šelfu nastaje **sistemski trakt niske razine (LST)**, akumulacijom krupnozrnastog detritusa na padini šelfa može nastati i sedimentno tijelo klinastog oblika – **talozi šelfnog ruba** (SMD = *shelf margin deposits*) ili **lepeza niske razine** (LSF – *lowstand fan*), tj. **sistemski trakt klina šelfnog ruba** (SMW = *shelf-margin wedge*).

Pri novom porastu morske razine kojim nastaje **sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije (TST)**, preko erodirane, ili tijekom niskog stanja morske razine subaerskoj dijagenezi izložene površine, započinje taloženje **transgresivnih taloga** (TD = *transgressive deposits*). Ovakvo transgresivno prekrivanje izronjenih dijelova šelfa novim marinskim talozima pri porastu morske razine poznato je kao **sustav transgresivnog prekrivanja** (*onlapping transgressive system*), odnosno **retrogradacija** (vidi sl. 2–5A).

Tijekom vremena u kome je morska razina dostigla svoj maksimum, kad taložni prostor ima najveće prostiranje, uspostavljen je **sistemski trakt visoke razine – HST**, odnosno unutar cijelog se taložnog prostora nakupljaju **talozi visoke razine** (*HSD = highstand deposits*).

Sekvencija tipa 2 nastaje u slučaju kad je obrok snižavanja morske razine manji od subsidencije dna šelfa, tako da se obalna crta pomiče prema rubu šelfa ili platforme, ali ne i preko *zone prekida* (*break zone*).

Na taj su način vanjski dijelovi šelfa od zone prekida preko ruba i padine pod morem. Isto tako bez emerzije je i plići dio odobalja, tj. prijelazna obalna zona (sl. 11–3B), koja je pri snižavanju morske razine, a time i osnovice valova olujnog vremena, izložena snažnoj podvodnoj eroziji i utjecaju olujnih valova, pri čemu se talože **talozi niske razine** (LSD = *lowstand deposits*), kako je to shematski pješčanim talozima niske razine (2a) prikazano na sl. 11–3B. Tu nastaje **sekvencija tipa 1** koja završava erozijom, odnosno sekvencijskom granicom tipa 1 (2a na sl. 11–3B).

Međutim, dio šelfa od zone prekida prema otvorenom moru, kao i najdublji dio odobalja (*offshore*) u takvim uvjetima neće biti izložen eroziji, jer se stalno nalazi pod morem i ispod osnovice valova olujnog vremena (sl. 11–3B).

Tu se odlažu **talozi niske razine**, uglavnom muljevi (2b na sl. 11–3B). Na njih će se pri novom porastu morske razine taložiti **transgresivni talozi** (3 na sl. 11–3B), kojima započinje nova sekvencija čija donja granica neće biti erozijska.

To je **sekvencija tipa 2** i **sekvencijska granica tipa 2** kojoj, dakle, nedostaje erozijska granica, ali koja se u vertikalnom slijedu odlikuje jasnim sukcesivnim pomicanjem plitkomorskih facijesa od obale u smjeru mora – na dubljevodne facijese (1 na sl. 11–3) talože se facijesi sve plićeg mora (2b na sl. 11–3B).

Sekvencijsku granicu tipa 2 i sistemski trakt šelfnog ruba su primjerice u miocenskim naslagama Papuka dokumentirali Pavelić i dr. (1998).

Ako su obroci subsidencije taložnog prostora nejednaki, tj. znatno veći u središnjem dijelu bazena u odnosu na njegove rubne (pliće) dijelove, što je vrlo čest slučaj na šelfovima i epikontinentalnim morima, sekvencijska granica tipa 1 može postupno prijeći u sekvencijsku granicu tipa 2. U tom slučaju ona označava prijelaz od stanja visoke morske razine ("visoko stanje" – HS) u stanje niske morske razine ("nisko stanje" – LS).

Tijekom sustava niskog stanja (LST) na padini se šelfa uspostavlja **taložni sustav klina šelfnog ruba** (SMW = *shelf margin wedge*), odnosno **taložni sustav šelfnog ruba** (SMST – *shelf margin system tract*), koji će biti prekriven pri idućem porastu morske razine, odnosno u sustavu preplavljivanja ili transgresije (TST). Pri porastu morske razine šelfni rub, koji je obično sastavljen od pješčanih parasekvencija, **retrogradira** – postupno se usporedno s transgresijom sve više pomiče prema zoni prekida na šelfu, odnosno putuje od padine i ruba šelfa prema unutarnjem dijelu šelfa.

U slučajevima blagog nagiba padine šelfa bolje se razvijaju taložni sustavi niskog stanja (LST) i sustav šelfnog ruba (SMST), a u slučajevima strmih šelfnih rubova nastaju **lepeze niskog stanja** (LSF – *lowstand fans*), odnosno **turbiditne lepeze**.

Taložni sustav preplavljivanja (TST) se kod sekvencijske granice tipa 2 od sustava visokog stanja (HST) odvaja **površinom maksimalnog preplavljivanja** (mfs – *maximum flooding surface*), a taložni sustav klina niskog stanja (LST) od sustava preplavljivanja ili transgresije (TST) se odvaja po **transgresivnoj površini** (ts – *transgressive surface*).

11.4.2.2. Talozi niskog stanja morske razine (talozi niske razine – LSD)

Talozi niskog stanja morske razine ili kraće **talozi niske razine** (LSD – *lowstand deposits*) tvore početak nove sekvencije, a mogu slijediti iznad sekvencijske granice tipa 1 ili sekvencijske granice tipa 2. Talože se tijekom faze relativnog snižavanja morske razine i u niskom stanju morske razine sve do početka porasta morske razine, tj. početka transgresije i taloženja transgresivnih taloga.

Tijekom snižavanja morske razine, kao i pri njezinom niskom stanju na šelfu, a posebice na padini šelfa i kontinentalnim podmorskim uzvišenjima (*continental rise*) talože se, za razliku od razdoblja visokog stanja, vrlo velike količine sedimenata, odnosno debele naslage taloga niske razine. Ako pri snižavanju morske razine i tijekom njezinog niskog stanja postupno rastu obroci subsidencije, talozi niske razine će biti najobilniji na vanjskom šelfu i gornjoj padini šelfa kao *talozi šelfnog ruba* (SMD – *shelf margin deposits*). Tu s njima završava sekvencija tipa 2, a njihov vrh je ujedno i sekvencijska granica tipa 2. U tom slučaju između taloga visoke razine (HSD) i taloga šelfnog ruba (SMD) nastaje samo kratki hijatus i to samo na gornjoj – obali najbližoj – padini šelfa.

Na šelfovima koji imaju morfološki izrazito istaknuti *šelfni prekid* (*shelf break*) talozi niske razine mogu tvoriti tri odvojene taložne jedinice (Einsele, 1992):

- *lepezu bazenskog dna* (*basin-floor fan*), koja je obično vezana uz snažnu eroziju podmorskih kanjona na padini, a osnovica lepeze je ujedno i donja granica sekvencije;
- *usjecanja riječnih dolina* (*incision of fluvial valleys*) u šelf na njegovom unutarnjem dijelu, do kojih općenito dolazi pri malim obrocima subsidencije, i
- *padinsku lepezu* (*slope fan*), koja se odlikuje turbiditnim ili debritnim talozima i koja može biti taložena istodobno sa normalnim sedimentima bazenskog dna ili je taložena kao rani klin niskog stanja (LSW).

Klin niskog stanja (LSW – *lowstand wedge*) – kao sedimentno tijelo lepeznog oblika na padini šelfa nastalo akumulacijom detritusa koji potječe od erozije ruba šelfa pri niskom stanju morske razine – progradira u bazen i odlikuje se naniže nagnutim površinama preklapanja (*downlapping surfaces*) na lepezi bazenskog dna ili padinskoj lepezi. Na čelu riječnog ušća pri niskom stanju morske razine u dubljem moru može nastati i *delta niskog stanja* (*lowstand delta*).

U kasnoj fazi razvoja klina niskog stanja sve mlađi sedimenti *onlap*-om, tj. postupno se šireći sve više u smjeru obale, prekrivaju sekvencijsku granicu tipa 1 tako dugo dok obalna crta može pri snižavanju morske razine migrirati u smjeru mora, odnosno dok se takvo njezino pomicanje manje–više potpuno ne stabilizira. Uzrok takvom prekrivanju sekvencijske granice tipa 1 i širenju sve mlađih i mlađih sedimenata prema obali leži u činjenici da se pri pomicanju obalne crte najveći dio donešenih sedimenata taloži u plitkoj vodi, a ne daleko u dubljem dijelu progradirajućeg klina niskog stanja, što dovodi do brzog zapunjavanja plićih dijelova taložnog prostora sa značajkama transgresivnog – *onlap* – prekrivanja podloge sa sekvencijskom granicom tipa 1.

Istodobno se usječene riječne doline na šelfu ispunjavaju riječnim, estuarijskim ili plitkomorskim sedimentima. Na vrhu klina niskog stanja je i površina morskog preplavljivanja, odnosno tzv. *transgresivna površina* (*ts – transgressive surface*), koja obilježava snažno povlačenje obalne crte prema kopnu.

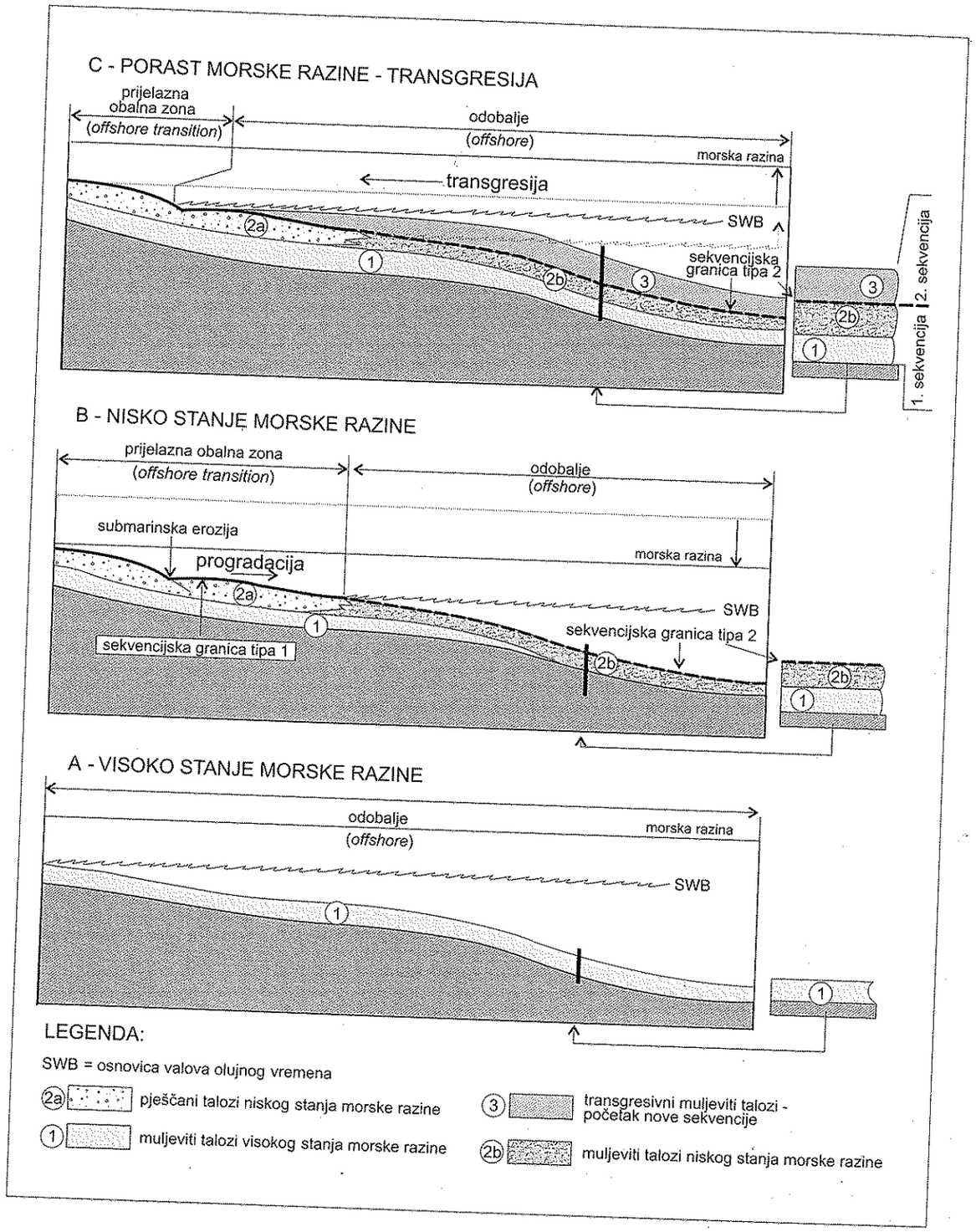
U slučaju da talozi niske razine leže na sekvencijskoj granici tipa 2 poznati su pod imenom **talozi šelfnog ruba** (SMD – *shelf marigin deposits*). U plitkim šelfnim bazenima bez morfološki izrazito istaknutog *šelfnog prekida* (*shelf break*), tj. plitkim šelfovima s odlikama šelfne kosine ili rampe, talozi niske razine imaju samo oblik *tankog klina niskog stanja*.

Tijekom relativnog snižavanja morske razine obalna crta intenzivno napreduje prema moru i pritom omogućava usjecanja riječnih korita u prethodno taložene plitkomorske sedimente, kao i njihovo premošćivanje.

Ako je porast morske razine jako spor ispunjavaju se usječene riječne doline, a na njihovim krajevima na morskoj strani formira se tanki klin niskog stanja (LSW).

11.4.2.3. Transgresivni talozi – TD

Transgresivni talozi (TD – *transgressive deposits*) počinju **transgresivnom površinom** (ts – *transgressive surface*) i talože se tijekom razdoblja s porastom morske razine. Prestanak njihovog taloženja nastupa pri uspostavljanju režima visoke razine (HS



Slika 11–3 Shematski prikaz odnosa oscilacija morske razine i taloženja sekvencije tipa 2 sa sekvencijskom granicom tipa 2 na unutarnjem šelfu u rasponu prijelazna obalna zona (*offshore-transition zone*)–odobalje (*offshore*). (A) Pri visokom stanju morske razine donošenje detritusa na unutarnji šelf ispod osnovice valova olujnog vremena je slabo, obroci taloženja su mali, a talože se muljeviti talozi (1). (B) Pri snižavanju morske razine osnovica valova olujnog vremena, a time i gornja granica odobalja, pomaknuta je dalje na unutarnji šelf, pa dio šelfa bližeg obali poprima značajke prijelazne obalne zone u kojoj se djelatnošću olujnih valova talože pijesci u obliku pješčanih prudova ili pješčanih tempestita (2a). Njihov vršni dio je tijekom niskog stanja morske razine izložen submarinskoj eroziji sa značajkama sekvencijske granice tipa 1. Na ostalom dijelu šelfa ispod osnovice valova olujnog vremena u malim se obrocima nastavlja taloženje muljevitih taloga (2b). (C) Pri novom porastu morske razine, odnosno transgresiji, osnovica valova olujnog vremena, dakle i gornja granica odobalja, pomiče se prema obali. Na muljevite šelfne taloge niske razine (2b), kao i na pješčane sedimente (prudove i/ili tempestite) taložene pri prethodnom niskom stanju morske razine (2a), talože se transgresivni muljeviti talozi (3) koji mogu sadržavati manju ili veću količinu planktonskih organizama ili tanke proslojke pelagičnih muljeva. Temeljno obilježje transgresivnih muljevitih taloga je *onlap*-način prekrivanja, tj. svaka mlađa jedinica zbog dizanja morske razine i širenja taložnog prostora na obalu prekriva sve veći prostor i ima veće bočno rasprostranjenje od prethodno taložene jedinice (vidi sl. 2–5).

– *highstand*), odnosno početka taloga visoke razine (HSD – *highstand deposits*).

Na početku porasta morske razine kojim započinje taloženje transgresivnih taloga i početak nove transgresivne sekvencije mogu se na starijim stijenama s erozijskom granicom, hijatusom ili paleotlom, kao i na stijenama koje su pretpjele samo submarinsku eroziju pri niskom stanju morske razine, pojaviti ***lag*-sedimenti**. Kanali nastali tijekom niskog stanja zapunjavaju se transgresivnim sedimentima.

Daljnjim porastom morske razine koji nadmašuje obroke subsidencije prema obali napreduje *onlap*-način taloženja, tj. zbog širenja taložnog prostora pravilno postupno napredovanje novih taložnih jedinica prema kopnu. Tako se prethodno taložene jedinice prekrivaju novim mlađim jedinicama, pri čemu svaka mlađa jedinica prekriva sve veći prostor i ima veće bočno rasprostranjenje na neravnoj ili blago nagnutoj erodiranoj podinskoj graničnoj površini.

Za razliku od općeg pojma "transgresivno taloženje", pod kojim se općenito podrazumijeva porast morske razine i preplavljivanje kopna, a time i opće širenje morskog taložnog prostora, *onlap*-način taloženja isključivo obuhvaća postupno napredovanje obalne crte prema kopnu vezano uz relativni porast morske razine i retrogradacijsko taloženje (vidi sl. 2–5A).

Naime, samim porastom morske razine ne mora uvijek na svim rubnim dijelovima morskog taložnog prostora obavezno doći i do preplavljivanja kopna i širenja taložnog prostora, dakle općeg i klasično shvaćenog transgresivnog taloženja. Primjerice, tamo gdje na šelfu obroci taloženja nadvisuju obroke dizanja morske razine i/ili subsidencije, kako je to često slučaj na deltnoj ravnici i čelu delte (sl. 16–1), obalna crta se i uz dizanje morske razine – transgresiju – neće pomicati u smjeru kopna nego u smjeru mora, usporedno s progradacijom delte i progradacijskim redanjem taložnih jedinica.

Tu će, dakle, i pri dizanju morske razine koje je općenito shvaćeno kao transgresija, prevladavati progradacijski (sl. 2–4B), a ne retrogradacijski ili *onlap*-način prekrivanja i širenja mlađih taložnih jedinica (sl. 2–4C i 2–5A).

Vrh transgresivnih taloga označava se kao površina maksimalnog preplavljivanja (mfs = *maximum flooding surface*, *downlap surface*), a to je površina koja obilježava promjenu u načinu taloženja od *onlap*-načina prekrivanja u smjeru obale, odnosno širenja transgresivnih mlađih taloga pri porastu morske razine, u *downlap*-način progradacijskog taloženja sedimentnog tijela klinastog oblika koje je nagnuto i koje isklinjava u smjeru bazena, a koje se taloži pri snižavanju morske razine, odnosno sužavanju taložnog prostora i/ili napredovanju obalne crte u smjeru mora.

U taložnom prostoru daleko od obale vrijeme maksimalnog preplavljivanja je obilježeno i maksimalnom gladi za sedimentima (*maximum sediment starvation*), odnosno kondenziranom sedimentacijom, jer je pri povišenju morske razine u tom taložnom prostoru donos materijala s kopna vrlo mali ili nikakav, pa su i obroci sedimentacije mali, a uglavnom se talože tanki slojevi hemipelagičnih i pelagičnih muljeva sa ili bez crnih šejlova, glaukonita ili fosforita uz veću koncetraciju fosilne faune (poglavlje 20.1). Takva kondenzirana sedimentacija većinom se nalazi unutar transgresivnih taloga i distalnih taloga visokog stanja (Loutit i dr., 1988).

11.4.2.4. Talozi visokog stanja morske razine (talozi visoke razine – HSD)

Talozi visokog stanja morske razine ili **talozi visoke razine** (HSD – *highstand deposits*) obuhvaćaju sedimente koji su taloženi tijekom posljednje faze porasta morske razine, tijekom njezina mirovanja u najvišoj razini, pa sve do jasnog početka snižavanja morske razine.

Talozi visoke razine su najrasprostranjeniji tip sedimenata na šelfu i na rubnim područjima plitkih bazena prema dubljem moru. U tim okolišima obično slijede na vrhu transgresivnih taloga na površini maksimalnog preplavljivanja (mfs) i često se označavaju kao donja agradacijska jedinica (*lower aggradational unit*). Međutim, pri završetku transgresivne faze i tijekom visokog stanja morske razine najveća se količina sedimenata ipak nakuplja u plićem dijelu šelfa, posebice na prijelaznoj obalnoj zoni i na obalnom licu, jer se u dublji dio

šelfa s jako udaljenog kopna zbog širenja taložnog prostora pri visokom stanju morske razine može donositi samo najsitniji dedritus i to u pravilu u malim količinama.

Pri porastu morske razine na plićem dijelu šelfa dubina vode značajno raste, a usporedno s time podižu se i osnovica valova lijepog vremena i osnovica valova olujnog vremena (SWB na sl. 11–2C i 11–3C), što dovodi do prestanka donošenja pijesaka s prednjeg žala i obalnog lica i njihovog taloženja. U malim obrocima talože se samo muljeviti talozi u koje s pučine mogu biti donešeni planktonski organizmi.

Pri jačem utjecaju planktona s otvorenog mora unutar uglavnom kondenziranih taloga visokog stanja mogu se taložiti i proslojci ili tanji slojevi pelagičnih muljeva, slično kako je to slučaj u talozima visokog stanja u dubljem dijelu šelfa i na vanjskom šelfu (Loutit i dr., 1988).

11.4.3. Vrste ciklusa s obzirom na trajanje i mehanizme taloženja

Ciklusi dizanja i spuštanja morske razine (sl. 11–1) su, s obzirom na vrijeme trajanja pojedinog ciklusa u krivulji relativnih promjena morske razine, podijeljeni u pet redova unutar vremenskih intervala od više od stotinu milijuna godina do tisuću godina (Vail i dr., 1977, 1991; Haq i dr., 1987; Van Wagoner i dr., 1988; Einsele, 1992):

- **ciklusi prvog reda**, trajanja >100 milijuna godina (>50 milijuna godina);
- **ciklusi drugog reda**, trajanja od 10 do 100 milijuna godina (3–50 milijuna godina);
- **ciklusi trećeg reda**, trajanja od 1 do 10 milijuna godina (0,5–3 milijuna godina);
- **ciklusi četvrtog reda**, trajanja od 100 tisuća do 1 milijuna godina (0,1–0,5 milijuna godina);
- **ciklusi petog reda**, trajanja od 10 tisuća do 100 tisuća godina (0,02–0,1 milijuna godina).

U zagradama su navedene prosječne vrijednosti trajanja pojedinih ciklusa prema Einseleu (1992).

Mehanizmi koji uzrokuju takve cikličke promjene relativne morske razine nisu jednoznačno objašnjeni i predmet su stalnih znanstvenih rasprava. Općenito se smatra:

- **ciklusi prvog reda** mogli bi biti vezani uz tektonske i tektono-eustatske mehanizme (promjene stanja morske razine određene promjenama volumena oceanskog i morskog prostora uzrokovane tektonikom ploča);
- **ciklusi drugog reda** predstavljaju pojedinačne stupnjeve evolucije taložnog prostora i mogli bi biti uvjetovani subsidencijom pasivnih rubova;
- **ciklusi trećeg reda** temelj su sekvencijalne stratigrafije jer su dobro vidljivi na seizmičkim snimkama. Nema jednoznačnog tumačenja njihovog podrijetla, jer u mnogim slučajevima nije jasno jesu li oni povezani s tektonskom aktivnošću i/ili eustatičkim promjenama morske razine. Dok jedni smatraju da su posljedica kombinacije tektonike i glacio-eustatičkih promjena (Vail i dr., 1991; Haq i dr., 1987), drugi ih objašnjavaju mehanizmima riftinga, tektonskom ekstenzijom i termalnom subsidencijom (Cloetingh, 1988; Hubbard, 1989; Einsele, 1992), a treći da su rezultat međudjelovanja riftinga ploča i promjena volumena srednjooceanskih grebena (Miall, 1990).
- **ciklusi četvrtog i petog reda** su vjerojatno nastali kao rezultat orbitalnih sila, tj. astronomske regulacije dizanja i spuštanja morske razine periodičkim jačim i slabijim otapanjem polarnog leda zbog migracije Zemljinih polova – tzv. *Milankovićevih ciklusa* (Haq i dr., 1987; Van Wagoner i dr., 1988, Tucker i Wright, 1990; Vail i dr., 1991; Einsele, 1992). Danas, međutim, prevladava mišljenje da *Milankovićevi ciklusi* ne mogu nastati u svim geološkim razdobljima, posebice ne u onima s toplijom klimom (= "*greenhouse model*" – Grotzinger, 1986; Veevers, 1990, Satterley, 1996).

Ciklusi petog reda predstavljaju pojedinačne slijedove oplićavanja naviše u gotovo svim plitkomorskim platformnim karbonatima (tzv. *Milankovićevi ciklusi*, *parasekvencije* ili ciklusi oplićavanja naviše metarskih i decimetarskih do decimetarsko–centimetarskih dimenzija), a objašnjavaju se glacijalnom eustatikom – klimatološkim oscilacijama mor-

ske razine, tj. promjenama volumena leda i vode u glacijalnim područjima Zemlje pri periodičkim jačim i slabijim otapanjima polarnog leda zbog migracije Zemljinih polova. Međutim, prevladava mišljenje da takvi ciklusi u plitkomorskim karbonatima ipak često nastaju autocikličnom sedimentacijom, posebice u geološkim razdobljima kad su polarna područja bila bez debljeg ledenog pokrivača (Einsele, 1992; Tucker, 1993; Satterley, 1996).

Cikličko taloženje najčešće je vezano za cikluse dizanja i spuštanja morske razine trećeg reda (1–10 ili prosječno 0,5–3 milijuna godina), četvrtog reda (0,1–1 ili prosječno 0,1–0,5 milijuna godina) i petog reda (10–100 ili prosječno 20–100.000 tisuća godina), dok se ciklusi prvog (>100 milijuna godina) i drugog reda (10–100 milijuna godina) zbog velikih debljina taložnih sekvencija, odnosno *megasekvencija*, teže uočavaju.

Astronomske regulacije dizanja i spuštanja morske razine pri periodičkim jačim i slabijim otapanjima polarnog leda zbog migracije Zemljinih polova – tzv. *Milankovićevi ciklusi* – povezane su, osim migracije polova, i s količinom leda na polovima te promjenama klime. Smatra se da su tijekom pleistocena ritmičke glacio-eustatičke oscilacije morske razine svjetskih mora imale amplitude i preko 100 m, ali da im tijekom drugih geoloških razdoblja amplitude uglavnom nisu bile veće od 10 m (Grotzinger, 1986). U povijesti Zemlje bilo je vrlo malo geoloških razdoblja s tako visokim oscilacijama morske razine uzrokovanim naizmjeničnim topljenjima i stvaranjima ledenih prekrivača svakih deset do sto tisuća godina: ledena razdoblja ili "*ice-house periods*" u kojima su postajali tako debeli ledeni pokrivači da je njihovim topljenjem morska razina mogla izrazito porasti utvrđeni su samo za razdoblja mlađi ordovicij–stariji silur i mlađi karbon–stariji perm (Veevers, 1990). Sva su druga razdoblja fanerozoika bila bez debelih ledenih prekrivača i imala su odlike "staklenika" ("*greenhouse periods*"), pa su glacio-eustatičke promjene morske razine imale male amplitude, uglavnom do 10 m (Grotzinger, 1986; Veevers, 1990; Satterley, 1996). Zbog toga se ciklusi četvrtog i petog reda u mezozojskim karbonatima ne mogu uvijek objašnjavati samo *Milankovićevim ciklusima* već bi mogli biti uzrokovani i drugim procesima, poput autocikličnih procesa u svezi s odnosima brzina subsidencije, obroka taloženja i lokalne tektonike.

11.4.4. Transgresivne i regresivne sekvencije i megasekvencije

Prema Sargu (1988) sekvencije velike debljine sastavljene od više desetaka ili stotina parasekvencija ili ciklusa četvrtog do petog reda uglavnom su taložene u sustavu visokog stanja morske razine (HST) i u sustavu preplavljivanja ili transgresije (TST), odnosno pripadaju talozima visokog stanja (HSD) i transgresivnim talozima (TD) (odjeljci 11.4.1 i 11.4.2).

Zbog regionalnih i globalnih događaja u sedimentacijskom bazenu i njegove opće evolucije – kao što su, primjerice, oscilacije razine svjetskih mora, veća brzina tonjenja morskog dna od brzine akumulacije sedimenata ili obratno – kao i vertikalnih tektonskih pokreta pojedinih blokova u dijelu taložnog prostora (spuštanje ili dizanje pojedinih blokova pri vertikalnom rasjedanju) sedimenti su taloženi u ciklusima ili sekvencijama. Ako su taloženi pri transgresivnom sustavu preplavljivanja ili transgresije nazivaju se **transgresivna sekvencija**, a ako su taloženi pri povlačenju vode ili relativnom snižavanju morske razine **regresivna sekvencija**. Ukoliko su takvi ciklusi obilježeni velikim debljinama obično se nazivaju **megaciklusi** ili **megasekvencije**.

Transgresivna sekvencija se odlikuje, odozdo naviše, redanjem slojeva ili paketa slojeva koji pokazuju utjecaj sve dubljeg i/ili otvorenijeg mora, tj. redanje slojeva koji su taloženi u sve dubljim i/ili sve otvorenijim marinskim okolišima, kao primjerice slijed: pijesci prednjeg žala–muljevi i proslojci pijeska obalnog lica–*offshore* muljevi–lapori i/ili pelagični muljevi s planktonskim ili pučinskim (pelagičnim) organizmima.

Transgresivna sekvencija nastaje pri relativnom porastu morske razine i širenju taložnog prostora, odnosno pri *onlap*-načinu taloženja, kako je to prikazano na sl. 2–5A.

Regresivna sekvencija je karakterizirana redanjem odozdo naviše slojeva ili paketa slojeva koji pokazuju jasan utjecaj oplićavanja, primjerice slijed: muljeviti talozi unutarnjeg šelfa–*offshore* muljevi s pješčanim tempestitima–plimni pješčani hrptovi–pijesci podvodnih dina–pijesci barijernog pruda.

Regresivna sekvencija obično nastaje pri snižavanju razine vode uz smanjivanje taložnog prostora i intenzivnu tektonsku subsidenciju središnjeg dijela bazena, odnosno pri *offlap*-taloženju, kako je to prikazano na sl. 2–5B.

Dobri primjeri za ilustraciju regresivnih sekvencija (megasekvencija) su, primjerice:

- sekvencije pokrupnjavanja naviše na unutarnjem šelfu s prevlašću djelatnosti plimnih struja u uvjetima intenzivnog donosa pješčano–muljevitog detritusa s kopna, taložene pri progradaciji pješčanog barijernog kompleksa u unutarnji šelf (sl. 19–1B);
- sekvencije pokrupnjavanja naviše taložene pri progradaciji pješčanih prudova u unutarnji šelf plitkih epikontinentalnih mora s jakim donosom pješčano–muljevitog detritusa s kopna i prevlašću valova niže energije (sl. 19–3B), i
- sekvencije (ciklusi) pokrupnjavanja naviše taložene pri progradaciji obale i regresiji hidrološki otvorenog tipa jezera s prevladavanjem siliciklastične sedimentacije (sl. 15–1 i 15–2).

KONTINENTALNI I PRIJELAZNI OKOLIŠI TALOŽENJA KLASTIČNIH SEDIMENATA

12. Pustinjski i eolski okoliši taloženja

12.1. Taloženje u pješčanim pustinjama i obalni eolijaniti

Pustinjski i eolski okoliši taloženja kontinentalna su područja u kojima se pijesak i prah talože nakon prijenosa vjetrom u obliku **pješčanih dina**, **lesa** ili **prapora**, odnosno **eolskih sedimenata** (po *Eolu* – grčkome bogu vjetra) ili, u slučaju da su takvi talozi naknadno dijagenetski konsolidirani u manje ili više čvrste stijene, u obliku **eolijanita** (*eolianite*).

Uz obale istaloženi i potom vjetrom prenošeni, na stražnjem žalu obično još i olujnim valovima pretaložavani, dobro litificirani pijesci nazivaju se **obalni eolijaniti**. Uglavnom su pleistocenske i holocenske starosti, a među njima se razlikuju *kvarcni eolijaniti* ako sadrže <50% $CaCO_3$ i *karbonatni eolijaniti* ako sadrže >50% $CaCO_3$ (Fairbridge i Johnson, 1987).

Obalni eolijaniti u pravilu pripadaju karbonatnim eolijanitima jer se sastoje od skeleta i bioklasta, ooida, vulkanskih i kvarcnih zrna te kalcitnog cementa. Pretežiti dio materijala obalnih eolijanita potječe iz mora i obično je na obalu naplavljen valovima, najčešće u obliku **obalnih dina**, ili je preostao nakon povlačenja mora u regresivnoj fazi, a zatim je duž obale premještan vjetrom i miješan s drugim eolskim materijalom.

Kao cement karbonatnih eolijanita, s obzirom da se cementacija pretežito zbivala u meteorskoj vadoznoj zoni, najčešće se pojavljuje meniskusni i mikrostalaktitni niskomagnezijski kalcitni cement, a oko bioklasta bodljikaša još i sintaksijalni obrubni kalcitni cement. Primjerice, jurski karbonatni eolijaniti opisani iz Wyominga (SAD), sastavljeni od kososlojevitih, do 12 m debelih lećastih tijela ooidnih vapnenaca, u intergranularnim porama ooida sadrže mikritni cement vadoznog postanka nastao tijekom niskog stanja morske razine, a necementirani dijelovi ooidnih dina su erodirani tijekom dizanja morske razine (Kilibarda i Loope, 1997).

Osim u obalnim područjima velike količine eolskih sedimenata talože se i u pješčanim pustinjama ili su tijekom kvartara na kopnu taložene kao **les** ili **prapor** (vidi odjeljak 7.1.4).

Najpoznatiji oblici pustinjskih i eolskih sedimenata su, uz les, eolske ili pješčane dine sastavljene od zrna dimenzija pijeska i praha, uglavnom kvarca, rjeđe feldspata, karbonata i gipsa. Ponegdje eolski pijesci mogu sadržavati i manji udio zrna većih od 2 mm. Odlikuju se srednjom ili dobrom sortiranošću i unimodalnim granulometrijskim sastavom. Koeficijent sortiranosti im je <1,25, a srednja veličina zrna ili medijan im je obično između 0,15 i 0,25 mm.

12.2. Oblici eolskih pješčanih tijela

Eolska pješčana tijela se, s obzirom na valne dužine i amplitude valova *eolskih riplova* koji su, uz kosu slojevitost, bitni i najznačajniji slojni oblici pustinjskih pješčanih sedimenata, dijele u tri temeljne skupine. To su:

- **eolski riplovi**, ako im je valna dužina od 5 do 200 cm i amplituda između 0,1 i 5 cm,
- **eolske dine**, ako imaju valne dužine između 3 i 600 m i amplitude od 10 cm do 100 m, i
- **megadine** (*draas*), ako im je valna dužina od 300 do 3.000 m, a amplitude od 20 do 450 m.

Koji će od ova tri oblika pješčanih tijela nastati ovisi o debljini sloja rasutog pijeska koji u pustinji može pokrenuti vjetar, o snazi vjetra i stalnosti njegovog smjera.

Eolski riplovi se odlikuju planarnom kosom slojevitošću s nagibima *foresetova* u smjeru vjetra, a za razliku od valnih riplova nastalih prijenosom pijeska vodom, u kojima su najkrupnija zrna pijeska akumulirana na dnu ripla, najkrupnija su zrna nakupljena na krestama ili grebenima riplova (vidi odjeljak 3.3.3.2). Osim toga, oni u unutrašnjosti riplova imaju bitno manje kosih lamina nego riplovi nastali u vodenoj sredini.

Eolske dine i **megadine** se odlikuju debelim setovima planarne ili koritaste kose slojevitosti, pri čemu pojedini setovi planarne kose slojevitosti imaju oblike klinastih tijela. Debljina setova može dosegnuti i 50-ak metara s nagibom kosih slojeva uglavnom između 25 i 28°. Setovi kosih lamina u istoj dini mogu biti nagnuti na različite strane unutar zone od 90° kao posljedica promjene smjerova vjetra (McKee, 1945). Setovi eolske kose slojevitosti pokazuju više vrsta diskontinuiteta ili graničnih površina (*bounding surfaces*) zbog erozije podloge pri migraciji dina. Granične se površine obično pojavljuju na prosječno svakih 0,5 do 15 m.

Mogućnost fosilnog očuvanja eolskih riplova i pješčanih eolskih dina i njihove morfologije, u odnosu na očuvanje morfoloških, strukturnih i teksturnih značajki istovrsnih oblika nastalih u vodenoj sredini, neusporedivo je manja, pa je to i razlog zašto se u starijim sedimentima rjeđe nalaze litificirani eolski pješčani valovi i dine.

U literaturi se, ipak, nalaze primjeri opisa fosilnih eolskih pješčanih oblika, kao što su npr. permski Coconino pješčenjaci u Coloradu (McKee, 1945), gornjokarbonski Weberski pješčenjaci (Fryberger, 1979), permski pješčenjaci formacije Cedar Mesa u Utahu (Loope, 1984), i sl.

13. Glacijalni okoliši taloženja

13.1. Podjela i značajke glacijalnih okoliša taloženja

U glacijalne okoliše taloženja ubrajaju se sva područja koja su izravno povezana s ledom i djelovanjem ledenjaka, a obuhvaćaju više glavnih zona:

- **subglacijalna (bazalna) zona** obuhvaća izravni kontakt leda s podlogom koju pri svojem kretanju ledenjak erodira, a ujedno na nju može i taložiti materijal koji prenosi;
- **englacijalna (unutarnja) zona** ima malu ulogu pri procesima taloženja, jer se nalazi unutar ledenjaka;
- **supraglacijalna (gornja) zona** se nalazi na površini ledenjaka pa se najprije i najjače otapa, tako da se taloženje iz nje uglavnom zbiva samo na rubovima i na prijelazu u proglacijalnu zonu;
- **proglacijalna zona** obuhvaća fluvioglacijalna, jezersko-glacijalna i marinsko-glacijalna područja. **Fluvioglacijalni okoliš** se hipsometrijski nalazi ispod ledenjak, a odlikuje se snažnim prijenosom glacijalnog materijala bujicama i vodenim tokovima koji su nastali otapanjem ledenjaka. **Jezersko-glacijalni okoliši** obuhvaćaju ušća fluvioglacijalnih tokova u jezera u kojima se taloži glacijalni materijal, a **marinsko-glacijalni okoliši** priobalne pojase kao i morsko dno na kojem se taloži detritus nakon otapanja santi leda koje su sadržavale glacijalni materijal;
- **periglacijalna zona** ili **periglacijalni okoliš** nastavlja se na proglacijalnu zonu, pa tu nema izravnog taloženja glacijalnog materijala osim najsitnijeg detritusa, ali postoji bitni utjecaj leda i ledenjaka zbog promjena klime i oscilacija razine vode pri naglim otapanjima leda.

Glavni tipovi glacijalnih sedimenata su til, tilit i dijamiktit (poglavlje 5.1).

Til kao nevezani talog i **tiliti** kao manje ili više vezane stijene su uglavnom masivni sedimenti debljine od nekoliko metara do više desetaka pa i stotinjak metara.

U podini tila i tilita često se nalaze tragovi erozije. Granulometrijski im je sastav izuzetno neujednačen, jer pri prijenosu ledom i njegovom otapanju ne postoji mogućnost separacije detritusa po veličini zrna. Pojedini veći fragmenti stijena pokazuju glacijalne strije i jednostrano polirane površine. Tiliti mjestimice mogu imati trakastu laminaciju zbog miješanja glacijalnog materijala s nevezanim sedimentima podloge i njihovog plastičnog tečenja uzrokovanog kretanjem leda. O prijenosu materijala ledenjacima i postanku ledenjaka iscrpnije je bilo riječi u odjeljku 2.2.1.

Najpoznatiji oblici glacijalnih sedimentnih tijela su morene i morenske brazde, drumlini, eskeri, kame i poprečni subglacijalni grebeni (Catt, 1987).

Morene (*moraine*) su sedimentna tijela nastala zbog otapanja čela ledenjaka pri spuštanju u niže predjele ili ako ledenjak pri svojem spuštanju u dolinu ispred sebe gura u dolinu ranije akumulirani til preostao od otapanja prethodnog ledenjaka.

Morenske brazde (*fluted moraine*) izdužene su vrlo dugačke, ali uske akumulacije glacijalnog materijala, uglavnom nastale utiskivanjem tila u usku, dugačku pukotinu, brazdu ili žlijeb nastao erozijskim djelovanjem ledenjaka.

Drumlini (*drumlin*) su naziv za nakupljeni glacijalni materijal elipsoidnog oblika sa strmo nagnutim stranama u suprotnom smjeru od kretanja ledenjaka i blaže nagnutim stranama u smjeru kretanja ledenjaka. Pretežito su sastavljeni od loše sortiranog **izbrazdanog tila** (*grooved till*).

Eskeri (*eskers*) su izduženi hrptovi glaciofluvijalnih pijesaka, šljunaka i krupnozrnastog materijala obično taloženog u englacijalnim ili subglacijalnim kanalima iz bujica nastalih pri naglom topljenju leda. Dužine takvih hrptova mogu biti od 100 m do više kilometara, širine 50–500 m, a visine 5–50 m.

Kame (*kames*) su nepravilni humci glaciofluvijalnih taloga, u pravilu taloženih na širokom području koje se proteže približno paralelno s rubnom crtom ledenjaka. Sastavljeni su od dobro do loše sortiranog detritusa koji često pokazuje **kolapsne ledenjačke strukture** (*ice-collapse structures*). Česte su i **kamne terase** (*kame terrace*) sastavljene od, duž doline nekontinuiranih, glaciofluvijalnih taloga akumuliranih između strana glacijalne doline i zidova koji okružuju dolinu.

Poprečni subglacijalni grebeni ili "**Rogenmorene**" nastaju ispod ledenih pokrova. Dužine im mogu biti od nekoliko stotina metara do 1 km, a debljine (visine grebena) od nekoliko metara do nekoliko desetaka metara.

13.2. Glacijalni laminiti i varve

Glacijalni sedimenti imaju veliku ulogu pri rekonstrukcijama paleoklimatskih uvjeta u geološkoj prošlosti. U jezersko-glacijalnim i marinsko-glacijalnim okolišima taloži se sitnozrnasti laminirani glacijalni detritus, mjestimice s pravilnom ritmičkom sedimentacijom, poznat pod nazivom **laminiti**, odnosno, u slučaju ritmičnosti, **ritmiti**.

Laminacija i ritmičnost posljedica su sezonskog donosa detritusa različitog granulometrijskog sastava, pa je tanko laminirana i gradirana izmjena glinovitih i muljevitih jezersko-glacijalnih sedimenata poznata pod nazivom **varve**, odnosno točnije **glacijalne varve** (od švedske riječi *varv* = tanki sloj), budući da po podrijetlu postoje i druge vrste varva, primjerice jezerske varve, godišnje neglacijalne varve i evaporitne varve (odjeljak 3.3.3.1).

Naime, termin "varve" oznaka je za laminaciju nastalu zbog sezonske godišnje izmjene lamina različitog sastava (primjerice ljeto–zima), pa su tako jezerske varve nastale taloženjem prahovitog i muljevitog materijala zimi i glinovitog materijala ljeti, a evaporitne varve u uvjetima suhe klime u evaporitnim sedimentima kao tankolaminirana izmjena karbonata ili mulja (vlažno godišnje doba) i halita ili gipsa i/ili anhidrita (sušno godišnje doba).

Glacijalne varve se odlikuju tankolaminiranim izmjenama gline, mulja, ali i sitnog pijeska, a nastale su kao posljedica sezonskih varijacija u intenzitetu otapanja leda i povećanog donosa detritusa tijekom ljeta i zaleđivanja ledenjaka i slabog ili nikakvog donosa detritusa zimi. Ljeti pri jačem otapanju leda nastaju vodeni tokovi koji u ledenjačko jezero donose krupnozrnastiji detritus, u proljeće i jesen pri slabijem otapanju sitnozrnasti, a u zimi nema glacijalnog ili fluvio-glacijalnog detritusa, već se u jezeru iz suspenzije taloži samo mala količina sitnozrnastog glinovitog materijala.

Na temelju debljine pojedine varve, tj. godišnjeg ciklusa taloženja, razlikuju se (De Geer, 1912):

- **proksimalne varve** ili **makrovarve**, koje su obično taložene na samom rubu ledenjaka i imaju debljine centimetarskih dimenzija, i
- **distalne varve**, nastale daleko od ledenjaka, među kojima se razlikuju **mikrodistalne** ili **mikrovarve**, ako su milimetarskih dimenzija, i **ultradistalne varve**, koje su toliko tanke da im se makroskopski debljine ne mogu niti mjeriti.

14. Fluvijalni (aluvijalni) ili riječni okoliši taloženja

14.1. Opće značajke, glavni tipovi litofacijesa i podjela riječnih ili fluvijalnih okoliša taloženja

Fluvijalni, odnosno aluvijalni ili riječni sedimenti nastaju akumulacijom krupnozrnastih ili sitnozrnastih klastičnih taloga koji su prenošeni vodama riječnih sustava, bilo pri njihovim stalnim ili povremenim tokovima. Temeljna je značajka riječnog toka da se glavnina detritusa prenosi u smjeru toka. Pritom se, ovisno o hidrodinamičkim uvjetima u tokovima i mjestu taloženja, akumuliraju krupnozrnasti i sitnozrnasti klastični talozi s vrlo različitim međusobnim odnosima udjela šljunka, pijeska, praha i mulja koji pokazuju velike varijacije teksturno-strukturnih značajki. Njihovo istraživanje i raspoznavanje ima ključnu ulogu pri sedimentološkim istraživanjima i interpretacijama riječnih taložnih sustava i okoliša taloženja, pa je Miall (1977, 1996) dao klasifikaciju riječnih litofacijesa s tipičnim litološkim i teksturno-strukturnim značajkama i interpretacijom uvjeta i okoliša taloženja za svaki izdvojeni litofacijes.

Izdvojeni su:

a) šljunčani litofacijesi,

b) pješčani litofacijesi,

c) sitnozrnasti klastični litofacijesi, i

d) neklastični litofacijesi.

Miallova (1996) klasifikacija litofacijesa aluvijalnih sedimenata s kodnim oznakama svakog litofacijesa, njihovim teksturno-strukturnim značajkama i interpretacijom uvjeta i okoliša taloženja prikazana je u tablici 14–1.

Svaka kodna oznaka sastoji se od dva dijela:

- velikog slova kojim se označava veličina zrna ili tip taloga: ***G*** – *gravel* = šljunak; ***S*** – *sand* = pijesak; ***F*** – *fine-grained deposit* = sitnozrnasti talog; ***C*** – *coal, carbonaceous mud* = ugljen, ugljeviti mulj; ***P*** – *palaeosol* = pradavno tlo, i
- jednog ili dvaju malih slova kojima se označava glavno teksturno-strukturno obilježje litofacijesa: ***m*** – *massive* = masivan; ***i*** – *inverse grading* = inverzna gradacija; ***t*** – *trough cross-bedding* = koritasta kosa slojevitost; ***p*** – *planar cross-bedding* = planarna kosa slojevitost; ***c*** – *small ripple cross-bedding* = kosa slojevitost malih riplova; ***l*** – *lamination* = horizontalna laminacija; ***h*** – *horizontal bedding* = horizontalna slojevitost; **s** – *shallow scours* = plitki ožiljci tragova deranja; **g** – *normal grading* = normalno gradiran; ***r*** – *roots* = korjenčići; ***mm*** – *matrix-supported, massive* = matriksnopotporan masivan; ***mg*** – *matrix-supported, normal grading* = matriksnopotporan normalno gradiran; ***ci*** – *clast-supported, inverse grading* = klastnopotporan obrnuto gradiran; ***cm*** – *clast-supported, massive* = klastnopotporan masivan; ***sm*** – *shallow scours, massive* = masivan s plitkim tragovima deranja.

Takva se klasifikacija pokazala izuzetno praktičnom pri terenskim istraživanjima i kompleksnim sedimentološkim interpretacijama aluvijalnih sedimenata.

a) Šljunčani litofacijesi (kodna oznaka *G*)

Prijenos šljunka i njegovo taloženje u riječnim se tokovima zbiva u vrlo različitim fizikalnim uvjetima, posebice s obzirom na to je li tok bio laminaran ili turbulentan i kakva je bila koncentracija sedimenata u toku. To se jasno odražava posebnim zajednicama facijesa, koje su prema uvjetima i okolišima taloženja izdvojene u sedam šljunčanih litofacijesa (kodna oznaka *G* u tablici 14–1).

To su, s kratkim opisima najvažnijih teksturno-strukturnih značajki i interpretacijama uvjeta i okoliša taloženja, sljedeći litofacijesi (Miall, 1977, 1996):

- *Matriksnopotporni šljunci – litofacijesni tipovi Gmm i Gmg* – odlikuju se kao najvažnijom zna-

KODNA OZNAKA		LITOFACIJES	TEKSTURNO-STRUKTURNE ZNAČAJKE	INTERPRETACIJA
šljunčani facijesi	**Gmm**	matriksnopotporni masivni šljunak	slaba gradacija	*plastični debritni tok (velike snage i viskoznosti)*
	Gmg	matriksnopotporni šljunak	obrnuta do normalna gradacija	*pseudoplastični debritni tok (velike snage i viskoznosti)*
	Gci	klastnopotporni šljunak	obrnuta gradacija	*debritni tok bogat klastima (velike snage) ili pseudoplastični debritni tok (male snage)*
	Gcm	klastnopotporni šljunak	masivan	*pseudoplastični debritni tok (turbulentni tok)*
	Gh	klastnopotporni, nejasno slojeviti šljunak	horizontalna slojevitost, imbrikacija	*longitudinalni slojni oblik, lag-sediment, prosijani talog*
	Gt	slojeviti šljunak	koritasta kosa slojevitost	*ispuna sporednog kanala*
	Gp	slojeviti šljunak	planarna kosa slojevitost	*transverzalno sedimentno tijelo, deltno napredovanje ostataka starih prudova*
pješčani facijesi	**St**	sitni do vrlo krupni pijesak, moguće i valutice	pojedinačni ili skupni koritasto kososlojeviti slojevi	*3-D dine sa sinusoidnim ili jezičastim krestama*
	Sp	sitni do vrlo krupni pijesak, moguće i valutice	pojedinačni ili skupni planarno kososlojeviti slojevi	*D dine (transverzalni i jezičasti slojni oblici)*
	Sr	vrlo sitni do krupni pijesak	kosa laminacija malih riplova	*riplovi (tok niskog režima)*
	Sh	sitni do vrlo krupni pijesak, moguće i valutice	horizontalna laminacija, razdvojna ili strujna lineacija	*laminirani (ravnoslojni) tok (kritični tok)*
	Sl	sitni do vrlo krupni pijesak, moguće i valutice	kosa slojevitost malog nagiba (<15°)	*ispuna ožiljaka deranja, grbave ili isprane dine, antidine*
	Ss	sitni do vrlo krupni pijesak, moguće i valutice	široki, plitki ožiljci tragova deranja	*ispuna ožiljaka deranja*
	Sm	sitni do vrlo krupni pijesak	masivan ili slabo vidljiva laminacija	*talozi gravitacijskog toka*
muljeviti facijesi	**Fl**	pijesak, prah, mulj	tanka laminacija, vrlo mali riplovi	*talozi međukanalne ravnice, napuštenih kanala ili opadanja vodostaja nakon poplave*
	Fsm	prah, mulj	masivni s plitkim tragovima deranja	*močvara nakon poplave ili talozi napuštenog korita (mrtvaje)*
	Fm	mulj, prah	masivni, pukotine isušivanja	*talozi međukanalne ravnice, napuštenih kanala ili talozi u obliku zavjesa (drape deposits)*
	Fr	mulj, prah	masivni, korijenčići, bioturbacije	*sloj s korijenčićima, začetak tvorbe tla*
	C	ugljen, ugljeviti mulj	bilje, muljne skramice	*talozi biljem bogate močvare*
	P	karbonati paleotla (kalcit, siderit)	pedogene tvorevine	*tlo s kemijskim dijagenetskim tvorevinama*

Tablica 14–1 Litofacijesna klasifikacija aluvijalnih sedimenata s kodnim oznakama litofacijesa, njihovim teksturno-strukturnim značajkama i interpretacijom uvjeta i okoliša taloženja (Miall, 1996, 2000).

čajkom po kojoj se razlikuju od ostalih šljunčanih litofacijesa jasnim izostankom klastne potpore. Klasti su loše sortirani i uloženi u matriks koji se sastoji od loše sortiranog pijeska, praha ili mulja. Slojevi im mogu biti masivni (litofacijes *Gmm*) ili mogu pokazivati gradaciju klasta i/ili matriksa (litofacijes *Gmg*). Valutice obično nemaju imbrikaciju, ali pločaste valutice mogu poprimiti približno horizontalnu orijentaciju. Kontakt prema podinskim sedimentima je oštar, ali nije erozijski. Slojevi obično imaju oštar bočni završetak.

Takve teksturno-strukturne značajke odražavaju taloženje šljunaka ovih dvaju litofacijesa procesima debritnih tokova velike snage i viskoznosti. Tokovi pasivno ispunjavaju prethodnu aluvijalnu topografiju, primjerice ispunjavaju kanale i na taj način preuzimaju kanalne oblike. U poprečnom presjeku imaju oblik režnjeva s naviše konveksnim rubovima.

– *Klastnopotporni obrnuto gradirani šljunci – litofacijesni tip Gci* – imaju klastnu potporu i obrnutu gradaciju. Mogu se pojaviti ili kao klastima bogati debritni tokovi velike snage ili kao tokovi niske snage sa slabom sposobnošću transporta laminarnim do turbulentnim tokom.

– *Klastnopotporni masivni šljunci – litofacijesni tip Gcm* – imaju klastnu potporu i ne pokazuju nikakve unutarnje teksturne značajke. Nastaju u pseudoplastičnim debritnim tokovima niske snage, taloženjem valutica iz viskoznih, laminarnih ili turbulentnih tokova.

– *Klastnopotporni nejasno horizontalno slojeviti šljunci – litofacijesni tip Gh* – sastoje se od srednjozrnastog i krupnozrnastog šljunka, valutica (*pebbles*) i oblutaka (*cobbles*) s klastnom potporom i nejasno izraženom horizontalnom slojevitošću. Klasti obično pokazuju imbrikaciju. Premda se odlikuju klastnom potporom, većina taloga je bogata i pješčanim matriksom. Tipična je slojevitost u kojoj pojedinačni slojevi imaju debljine od nekoliko decimetara s ukupnom debljinom svih jedinica od više metara. Ne postoji jasno izražena slojevitost, pa slojni kontakti mogu biti prikriveni.

– *Koritasto kososlojeviti šljunci – litofacijesni tip Gt* – odlikuju se prostranim plitkim tijelima koritastog ili polukuglastog oblika s tipičnom dubinom od 0,2 do 3 m i širinom između 1 i 12 m. Takva tijela bočno i vertikalno sijeku jedna drugo. Erozijska osnovica može biti praćena *lag*-talozima koji sadrže krupnija zrna. *Foresetovi* imaju strmiji nagib u manjim koritima, gdje mogu doseći nagibe i do 30°.

– *Planarno kososlojeviti šljunci – litofacijesni tip Gp* – pojavljuju se u kososlojevitim setovima debljine do 1 m, premda ponegdje mogu imati i debljine do 4 m. Takvi setovi imaju prilično varijabilne teksture jer postoje velike varijacije u sortiranosti zrna kao posljedica promjena hidrauličkih uvjeta i prekoračenja sposobnosti prijenosa valutica šljunaka s obzirom na njihovu veličinu.

b) Pješčani litofacijesi (kodna oznaka *S*)

Pješčani litofacijesi u riječnim taložnim sustavima posljedica su transporta i taloženja pješčanog detritusa vučnim strujama (*traction currents*), zbog male mogućnosti prijenosa pješčanih zrna u suspenziji. Morfologiju pješčanih slojeva uvjetuju tri glavna čimbenika: veličina pješčanih zrna, dubina toka i brzina toka. Drugi čimbenici, kao što su, primjerice, viskoznost i temperatura vode, na njihovu morfologiju imaju znatno manji utjecaj. Veličina pješčanih zrna, dubina toka i njegova brzina imaju odlučujuću ulogu u tome hoće li se pijesak taložiti u obliku dvodimenzionalnih (2-D) ili trodimenzionalnih (3-D) dina, antidina, riplova ili ravnih slojeva.

Dvodimenzionalne dine (*2-D dine*) za određene veličine pješčanih zrna u pravilu nastaju pri nižim brzinama toka i odlikuju se jednostavnim, prizmatičnim poprečnim presjecima s planarno-tabularnom kosom slojevitošću s jednostavnim, ravnim površinama prvog reda.

Trodimenzionalne dine (*3-D dine*) se na zavjetrinskoj strani odlikuju zaokruženim slojevima, tj. tipičnom koritastom kosom slojevitošću (sl. 3–20C i odjeljci 3.3.3.2 i 3.4.3.1).

Na temelju glavnih primarnih teksturno-strukturnih značajki pješčanih tijela taloženih u riječnim okolišima izdvojeno je 7 tipičnih pješčanih litofacijesa (Miall, 1996 – kodna oznaka *S* u tablici 14–1):

– *Koritasto kososlojeviti pijesci – litofacijesni tip St* – odlikuju se koritastom kosom slojevitošću i pripadaju vrlo sitnozrnastim do vrlo krupnozrnastim pijescima koji mjestimice u obliku *lag*-sedimenta mogu sadržavati i loše sortirane valutice šljunka koje potječu od erozije podinskih prahovnjaka i glinjaka. Nastaju migracijom trodimenzionalnih dina (3-D dina). Setovi koritaste slojevitosti nalaze se ili kao usamljeni oblici na slojnim površinama ili grupirani u više kosetova (ranije poznati kao "*festoon cross-bedding*") ukupne debljine od nekoliko metara.

– *Planarno kososlojeviti pijesci – litofacijesni tip Sp* – odlikuju se planarnom kosom slojevitošću s nagibom kosih slojeva od 15 do 30° s oštrim, uglastim gornjim i donjim graničnim površinama kao posljedicom lavinskog transporta i nakupljanja pijeska u obliku *foresetova* 2-D dina. Tipične su ravne gornje i donje granične površine s oblicima deranja podloge malih dimenzija. Pijesci su dobro sortirani pri procesima migracije po udarnoj strani 2-D dine, budući da pješčana tijela ovog litofacijesa nastaju migracijama dvodimenzionalnih dina.

– *Kosolaminirani pijesci s riplovima – litofacijesni tip Sr* – kao najvažniju značajku sadrže asimetrične riplove različitih dimenzija i oblika. Najčešće su to sitnozrnasti do srednjozrnasti pijesci, premda ponegdje mogu biti i krupnozrnasti. Riplovi, prema definiciji, imaju visine manje od 5 cm, najčešće do 2 cm. Pojedinačni riplovi su česti i mogu biti dobro razvijeni na slojnim površinama. Kosetovi tvore debljine od desetak centimetara do nekoliko metara.

Široki spektar internih tekstura (struktura) riplova posljedica je njihove migracije ovisno o brzini toka i obrocima taloženja (Allen, 1984). Migracija nizova riplova s niskim obrocima taloženja iz suspenzije dovodi to toga da su riplovi međusobno erozivni, tj. da pripadaju riplovima tipa A prema podjeli koju su dali Jopling i Walker (1968). Ako je tijekom migracije riplova pridodan i sediment iz suspenzije uzajamna erozija riplova je nepotpuna, što se odražava djelomičnim očuvanjima udarnih strana riplova sve do "uzlaznih" riplova ("*climbing*" *of the ripple train*). Posljednji je slučaj čest pri fluvioglacijalnom preplavljivanju i drugim talozima gdje rijeka nosi velike količine vrlo sitnog pijeska i praha. Riplovi se razvijaju pri malim brzinama toka (<1 m/s) i vrlo su osjetljivi na promjene uvjeta u toku. Sustavi riplova s dvostrukim krestama mogu se razviti tamo gdje je na setu starih riplova taložen novi set riplova.

– *Horizontalno slojeviti pijesci – litofacijesni tip Sh* – najčešće se pojavljuju kao vrlo sitni do srednjozrnasti pijesci koji su taloženi pri brzini toka od oko 1 m/s i dubini vode od 0,25 do 0,5 m, ali se također mogu taložiti i pri manjim brzinama toka i manjim dubinama. Krupnija zrna, koja pripadaju valuticama šljunka, pojavljuju se rjeđe, a u pijesak koji je bio vučen kao trakcijski "tepih" dospjela su kotrljanjem. Horizontalno slojeviti pijesci (tip *Sh*) čije su debljine veće od nekoliko metara mogli su se taložiti tijekom jednostavnih dinamičkih procesa, kao što su nagle i kratkotrajne poplave iz tokova čije trajanje nije bilo duže od nekoliko sati.

Bitna značajka pijesaka litofacijesa *Sh* je *flat* i paralelna laminacija sa strujnom lineacijom (*streaming lineation, parting lineation*) koja se nalazi na slojnim površinama. Te su teksturno-strukturne odlike nastale pri malim longitudinalnim vrtlozima u donjem unutarnjem dijelu turbulentnog sloja i dobar su pokazatelj pravca paleostruja. Lineacijski elementi su orijentirani paralelno s tokom, ali ne pokazuju i njegov smjer, na što, međutim, ukazuju ulošci pijesaka s kosom slojevitošću, kao i tragovi zaprečivanja tečenja nastali deranjem pijeska oko valutica (*crescent scours*).

– *Pijesci s malim kutom nagiba kosih slojeva – litofacijesni tip Sl* – su po granulometrijskom sastavu i teksturno-strukturnim značajkama slični litofacijesu *Sh*, tj. horizontalno slojevitim pijescima, s kojima se obično zajedno i pojavljuju. Glavna razlika od litofacijesa *Sh* je u tome što se sastoje

od kosih slojeva malog kuta nagiba, uglavnom <10°, a ponegdje do najviše 15°. Kosa slojevitost je često asimptotska u odnosu na nagibe kosih slojeva u gornjem i donjem dijelu setova. Može se pojaviti i strujna lineacija s paralelnom ili okomitom orijentacijom u odnosu na nagib kosih slojeva, a ponegdje se na slojnim površinama nalaze i tragovi deranja. U nekim se slučajevima u tom litofacijesu mogu pojaviti osebujni oblici, primjerice isprane dine (*washed-up dune*) i grbave dine (*humpback dune*).

Proslojavanje litofacijesa *Sl* i *Sh* sa smanjivanjem kuta nagiba kosih slojeva prema granici sa slojnom površinom litofacijesa *Sh* ukazuje na taloženje u uvjetima koji odgovaraju gornjoj slojnoj površini s generiranjem različitih tekstura nalik dinama.

– *Pijesci s ispunama ožiljaka deranja – litofacijesni tip Se* – prije svega se odlikuju površinama s fluvijalnom erozijom na kojima se nalaze nekoliko decimetara do nekoliko metara velika tijela krupnozrnastih i vrlo krupnozrnastih, loše sortiranih pijesaka koji pokazuju nejasnu kosu slojevitost i sadrže velike količine intraklasta i drugog materijala tipa *lag*-taloga. Bitna značajka slojevitosti su pojave deformacija koje leže preko nepravilno oblikovane površine podinskih naslaga s brojnim tragovima tečenja, nošenja predmeta i zaprečavanja tečenja.

Sve te teksturno-strukturne značajke upućuju na brzo taloženje lošesortiranog krupnozrnastog riječnog nanosa.

– *Masivni pijesci – litofacijesni tip Sm* – se od svih drugih pješčanih litofacijesa jasno razlikuju po tomu što ne sadrže jasnu laminaciju niti kosu slojevitost, ali osim homogenosti mogu pokazivati i gradaciju ili tek mjestimice zamjetljivu laminaciju.

To su tipični talozi gravitacijskog toka, pa je za njih karakteristično da se pojavljuju u malim kanalima kao posljedica urušavanja ili kolapsa riječnih nasipa.

c) Sitnozrnasti klastični litofacijesi (kodna oznaka *F*)

Sitnozrnasti klastični litofacijesi u prvom redu obuhvaćaju sedimente taložene iz suspenzije iz riječnih voda, tj. sitnozrnasti detritus koji po veličini pripada prahu i muljevima. Oni se ne mogu taložiti u aktivnim riječnim kanalima, jer su turbulencija i snaga toka takvi da sitnozrnasti detritus stalno drže u suspenziji. Prah (*silt*), mulj kao smjesa praha i gline, kao i vrlo sitni pijesak talože se stoga u poplavnim ravnicama, napuštenim riječnim kanalima, kao i u napuštenim dijelovima aktivnih kanala koji su izgubili vodu tijekom sezone niskog vodostaja. Debljina taloga pritom je vrlo promjenljiva, a iznosi od svega nekoliko milimetara muljevitih pokrova u malim napuštenim kanalima, pa do desetina ili čak stotina metara na poplavnim ravnicama pri izlijevanju velikih tokova koji su materijal nosili u suspenziji.

Po teksturno-strukturnim značajkama izdvojena su četiri litofacijesa – *Fl*, *Fsm*, *Fm* i *Fr*.

– *Laminirani pijesak, prah i mulj – litofacijesni tip Fl* – obuhvaća laminacijske izmjene mulja, praha i vrlo sitnog pijeska, pri čemu je vrlo sitni pijesak posebice čest u talozima poplavnih ravnica gdje je taloženje bilo iz suspenzije i iz slabih struja koje su prenosile i taložile detritus vučenjem. Unutar lamina i proslojaka sitnog pijeska i praha mogu se pojaviti riplovi vrlo malih dimenzija, a u muljevima i prahovitim talozima obično se nalaze pukotine isušivanja, valovita slojevitost, neravnomjerna bioturbacija, biljni korjenčići, proslojci ugljena i raštrkane pedogenetske nodule.

Za litofacijes *Fl* tipična je mala debljina naslaga, u pravilu od nekoliko centimetara do više metara, pri čemu su pojedine lamine i proslojci obično tanji od nekoliko milimetara. Unutar ovog litofacijesa mogu se pojaviti pojedinačni nekoliko cm debeli ulošci pješčanih litofacijesa *Sr* i *St*, kao posljedica povremenih tokova više energije koji su se kao proboji razlijevali po poplavnoj ravnici i vučenjem prenosili više pješčanog detritusa.

– *Prah i mulj – litofacijesni tip Fsm* – pretežito se sastoji od praha i mulja, pri čemu se kodne oznake

s i *m* odnose na vrstu taloga (*s = silt*, *m = mud*), a ne na *sm – shallow scours, massive* (= masivno s plitkim tragovima deranja). Od litofacijesa *Fl* razlikuje se po tomu što ne sadrži pješčane slojeve ili proslojke.

To su talozi distalnih dijelova poplavnih ravnica koji su taloženi podalje od riječnih kanala kao glavnog izvorišta riječnim tokovima prenošenog klastičnog detritusa.

– *Masivni mulj i prah – litofacijesni tip Fm* – uglavnom obuhvaća muljne zastore (*mud drapes*) koji se često nalaze unutar šljunčanih i pješčanih sedimenata prepletenih rijeka, gdje su taloženi iz stajaćih voda manjih mlaka ili bara preostalih u napuštenim kanalima tijekom niskog vodostaja. Za taj je litofacijes tipična debljina od svega nekoliko milimetara do nekoliko centimetara, kao i pojavljivanje tankih karbonatnih proslojaka, biljnih korjenčića i pukotina isušivanja. Donje slojne površine im odražavaju morfologiju podine, posebice ako sadrži riplove.

– *Slojevi s ostacima korijenja – litofacijesni tip Fr* – često se pojavljuju na poplavnim ravnicama s bujnim raslinjem i obilježavaju razvoj tla u humidnim klimatskim područjima. Za njih je karakterističan izostanak karbonatnih nodula i česta pojava silicijske cementacije kao posljedice otapanja silikatnih minerala. Sastoje se od pijeska, praha ili mulja s prvobitnim unutarslojnim oblicima, poput horizontalne ili kose laminacije ili slojevitosti, koja je obično razorena rastom korijenja ili bioturbacijom. Korijenje je u pravilu istrunulo, a njihovi su kalupi ispunjeni kalcitom ili sideritom.

d) Neklastični litofacijesi (kodna oznaka *C* ili *P*)

U riječnim talozima mogu nastati i kemijski sedimenti, ali u malim količinama. Najvažniji među njima su tla koja se razvijaju u semiaridnim klimatskim područjima. U područjima s humidnom, tropskom klimom u riječnim se sedimentima mogu pojaviti ugljeni, a u onima s aridnom klimom unutar kopnenih *sabkha* mogu nastati evaporiti. Uz takve sedimente koji odražavaju strogo određena klimatska područja izdvojena su i dva posebna litofacijesa – litofacijes pedogenih karbonata (*P*) i litofacijes ugljena (*C*).

– *Pedogeni karbonati – litofacijesni tip P* – su kao različiti teksturno-strukturni oblici razvijeni unutar taloga na poplavnim ravnicama čije su površine tijekom dugotrajnog razdoblja bile izložene procesima trošenja. Pri pedogenetskim procesima glavnu ulogu tijekom kišnih razdoblja ima infiltracija oborinskih voda obogaćenih različitim otopljenim ionima u taloge, a zatim njezina evaporacija i kapilarno dizanje tijekom sušnih razdoblja. Tijekom evaporacije i kapilarnog dizanja u površinskim dijelovima taloga dolazi do koncentracije iona i izlučivanja karbonatnih minerala u obliku karbonatnih cemenata, konkrecija ili nodula (sl. 3–32), odnosno kalkreta ili kalića, kako je pobliže prikazano u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

Pradavna tla (*palaeosols*) su vrlo važni lokalni markeri na temelju kojih se mogu dobiti korisne informacije o stratigrafiji cijelog taložnog prostora, kao i uvjetima i okolišima taloženja naslaga u kojima se pradavna tla pojavljuju.

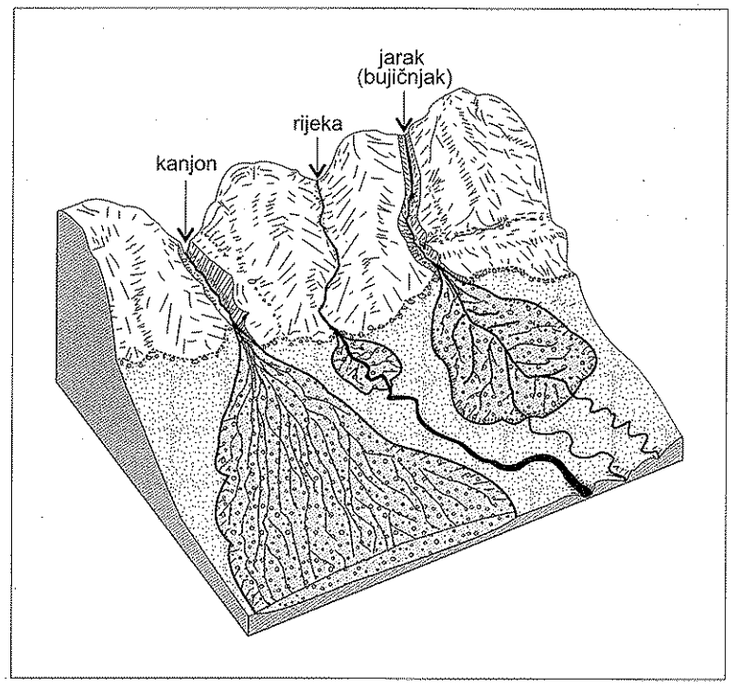
Od sedimenata poplavne ravnice u kojima se pojavljuju pradavna se tla razlikuju drukčijom bojom, različitim teksturno-strukturnim odlikama, mineralnim sastavom i morfologijom nodula.

– *Ugljen – litofacijesni tip C* – se obično pojavljuje unutar sedimenata poplavnih i deltnih ravnica u obliku tankih proslojaka. Ukazuje na povremene močvarne uvjete i tresetišta s velikom akumulacijom biljnih ostataka (poglavlja 10.2 i 10.3).

Najveći dio krupnozrnastih sedimenata riječni tokovi odlažu u aluvijalnim lepezama, a sitnozrnastih sedimenata u riječnim ravnicama, kao i prodelti (poglavlje 16.4).

Aluvijalni sustavi mogu imati vrlo različite okoliše i uvjete taloženja. Sedimentološki, najvažniji su:

– aluvijalne lepeze,
– okoliši meandrirajućih rijeka,



Slika 14–1 Shematski prikaz modela taloženja aluvijalnih lepeza na izlazima riječnih tokova iz uskih dolina gorskih lanaca u ravničarska područja. Na kraju kanjona i jarka akumulirani detritus tvori humidne lepeze na kojima postoje migrirajući kanali koji se radijalno šire od vrha lepeze, a na njezinom se kraju mogu nastaviti u riječno korito.

– okoliši prepletenih rijeka,
– okoliši rijeka s opetovanim račvanjem i spajanjem korita (anastomozirajuće rijeke), i
– okoliši područja izvan riječnih korita.

14.2. Aluvijalne lepeze

14.2.1. Postanak aluvijalnih lepeza i oblici njihovih sedimentnih tijela

Aluvijalne lepeze (*alluvial fans*) *su lepezaste tvorevine manjih ili većih dimenzija nastale nakupljanjem klastičnog materijala na izlazima riječnih tokova iz uskih planinskih dolina u ravničarska područja* (sl. 14–1).

Najčešće nastaju i najljepše su razvijene u semiaridnim klimatskim područjima s rijetkim, ali obilnim i naglim oborinama i snažnom erozijom, posebice u podnožju gorskih masiva. Tu aluvijalne lepeze obično sadrže tzv. **pjedmonske fanglomerate** (*piedmont fanglomerates* – Selley, 1988). Naziv "fanglomerat" (od *fan* = lepeza i *aglomerat* = nanos) primjenjuje se za taloge pjedmonske zone, odnosno zone u podnožju gorskih masiva, a njime se označavaju oblik i litologija sedimentnog tijela. U podnožju gorskih masiva, odnosno u pjedmontskoj zoni, na krajevima planinskih kanjona, riječnih korita i jaraka obično nastaju sustavi međusobno odvojenih ili bočno povezanih – kompleksnih aluvijalnih lepeza.

Taloženje na aluvijalnim lepezama započinje kad riječni tokovi napuštaju svoje uske doline i značajno gube moć transporta detritusa, tj. na prijelazu iz uskih dolina, jaraka ili kanjona gorskih lanaca u ravničarska područja (sl. 14–1). Pretežiti dio taloga koji tvori aluvijalnu lepezu vezan je, u pravilu, uz jaki donos i odlaganje velikih količina detritusa na krajevima kanjona ili planinskih jaraka povremenim periodičnim tokovima visoke energije, tj. bujičnim tokovima (sl. 14–1).

Aluvijalne lepeze se pretežito sastoje od dva tipa sedimenata: nanosa riječnog toka i taloga debritnog toka, odnosno nekog gravitacijskog toka.

Obično prevladavaju **nanosi riječnog toka** (*stream deposits*), koji mogu biti taloženi ili iz povremenih kratkotrajnih (bujičnih) tokova ili iz trajnih vodenih tokova koji imaju odlike sustava kanalnog toka. Pri ekstremno jakim olujnim kišama u gornjem se dijelu lepeze akumuliraju šljunčani nanosi poznati pod imenom **talozi poplavnih tokova** (*flood flow deposits*) ili **poplavne ploče** (*sheet floods*). U gornjem dijelu aluvijalne lepeze mogu se unutar nanosa riječnog toka nakupljati i **kanalni nanosi** (*stream channel deposits*), a mjestimice se na aluvijalnoj lepezi, posebice na prijelazu u njezin donji dio, šljunak može koncentrirati i u obliku krupnih valutica bez sitnozrnastog matriksa kojeg su isprale jake struje, odnosno kao **prosijani talog** (*sieve deposit*). Naime, na prijelazu u donji dio lepeze tok koji nosi pretežito šljunčani detritus s malom količinom sitnozrnastog pjeskovitog i muljevitog taloga naiđe na jako propusnu podlogu izgrađenu od starijih sedimenata aluvijalne lepeze na kojoj naglo izgubi vodu koja pri takvom naglom procjeđivanju kroz propusnu podlogu sa sobom, naravno, povlači i sav sitnozrnasti talog. Na taj se način na površini aluvijalne lepeze akumulira paket čistog šljunčanog materijala bez sitnozrnastog pijeska i mulja (= prosijani talog).

Talozi debritnog toka (*debris-flow deposits*) nastaju ako tok sadrži i prenosi velike količine sitnozrnastog detritusa, dakle mulj i glinu, u obliku guste mase velike gustoće kojom se prenose i krupni klasti, koji se pri naglom "zamrzavanju" toka talože zajedno sa sitnozrnastim detritusom bez ikakve dodatne granulometrijske separacije, osim mjestimice gradacije i imbrikacije plosnatih klasta.

Dimenzije i oblici sedimentnih tijela aluvijalnih lepeza prije svega ovise o površini slivnog područja planinskog riječnog sustava, intenzitetu fizikalnog trošenja stijena, petrološkoj građi i geomorfologiji gorskog i prijelaznog ravničarskog područja, te o klimi, količini i energiji vode povremenih bujica ili stalnih riječnih tokova (sl. 14–1). Aluvijalne lepeze se mogu prostirati na malim ili vrlo velikim površinama – širine im variraju od nekoliko desetaka metara pa do nekoliko kilometara, a dužine od svega nekoliko pa do pedesetak kilometara. Kompleks velike aluvijalne lepeze u pravilu se proteže u prostranu **aluvijalnu ravnicu** (*alluvial plain*) s više prepletenih povremenih ili stalnih kanala, korita i tokova, ili je takva ravnica sastavni dio donjeg dijela prostrane aluvijalne ravnice sa značajkama **ravnice s prepletenim tokovima** (*braided plain*), kako je prikazano na sl. 20–21.

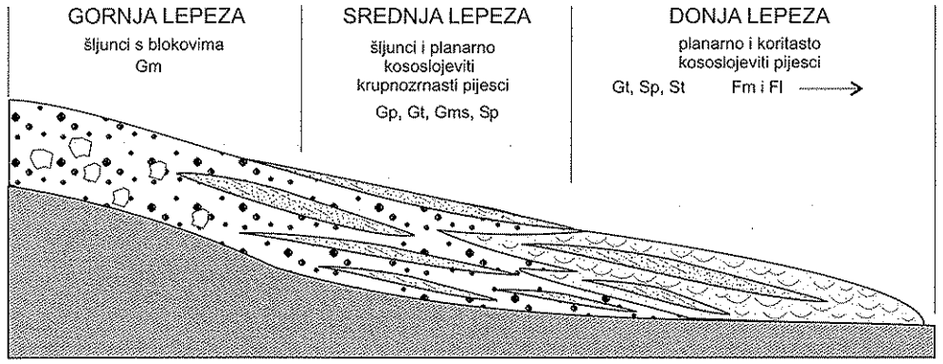
Aluvijalne lepeze dalje u ravničarsko područje, ovisno o geomorfologiji i klimi, postupno prelaze u različite taložne sustave. U područjima s humidnom klimom obično prelaze u prostrane riječne doline sa sustavom prepletenih ili meandrirajućih rijeka, jezerske delte i jezera, a u područjima s aridnom klimom u *plaje* ili *sabkhe*. U priobalnim se područjima u pravilu nastavljaju u marinske delte, plimne ravnice, plaže, a niz podmorske padine i u submarinske ili turbiditne lepeze (vidi sl. 20–11, 20–15 i 20–16B).

Sedimenti aluvijalnih lepeza razmjerno se lako prepoznaju i razlikuju od ostalih aluvijalnih naslaga po lepezastom obliku sedimentnog tijela (sl. 14–1), koje se sastoji od krupnozrnastih šljunaka (fanglomerata) u koje u gornjem, proksimalnom dijelu mogu biti uloženi i blokovi veći od 1 m (sl. 14–2).

Aluvijalne se lepeze u gornjem dijelu, tj. neposredno pri izlazu iz gorskog masiva, odlikuju krupnozrnastim šljuncima/konglomeratima, a dalje niz tok u nižim dijelovima lepeza postupno ima sve više pješčanog detritusa, pa i praha i mulja (sl. 14–2). Paralelno s opadanjem veličine zrna prema donjem dijelu lepeze raste stupanj zaobljenosti valutica. U višim dijelovima aluvijalnih lepeza šljunkovito–pjeskoviti materijal uglavnom se taloži mehanizmom debritnog toka (*debris flow*), koji uz krupnozrnasti detritus sadrži i razmjerno velik udio sitnozrnastog matriksa koji toku daje veliku viskoznost.

U gornjim dijelovima lepeze (sl. 14–2) nagibi sedimentnih tijela obično iznose oko 10–15°, a na rubnim dijelovima i do 30°.

Razlikuju se dva temeljna tipa aluvijalnih lepeza: lepeze s dominacijom riječnog toka ili humidne lepeze, i semiaridne lepeze (Collinson, 1986).



Šljunčani facijesi (G = *Gravel* - šljunak):
Gm - masivni, slabo do srednjosortirani, krupnozrnasti klastnopotporni šljunci, često s imbrikacijom i pojedinačnim krupnim blokovima - olistolitima
Gms - neslojeviti, loše sortirani, matriksnopotporni krupnozrnasti šljunak
Gt - dobrosortirani, krupnozrnasti klastnopotporni šljunak s koritastom kosom slojevitošću
Gp - dobrosortirani, srednjozrnasti do krupnozrnasti planarno kososlojeviti šljunci s postupnim prijelazom od klastnopotpornog u pješčanim matriksom bogati šljunak

Pješčani facijesi (S = *Sand* - pijesak):
Sh - dobrosortirani srednjozrnasti do krupnozrnasti pijesak s horizontalnom laminacijom
St - dobrosortirani srednjozrnasti do krupnozrnasti pijesak s koritastom kosom slojevitošću
Sp - dobrosortirani srednjozrnasti do krupnozrnasti pijesak s planarnom kosom slojevitošću

Muljeviti facijesi (F = *Fine-grained* - sitnozrnasti):
Fm - masivni, u pravilu bioturbirani, prahovitim detritusom bogati mulj (muljnjak)
Fl - tankohorizontalno laminirani mulj (muljnjak)

Pedogene tvorevine:
P - pedogene karbonatne konkrecije

Slika 14–2 Shematski prikaz facijesnih značajki gornjeg, srednjeg i donjeg dijela aluvijalne lepeze humidnog tipa (modificirano prema McGovenu i Groatu, 1971, te Miallu, 1977, 1996).

Aluvijalne lepeze s dominacijom riječnog toka (*stream-alluvial fans*) ili **humidne lepeze** imaju riječne kanale koji stalno bočno migriraju i radijalno se šire od vrha lepeze (sl. 14–1). To su područja s najvećim obrocima akumulacije taloga. Na recentnim aluvijalnim ravnicama humidnog tipa u pravilu postoje brojna stalna i/ili povremena prepletena korita, multiplicirani kanali i tokovi međusobno odvojeni šljunčano–pješčanim prudovima, odnosno riječni tokovi tipa prepletenih rijeka (poglavlje 14.3). Zbog stalne migracije kanala, erozije i odlaganja detritusa u obliku prudova, obroci taloženja su manje–više jednolični uz uglavnom ujednačeno prekrivanje područja aluvijalne lepeze novim talozima.

Humidne aluvijalne lepeze odlikuju se debelim ciklusima kanalnih sedimenata izgrađenih od krupnozrnastih šljunaka koji postupno završavaju

prudovima. Bitna značajka tih šljunčanih nanosa je dobro izražena imbrikacija ako sadrže plosnate valutice, te lećasti pješčani ulošci s kosom laminacijom kao posljedicom migracije riplova.

Semiaridne aluvijalne lepeze klasični su primjeri aluvijalnih lepeza tektonski aktivnih rubova taložnih bazena gdje u procesu taloženja djelomice sudjeluje prijenos materijala mehanizmom masenih tokova (*mass-flow*).

U gornjem dijelu semiaridne lepeze dominiraju talozi nastali akumulacijom detritusa iz debritnih tokova, uglavnom u obliku malih **režnjeva** ili **lobova**, a rjeđe kao bočno široko rasprostranjeni prostrani **pločasti** ili **pokrovni talozi** (*sheet deposits*).

U donjem dijelu semiaridne lepeze, za razliku od gornjeg dijela, prevladavaju **pločasti poplavni talozi** (*sheet flood deposits*) nastali iz slabo viskoznih tokova. To su dobrosortirani pijesci i šljunci s lećastom, mjestimice i kosom slojevitošću. Oko prepletenih prudova na prijelazu u donji dio lepeze koncentrirani su sedimenti siromašni sitnozrnastim detritusom zbog naglog gubitka vode i sitnog detritusa iz toka kroz izrazito propusne i porozne starije šljunčane nanose. To su ranije spomenuti šljunčani "prosijani talozi" (*sieve deposits*).

Glavne značajke taloga gornjeg, srednjeg i donjeg dijela aluvijalnih lepeza humidnog tipa prikazane su na sl. 14–2. Na temelju radova više autora (McGoven i Groat, 1971; Miall, 1977, 1996; Einsele, 1992), bitne značajke gornjeg, srednjeg i donjeg dijela aluvijalnih lepeza humidnog tipa mogu se sumirati u sljedeće:

Gornja lepeza ("proksimalni dio aluvijalne lepeze" – McGoven i Groat, 1971) sastoji se od masivnog, slabo do srednje sortiranog, krupnozrnastog klastnopotpornog šljunka (*Gm*), koji obično pokazuje jasnu imbrikaciju i sadrži pojedinačne krupne blokove promjera nekoliko desetaka dm do 2 m.

Srednja lepeza se odlikuje karakterističnom učestalom izmjenom neslojevitih, loše sortiranih krupnozrnastih matriksnopotpornih (*Gms*) i dobro sortiranih krupnozrnastih klastnopotpornih planarno i koritasto kososlojevitih šljunaka (*Gp*, *Gt*), te uložaka planarno kososlojevitih pijesaka (*Sp*) različite debljine, granulometrijskog sastava i stupnja sortiranosti.

Donja lepeza ("distalno područje aluvijalne lepeze" – McGoven i Groat, 1971) zauzima vrlo široko područje u kojem prevladavaju dobro sortirani srednjo- do krupnozrnasti pijesci s planarnom, tabularnom i koritastom kosom slojevitošću (*Sp*, *St*) nad dobro sortiranim, krupnozrnastim klastnopotpornim šljuncima s koritastom kosom slojevitošću (*Gt*) i masivnim (*Fm*) i horizontalno laminiranim (*Fl*) muljevitim talozima (sl. 14–2).

Na vrlo blago nagnutim prostranim donjim dijelovima aluvijalnih lepeza razina temeljne vode može biti tik uz ili na samoj površini lepeze, pa tu mogu nastati **močvare** ili **bare** (*swamps*).

Na temelju prevladavajućeg tipa toka Stanistreet i McCarthy (1993) su aluvijalne lepeze podijelili u tri skupine:

a) aluvijalne lepeze s prevlašću debritnog toka,
b) aluvijalne lepeze s prepletenim fluvijalnim tokovima, i
c) fluvijalne lepeze sa slabo sinusoidnim/meandrirajućim tokovima.

a) Aluvijalne lepeze s prevlašću debritnog toka (*debris flow dominated fans*) imaju strmu lepeznu površinu s nagibima između 0,6 i 6° na kojoj ima malo vegetacije. To su lepeze malih dimenzija, obično promjera do 10 km, koje uglavnom nastaju u područjima s aridnom klimom gdje su najčešći gravitacijski tokovi tijekom kratkotrajnih i obilnih pljuskova. *Unutarnji dio lepeze* (*inner fan*), tj. gornji dio lepeze koji je smješten u kanjonskom dijelu i na samom izlazu iz kanjona ili planinskog dijela riječnog korita, sastoji se od brojnih kanala sa značajkama proksimalnih debritnih tokova. *Srednja lepeza* (*mid fan*) se odlikuje distalnim debritnim tokovima i prekrivajućim tokovima, a *vanjska lepeza* (*outer fan*) prekrivajućim tokovima i plitkim prepletenim rječicama.

b) Aluvijalne lepeze s prepletenim fluvijalnim tokovima (*braided fluvial fans*) nemaju strmu lepeznu površinu, nagib im je blag (između 0,2 i 0,6°), a duž kanala postoji nešto vegetacije. Mogu imati

velike dimenzije, s uzdužnim osima dužine i do 100 km. *Unutarnji dio lepeze* sastoji se od uzdužnih šljunčanih prudova, *srednja lepeza* od uzdužnih šljunčanih prudova i poprečnih pješčanih prudova, a *vanjska lepeza* od poprečnih pješčanih prudova i dina.

c) Fluvijalne lepeze sa slabo sinusoidnim/meandrirajućim tokovima (*low sinuosity/meandering fluvial fans*) imaju gotovo ravnu lepeznu površinu s nagibom od oko 0,2°, obraslu vegetacijom. U pravilu su to lepeze velikih dimenzija, s promjerima do 150 km, kako je to, primjerice, slučaj s recentnom lepezom Okovanga u sjeverozapadnoj Botswani. *Unutarnji dio lepeze* sadrži aktivne meandarske pojasove oko kojih se nalaze stalne močvare s bujnom obalnom vegetacijom. *Srednja lepeza* se odlikuje slabo sinusoidnim/anastomozirajućim usječenim riječnim koritima duž kojih raste bujna vegetacija, a *vanjska lepeza* slabo sinusoidnim/anastomozirajućim usječenim riječnim koritima duž kojih raste bujna vegetacija i malim i po dužini ograničenim kanalima.

14.2.2. Glavne teksturno-strukturne značajke sedimenata aluvijalnih lepeza

Najvažnije značajke sedimenata aluvijalnih lepeza, kako je to shematski prikazano na sl. 14–2 i 14–3, su:

- velika količina šljunka (*fanglomerata*) s blokovima (šljunčani litofacijes *Gm*) u proksimalnom području ili gornjoj lepezi, pri čemu šljunci u srednjoj lepezi obično sadrže i muljeviti matriks (šljunčani litofacijes *Gms*);
- smanjenje veličine zrna prema nižim dijelovima lepeze uz prevlast pješčanih litofacijesa tipa *Sp* i *St* u srednjoj i sitnozrnastih klastičnih litofacijesa *Fm* i *Fl* u donjoj lepezi;
- jasni *ciklusi pokrupnjavanja naviše* debljine nekoliko metara;
- lepeza se na rubnim dijelovima širi uz stanjivanje, tj. smanjenje debljine, a
- u vertikalnom slijedu sedimenata nema postupnog prijelaza u sitnozrnaste pješčane taloge, kako je to slučaj u talozima prepletenih rijeka, jer je aluvijalna lepeza obično prekrivena muljevitim talozima poplavne ravnice ili, ako progradira u jezero, jezerskim sedimentima.

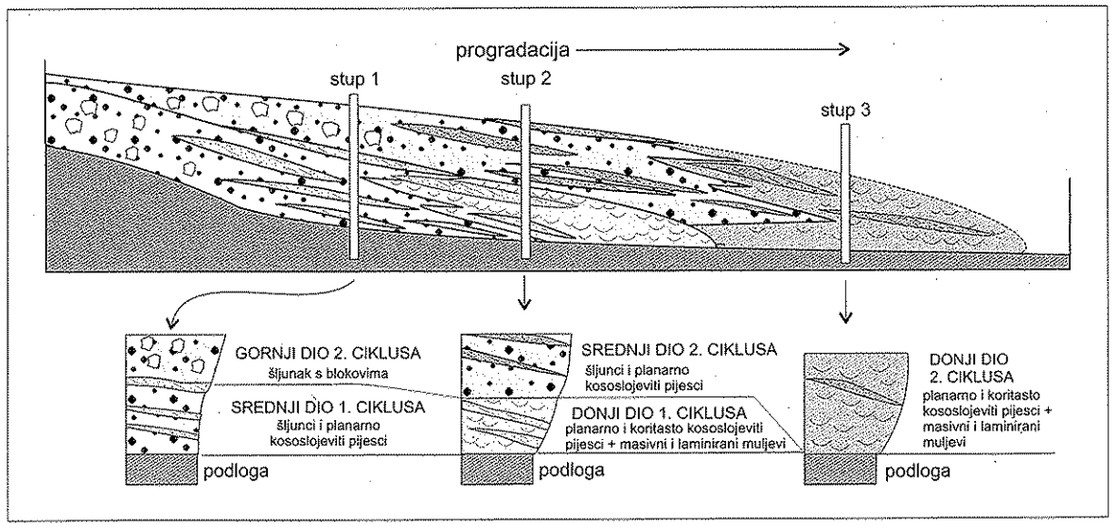
Za aluvijalne lepeze koje zbog kontinuiranog tektonskog izdizanja gornjeg dijela područja s bujičnim ili riječnim sustavom ili spuštanja nizinskog područja progradiraju u niže predjele, tj. u dolinu, karakterističan je vertikalni slijed taloga u obliku **ciklusa pokrupnjavanja naviše** (*coarsening-upward cycles*), kako je to shematski prikazano na sl. 14–3.

Progradacijom aluvijalna lepeza postupno sve više napreduje u dolinu, širi se i pritom svojim talozima prekriva podlogu, tako da se u najudaljenijim – distalnim – dijelovima (stup 3 na sl. 14–3) na podlozi talože pješčano–muljeviti talozi donje lepeze.

Istodobno u srednjem dijelu taložnog prostora aluvijalne lepeze (stup 2 na sl. 14–3) na pješčano–muljevitim talozima donjeg dijela aluvijalne lepeze taloženima u prvom taložnom ciklusu (donji dio 1. ciklusa na sl. 14–3) talože se matriksnopotporni šljunci i planarno i koritasto kososlojeviti pijesci srednje lepeze drugog taložnog ciklusa (srednji dio 2. taložnog ciklusa na sl. 14–3).

U gornjem dijelu taložnog prostora aluvijalne lepeze (stup 1 na sl. 14–3) na šljunčano–pješčanim talozima srednje lepeze taloženim tijekom 1. ciklusa slijede, međutim, krupnozrnasti šljunci s blokovima gornje lepeze koji su taloženi tijekom 2. taložnog ciklusa.

Na opisani način pri progradacijskom taložnom sustavu na različitim mjestima unutar aluvijalne lepeze humidnog tipa nastaju *ciklusi pokrupnjavanja naviše* kao posljedica vertikalnog slijeda facijesa. Potpuni ciklus započinje pješčano–muljevitim talozima donje lepeze (sitnozrnasti klastični litofacijesi *Fm* i *Fl* i pješčani litofacijesi *Sp* i *St*), nastavlja se planarno kososlojevitim pijescima srednje lepeze (pješčani litofacijes *Sp*) i koritasto i planarno kososlojevitim i matriksnopotpornim šljuncima (šljunčani litofacijesi *Gt*, *Gp* i *Gms*), a završava masivnim krupnozrnastim šljuncima (šljunčani litofacijes *Gm*) gornje lepeze u kojima se mogu pojaviti i pojedinačni krupni blokovi.



Slika 14–3 Shematski prikaz horizontalnog i vertikalnog rasporeda šljunčanih, pješčanih i muljevitih facijesa pri progradaciji aluvijalne lepeze humidnog tipa. Bočno se unutar aluvijalne lepeze talože *ciklusi pokrupnjavanja naviše* različitog sastava kao posljedica vertikalnog slijeda taloga donjeg, srednjeg i gornjeg dijela aluvijalne lepeze.

U slučajevima daljnje progradacije ciklus može završiti i krupnozrnastim ispunama riječnog korita ili ispunama bujičnih kanala.

14.3. Okoliši prepletenih rijeka

14.3.1. Definicija, granulometrijski sastav i oblici sedimentnih tijela taložnog sustava prepletenih rijeka

Prepletene rijeke (*braided rivers*) *su takav riječni sustav u kojemu rijeka pri normalnom i niskom vodostaju ima unutar glavnog korita više međusobno prepletenih manjih, povremenih korita, kanala i tokova međusobno odvojenih šljunčano–pješčanim prudovima, odnosno više multipliciranih kanala, a pri visokom vodostaju cijelo je glavno korito pod vodom.* Povremena korita, multiplicirani kanali i tokovi unutar glavnog korita u razdobljima normalnog i niskog vodostaja neprestano mijenjaju svoj položaj, oblik, brzinu toka i količinu vode i međusobno se isprepliću. Pri visokim vodostajima pojedinačna prepletena korita i tokovi, kao i prudovi između njih, poplavljeni su i tvore jedinstveni riječni tok unutar jednog velikog – glavnog – korita (sl. 14–6).

Sinusoidnost korita ili *indeks zavojitosti*, tj. odnos između dužina kanala i dužina dolina po kojima se tokovi kreću, je kod sustava prepletenih rijeka vrlo nizak, reda veličine P = 1,1–1,2. Osim toga, za prepletene rijeke je karakterističan vrlo veliki odnos širine prema dubini korita, ponegdje i >300, tj. prepletene rijeke se odlikuju vrlo širokim i plitkim koritima. Taj se riječni sustav obično razvija blizu područja s visokim reljefom koje u fluvijalni sustav daje veliku količinu šljunčanog i pješčanog detritusa.

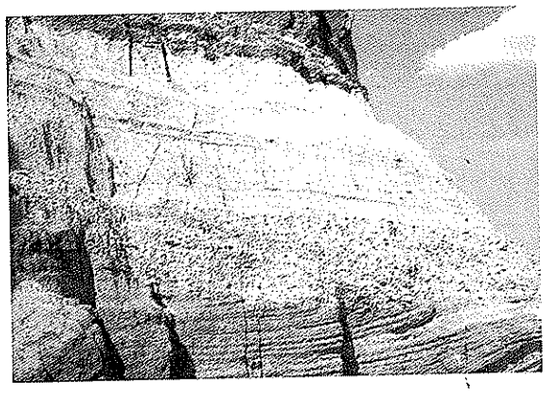
Recentni okoliši prepletenih rijeka najčešće se nalaze na aluvijalnim lepezama (sl. 14–1), posebice na "lepezama s prepletenim fluvijalnim tokovima" (Stanistreet i McCarthy, 1993). Odlikuju se velikim količinama krupnozrnastog šljunčanog sedimenta. U taložnim sustavima recentnih prepletenih rijeka tijela pločastih oblika (= pločasti pokrovni talozi)

uglavnom imaju dužine oko 20 km i debljine oko 40 m, a kanali se odlikuju vrlo visokim odnosom širine i dužine (50:1 do 500:1), uz godišnju bočnu migraciju i preko 1 km (Einsele, 1992).

Bitna značajka sedimenata prepletenih rijeka su nepravilne i česte bočne i vertikalne promjene različitih teksturno-strukturnih i granulometrijskih vrsta taloga zbog brze bočne migracije korita i prudova u vremenu i prostoru. Općenito, talozi prepletenih rijeka sadrže znatno više šljunka/konglomerata od taloga meandrirajućih rijeka i tvore **pločasta sedimentna tijela** ili **tijela oblika pokrova** (*sheet-like body*).

U talozima prepletenih rijeka razlikuju se sljedeći glavni tipovi taloga:

- ispune korita i kanala,
- šljunčani poprečni pločasti prudovi,
- prudovi na zavojima korita,
- prijelazni i uzdužni prudovi, i
- jezičasti pješčani prudovi.



Slika 14–4 Ciklus positnjavanja naviše kanalne ispune, odnosno ispuna kanala (ispuna korita), nastao ispunjavanjem povremeno aktivnog korita unutar taložnog sustava prepletene rijeke. Povremeni tok je tijekom niskog vodostaja unutar jedinstvenog širokog korita donjeg dijela prepletene rijeke (Saskatchewan tipa) erodirao pijeske s koritastom kosom slojevitošću. Kvartar – pjeskokop Jerovec kraj Ivanca (Hrvatsko zagorje).

Ispune korita i kanala (*channel fill*) imaju najveću debljinu u gornjem dijelu toka prepletenih rijeka gdje su multiplicirani kanali i korita dublji i s manjim indeksom zavojitosti, a prema donjim dijelovima toka postaju sve tanje jer su korita i kanali plići, više zavojiti i učestalo međusobno prepleteni. Sastoje se od masivnih do horizontalno debeloslojevitih, klastnopotpornih šljunaka, često s erozijskom osnovom i lećama gline i kososlojevitih sitnozrnastih pijesaka. Valutice često pokazuju jasnu imbrikaciju. Kompletna ispuna kanala ili korita (sl. 14–4) taložena je kao **ciklus positnjavanja naviše kanalne ispune** (*fining-upward channel fill cycle*).

Šljunčani poprečni pločasti prudovi (*transversal sheet bars*) uobičajeni su u gornjem dijelu sustava prepletenih rijeka. Nastaju u proksimalnim predjelima prepletenih rijeka s multipliciranim kanalima kao ispune kanala zbog brzog nagomilavanja valutica koje je tok donosio povremeno. Pritom prud migrira ne samo paralelno sa strujom već i bočno, što rezultira taloženjem šljunčanih planarnih pločastih tijela koja pokazuju nejasnu slojevitost (Miall, 1985).

Prudovi na zavojima korita (*channel loop bars*) nalaze se na vanjskim i unutarnjim stranama zavoja korita i/ili kanala i obično su vezani uz uzdužne prudove. Odlikuju se *ciklusima positnjavanja naviše*.

Prijelazni i uzdužni prudovi (*longitudinal bars*) su najčešći u srednjem dijelu aluvijalne lepeze sa sustavom prepletenih rijeka, a sastoje se od masivnog ili nejasno slojevitog šljunka.

Jezičasti pješčani prudovi (*linguoid sand bars*) nastaju u širokim i plitkim koritima i/ili kanalima u donjim – distalnim – dijelovima sustava prepletenih rijeka. Sastoje se od planarno i tabularno kososlojevitih pijesaka sa ili bez valutica šljunka.

Pri sedimentološkim istraživanjima i interpretacijama uvjeta taloženja sedimenata prepletenih rijeka od velike pomoći istraživačima mogu biti Miallovi (1985, 1996) "arhitekturalni elementi fluvijalnih taloga" svrstani po pojedinim taložnim elementima na temelju sadržaja litofacijesnih tipova, geometrije

i oblika sedimentnih tijela, kako to prikazuje tablica 14–2. Pri primjeni ove klasifikacije na terenu treba uzeti u obzir tri bitna čimbenika: dimenzije pojedinih arhitekturalnih elemenata, proslojavanje i međusobnu gradaciju.

U pogledu dimenzija pojedinih arhitekturalnih elemenata važno je imati na umu da su one za pojedine elemente unutar različitih naslaga vrlo različite. Mnogi talozi mogu se jednostavno na temelju dimenzija podijeliti na kanale (CH) i prekonasipne sitnozrnaste naslage (FF) i bez ove klasifikacije. Međutim, pri potpodjeli ovih elemenata na manje kanale i prudove, različite tipove poplavnih taloga i sl. mogu se dobiti mnogi važni podaci. Posebice je to značajno za male izdanke sa zajednicom kososlojevitih pješčenjaka ili konglomerata koji mogu, primjerice, pripadati taložnim tipovima SB ili GB, a ne makrooblicima tipa DA ili LA.

Proslojavanje pojedinih taložnih tipova može s obzirom na dimenzije biti kod pojedinih litofacijesa na razini seta ili koseta, primjerice aluvijalni fanglomerati obuhvaćaju kupolaste hrpe GB tipa koje obično sadrže tanke vrpce ili nizove kososlojevitih pješčenjaka SB tipa, a mnogi pješčani makrooblici LA tipa su presvučeni tankim lećama muljeva koje predstavljaju ostatke FF tipa.

Promjena gradacije je najčešće posljedica postupnih bočnih prijelaza jednog taložnog tipa u drugi. To je, primjerice, slučaj s pijescima taloženim u srednjem dijelu ravnog dna kanala (tip CH) koji bočnim prirastom duž svojih rubova i smjerom toka mogu završavati kao makrooblici tipa DA. Međutim, tip DA može i bočno po pružanju prelaziti u tip LA.

Šljunci/konglomerati i pijesci/pješčenjaci s vrlo malim udjelom sitnozrnastih muljeva i glina (pelitnih klastita) temeljna su litološka značajka taloga prepletenih rijeka. Unutar taložnog sustava prepletenih rijeka Miall (1977, 1996) razlikuje tri tipa šljunčanih (*Gm*, *Gt*, *Gp*), pet tipova pješčanih (*St*, *Sp*, Sc, *Sh*, *Ss*) i dva tipa sitnozrnastih muljevitih (*Fm*, *Fl*) litofacijesa (tablica 14–1).

Šljunci, odnosno konglomerati prepletenih rijeka pretežito se sastoje od valutica promjera do 64 mm, ali i pojedinačnih blokova promjera i većih od 30 cm. Glavni su sedimenti **pločastih** i **uzdužnih prudova i korita**, odnosno **ispuna kanala**. Pojavljuju se u obliku debeloslojevitih ili masivnih šljunaka/konglomerata bez sitnozrnastog matriksa (litofacijes *Gm*), a ako sadrže pjeskovito–prahoviti matriks to je uglavnom materijal koji je naknadno, nakon taloženja šljunka, usipavan i naplavljivan u međuprostore valutica. Valutice obično pokazuju jasnu imbrikaciju, a usamljeni tanki ulošci pješčanih sedimenata u njima mogu biti koso slojeviti.

Šljunci taloženi u malim koritima (ispunama kanala) pokazuju jasnu koritastu kosu slojevitost s nagibom kosih lamina do 30° (litofacijes *Gt*), a oni taloženi u obliku jezičastih prudova ili bočnih delta na ostacima starijih prudova tabularnu kosu slojevitost sa setovima debljine uglavnom od 0,25 do 4 m (litofacijes *Gp*).

Krupnozrnasti pjeskoviti talozi prepletenih rijeka sastoje se od debelih slojeva koji uz zrnca dimenzija srednjeg i krupnog pijeska obično sadrže i valutice sitnog šljunka. Redovito pokazuju jasno razvijenu koritastu kosu slojevitost koja sadrži kosetove velike debljine (Allen, 1963), tj. pripadaju litofacijesu *St* sa setovima debljine 5–60 cm, širine do 3 m i dužine do 6 m. Osnovica im je erozijska. To su talozi nižeg režima toka i pješčanih dina.

Krupnozrnasti i srednjozrnasti pješčani sedimenti taloženi su u uvjetima nešto niže energije toka u obliku pješčanih dina, pješčanih valova ili jezičastih prudova. Bitna odlika im je planarna kosa slojevitost sa setovima debljine uglavnom do 1 m, ponegdje od 0,5 do 5 m, te nagibom setova od 15 do 35° (litofacijes *Sp*). Krupnozrnasti i srednjozrnasti pijesci s kosom slojevitošću malih dimenzija mogu se taložiti i kao ispune erozijskih kanala i tragova deranja (*scour-fill sands*) dubine do 45 cm i širine do 3 m, tj. kao litofacijes *Ss*.

Srednjozrnasti i sitnozrnasti pješčani talozi taloženi su pri još nižoj energiji toka u plitkoj vodi. Pokazuju kosu laminaciju i riplove s amplitudama do 5 cm, a porastom udjela sitnozrnastog detritusa kosa je laminacija zamijenjena horizontalnom laminacijom i sedimentnom lineacijom (litofacijesi *Sc*, *Sh*). Dobrosortirani sitnozrnasti do srednjozrnasti pijesci s malim riplovima mogu se taložiti i u obliku malih dvodimenzionalnih riplova (litofacijes *Sr*).

TALOŽNI TIP	SIMBOL	GLAVNI SKUP LITOFACIJESA	GEOMETRIJA I MEĐUSOBNI ODNOSI
kanali (*channels*)	CH	sve kombinacije	prstasta, lećasta ili pločasta tijela; konkavna erozijska osnovica; jako promjenljivi oblici i dimenzije; česte unutarnje naviše konkavne erozijske površine 3. reda
šljunčani prudovi i slojni oblici (*gravel bars and bedforms*)	GB	Gm, Gt, Gp	leće, tanki pokrivači (blanketi); većinom pločasta tijela; često proslojena sa SB
pješčani slojni oblici (*sandy bedforms*)	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	leće, ploče, tanki pokrivači (blanketi), klinovi; pojavljuju se kao ispune kanala, probojne lepeze, manji prudovi
makrooblik nastao prirastom u donjem toku (*downstream-accretion macroform*)	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	ostaci leća na ravnici ili izdubljenom dnu kanala, s unutarnjom erozijskom površinom 3. reda i na gornjoj granici površinom 4. reda
makrooblik nastao bočnim prirastom (*lateral-accretion macroform*)	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, rjeđe Gm, Gt, Gp	klinovi, ploče, režnjevi; odlikuju se unutarnjim bočno priraslim površinama 3. reda
vododerine i jarci nastali deranjem (*scour hollows*)	HO	Gh, Gt, St, Sl	vododerinski jarci koritastih oblika s asimetričnim ispunama
sedimentni gravitacijski tokovi (*sediment gravity flows*)	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	režnjevi, ploče, za koje je tipično proslojavanje s GB
laminirana pješčana ploča (*laminated sand sheet*)	LS	Sh, Sl; podređeno Sp, Sr	ploče, tanki pokrivači (blanketi)
prekonasipni sitnozrnasti talozi (*overbank fines*)	FF	Fm, Fl	tanji do deblji pokrivači (blanketi); često proslojeni s SB; mogu ispunjavati napuštene kanale

Tablica 14–2 Arhitekturalni elementi fluvijalnih taloga (Miall, 1996).

Muljeviti i glinoviti (pelitni) sedimenti uglavnom se unutar taloga prepletenih rijeka pojavljuju samo u izoliranim dijelovima riječnog sustava, u pravilu u stajaćim vodama preostalim u dijelovima korita nakon promjene režima toka.

To su litofacijesi *Fm*, *Fl*, *C* i *P* u obliku tankoslojevitih i laminiranih izmjena pjeskovitog praha, mulja i gline s malim riplovima, valovitom laminacijom, bioturbacijom, korjenčićima, sitnim nakupinama i uloščima ugljena, mjestimice kalkretnim nodulama, hematitom i getitom, a na gornjim slojnim površinama i pukotinama isušivanja.

14.3.2. Značajke proksimalnih i distalnih područja taložnog sustava prepletenih rijeka

U taložnom sustavu prepletenih rijeka jasno se prema granulometrijskom sastavu i teksturno-strukturnim značajkama odvajaju: a) gornji ili proksimalni, b) srednji, i c) donji ili distalni dio.

a) U gornjem, proksimalnom dijelu taložnog sustava prepletenih rijeka, kome obično pripada i dio aluvijalnih lepeza, talože se uglavnom samo masivni šljunci (*Gm*) koji imaju klastnopotpornu građu i često erozijsku osnovicu.

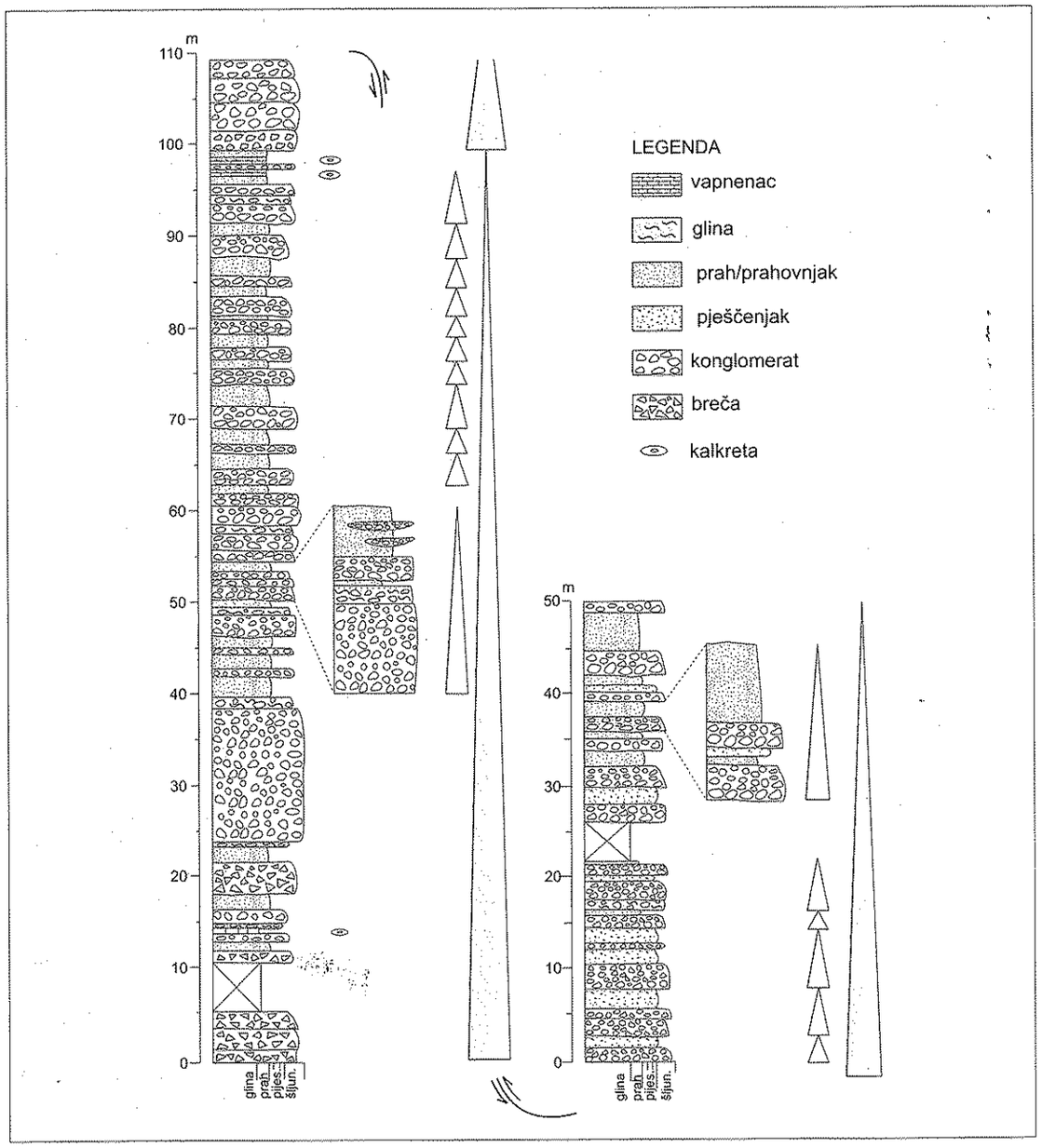
Tipični vertikalni taložni ciklus proksimalnog sustava prepletenih rijeka pretežito je sastavljen od višekratno ponavljanih šljunčanih članova koji su taloženi u kanalnim prudovima pri njihovoj stalnoj bočnoj migraciji. U pravilu mnogi od takvih šljunčanih članova imaju slabije ili jače izraženu gradaciju. Kao međučlanovi pojavljuju se tanje leće kososlojevitih šljunaka (*Gp*, *Gt*) i pijesaka (*St*, *Sp*), koje predstavljaju taloge napuštenih kanala ili pješčane klinove na rubovima prudova. Mjestimice se nalaze tanki proslojci pijesaka s malim riplovima (*Sr*) i opetovani, 1 do 2 metra debeli, šljunčano–pješčani ciklusi positnjavanja naviše.

Općenito, udio šljunka u taložnom ciklusu proksimalnog sustava prepletenih rijeka čini više od 50% ukupnog sastava taloga, a taj se dio slijeda odlikuje masivnom građom. Niz tok pretežito šljunčani talozi postupno prelaze u šljunke sa sve sitnijim valuticama i mjestimičnim proslojcima pijesaka *St* i *Sp* tipa. Međutim, u nižim jače aktivnim kanalima i dalje izrazito prevladavaju šljunčani kanalni prudovi, dok je krupnozrnasti i šljunkoviti pijesak češći na topografski višim dijelovima unutar proksimalnog područja taložnog sustava prepletenih rijeka. U sedimentološkoj literaturi takav je tip prepletenih rijeka poznat kao **Scottov tip prepletenih rijeka** (Miall, 1978, 1985).

Proksimalni taložni sustav prepletenih rijeka s dobro razvijenom aluvijalnom lepezom s dva megaciklusa positnjavanja naviše koji se sastoje od brojnih tanjih ciklusa positnjavanja naviše opisali su i interpretirali unutar donjomiocenskih slatkovodnih naslaga u središnjem dijelu Požeške gore Pavelić i Kovačić (1999). Ciklusi positnjavanja naviše imaju debljine između 0,5 i 7,8 m i započinju šljunčanim talozima riječnih prudova, tj. masivnim klastnopotpornim konglomeratima (*Gc*), koji se obično nalaze na bazalnom *lag*-sedimentu. Na njima slijede sitnozrnasti do krupnozrnasti pješčenjaci (*Sh*) taloženi kao pješčane prevlake preko prudova, a ciklusi završavaju sitnozrnastim talozima poplavnih ravnica – prahovnjacima (*Fl*), prahovnjacima s raštrkanim valuticama (*F2*), i konkrecijama (*C*). Autori smatraju da su tanji ciklusi positnjavanja naviše nastali alocikličkim procesima, tj. kao posljedica bočne migracije tokova zbog vertikalne agradacije uzdužnih prudova ili migracije glavnog korita prepletene rijeke, a da su dva megaciklusa, od kojih prvi ima debljinu oko 100, a drugi približno 50 m (sl. 14–5), posljedica alocikličkih procesa vezanih uz pulsirajuću sinsedimentacijsku tektoniku. Megaciklusi su se razvili usporedno s povlačenjem fronte rasjednih brazgotina u planinski masiv, kao posljedica normalnog rasjedanja duž aktivnog ruba taložnog prostora koji se širio.

Na sl. 14–6 prikazan je primjer sedimentacijskog modela proksimalnog – šljunkom bogatog – taložnog sustava prepletene rijeke u jezerskim i aluvijalnim naslagama donjeg miocena (otnanga) na području Kalnika prema interpretaciji Pavelića i dr. (2001). Autori smatraju da je šljunkom bogati taložni sustav prepletenih rijeka postojao samo u ranoj aluvijalnoj fazi u uvjetima semiaridne klime, a da je kasnije uspostavljen jezerski taložni sustav u uvjetima humidne klime s taloženjem pretežito lapora, mjestimice s krupnozrnastim materijalom. Temeljna značajka taložnog sustava prepletenih rijeka je taloženje velikih količina masivnih klastnopotpornih (*Gc*) i planarno kososlojevitih šljunaka (*Gp*), danas konglomerata, u obliku prudova pri visokoj energiji toka, kao i praha i muljeva, danas prahovnjaka i muljnjaka (*Fl* i *F2*), kao taloga poplavne ravnice. Pobliža interpretacija dana je u opisu slike 14–6.

b) U srednjem dijelu taložnog sustava prepletenih rijeka udio šljunka varira između 10 i 70% od ukupnog taloga, a kao posljedica bočne migracije šljunčano–pješčanih prudova, kao i njihove migraci-



Slika 14–5 Megaciklusi positnjavnja naviše debljine 100 i 50 m sastavljeni od više tanjih ciklusa positnjavanja naviše iz donjomiocenskih slatkovodnih naslaga središnjeg dijela Požeške gore (iz Pavelić i Kovačić, 1999). Legenda oznaka: *Gc* = masivni klastnopotporni konglomerati taloženi kao riječni prudovi; *Gmu* = masivni matriksnopotporni konglomerati taloženi gravitacijskim mehanizmima iz plastičnih debritnih tokova; *Ge* = leće sitnozrnastih konglomerata – talozi manjih korita i kanala probojnih lepeza; *Sh* = horizontalno laminirani sitnozrnasti do krupnozrnasti pješčenjaci taloženi pri visokom režimu toka kao pješčane prevlake preko riječnih prudova; *F1* = masivni prahovnjaci – talozi poplavnih ravnica; *F2* = prahovnjaci s raštrkanim valuticama i konkrecijama – talozi poplavnih ravnica.

je niz tok tu se redovito pojavljuju šljunci i pijesci s planarnom i koritastom kosom slojevitošću (*Gt*, *Gp*, *St*, *Sp*), uz pretežito još uvijek masivne šljunke (*Gm*). Ponegdje se mogu pojaviti i tanji proslojci pijesaka s malim riplovima ili horizontalnom laminacijom (*Sr*, *Sh*).

Zbog bočne migracije kanala i napuštanja kanala naglim premještanjem pri porastu vodostaja, naglo akumulirani talozi tvore *cikluse kanalnih ispuna sa stanjivanjem naviše* (*thinning-upward channel fill cycle*), obično debljine nekoliko metara. Ti su kanali tipične značajke srednjeg dijela taložnog sustava prepletenih rijeka, koji je u sedimentološkoj literaturi poznat kao poseban, **Donjek tip prepletenih rijeka** (Miall, 1985).

Zajednice Scottovog i Donjek tipa taloga prepletenih rijeka opisao je Mrinjek (1993a) u aluvijalnom dijelu Prominskih naslaga sjeverne Dalmacije jugoistočno od Karina (sl. 14–7 i 14–8).

Za gornji, proksimalni dio tih naslaga (Scottov tip – sl. 14–7) karakteristične su pretežito konglomeratne zajednice s ciklusima debljina od 4,5 do 15 m, sastavljene od masivnih klastnopotpornih konglomerata (*Gm*) i međuslojeva konglomerata s koritastom i planarnom kosom slojevitošću (*Gt*, *Gp*), te tanjih proslojaka koritasto kososlojevitih i horizontalnoslojevitih pješčenjaka i pješčenjaka s laminacijom malih riplova (*St*, *Sh*, *Sr*).

Za donji, distalniji dio slijeda aluvijalnog dijela Prominskih naslaga (Donjek tip – sl. 14–8), karakteristični su ciklusi facijesnih zajednica debljine 1 do 10 m, koji su u bazi pretežito sastavljeni od dobrosortiranih klastnopotpornih koritasto kososlojevitih konglomerata (*Gt*) i dobrosortiranih krupnozrnastih, rjeđe i srednjozrnastih do sitnozrnastih koritasto kososlojevitih i horizontalno laminiranih pješčenjaka (*St, Sh*) i prahovitih muljnjaka – lapora (*Fm*). Spomenute vertikalne zajednice facijesa unutar taložnog sustava prepletenih rijeka objašnjene su riječnim donosom i akumulacijom detritusa koji potječe od višestrukog reverznog rasjedanja u zaleđu slijevnog područja i snažne erozije tektonski izdignutog terena tijekom tektonskog mirovanja (Mrinjek, 1993).

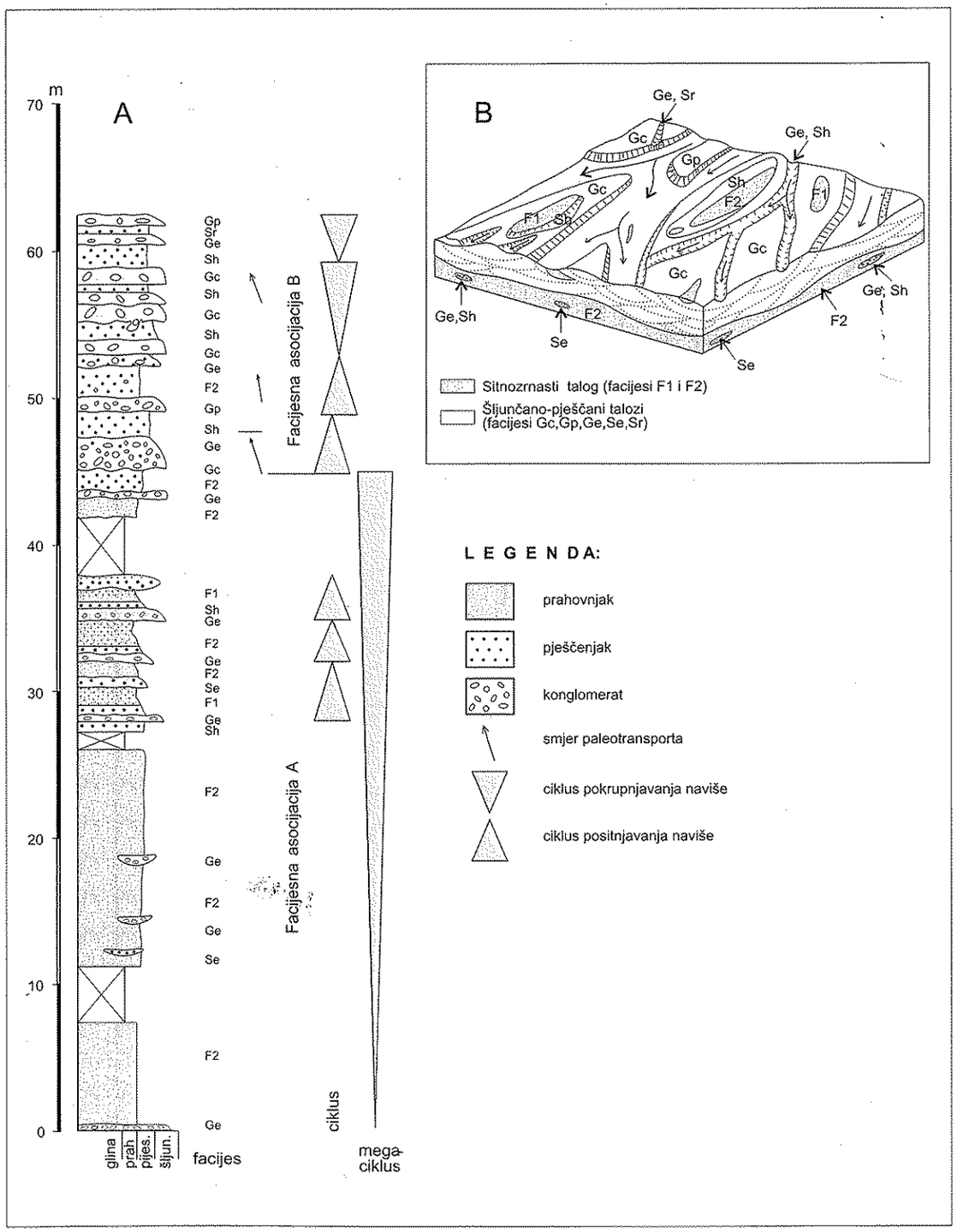
U nižem srednjem dijelu taložnog sustava prepletenih rijeka uglavnom se mogu taložiti samo pijesci s koritastom i planarnom kosom slojevitošću malih dimenzija (*St*, *Sp*), te proslojci horizontalno ili kosolaminiranih izmjena sitnozrnastog pijeska (*Sh*), praha i muljeva (*Fm*, *Fl*). To su talozi međukanalne ravnice (*overbank deposits*) ili talozi povlačenja poplave nastali pri opadanju vodostaja i povlačenju voda nakon poplava (*waning flood deposits*). Šljunci su u takvom taložnom sustavu rijetkost, ili se mjestimice pojavljuju u obliku *lag*-sedimenata, uzdužnih prudova ili ispuna kanala.

Pretežito pješčani facijesi (*St*, *Sp*), sa ili bez proslojaka horizontalno laminiranih pijesaka i pijesaka s malim riplovima (*Sh*, *Sr*, *Sc*), nižeg dijela srednjeg i srednjeg dijela taložnog sustava prepletenih rijeka poznati su kao **Saskatchewan tip prepletenih rijeka** (Miall, 1978, 1985).

Pješčanom Saskatchewan tipu prepletenih rijeka s izvanredno lijepim setovima planarne i koritaste kose slojevitosti (sl. 3–3, 3–9 i 3–31) i rijetkim aktivnim meandrirajućim koritima sa šljunčanim ispunama i ciklusima positnjavanja naviše (sl. 14–4) pripadaju kvartarni pijesci pjeskokopa Jerovec kraj Ivanca u Hrvatskom zagorju. Ti pješčani sedimenti sadrže brojne prudove nastale migracijom pijesaka pri meandriranju manjih tokova i kanala tijekom niskog vodostaja unutar jedinstvenog širokog korita prepletene rijeke.

Slojevi tamnocrvene ili smeđecrvene boje (sl. 3–3 i 3–31) sadrže Fe-okside i hidrokside i obilježavaju razdoblja niskog vodostaja uz izronjavanje taloga i subaerske procese tvorbe hematita. Naime, Pena i Torrent (1984) su dokazali da pri dobroj drenaži i isušivanju riječnih taloga pretežito nastaje hematit koji im daje crvenu boju, a pri slaboj drenaži taloga uglavnom getit koji talozima daje žutu ili smeđkastožutu boju. Što je klima toplija, a iz taloga odstranjeno više vlage, nastati će više Fe-oksida i hidroksida uz veći odnos hematit/getit, pri čemu nastanku hematita, osim povišenja temperature i isparavanja, prema Schwertmannu i Tayloru (1989) pogoduju još i ubrzano raspadanje organske tvari i niski aktivitet vode, tj. aktivitet $H_2O < 1$.

c) U donjem, distalnom području taložnog sustava prepletenih rijeka presudnu ulogu pri taloženju ima raspored brojnih plitkih kanala u kojima se



uglavnom talože pijesci s koritastom i planarnom kosom slojevitošću (*St*, *Sp*) te masivni prahovnjaci (*Fm*) i tankolaminirane izmjene praha, mulja i sitnog pijeska (*Fl*). U plitkim i širokim kanalima mogu se u pijescima oblikovati jezičasti prudovi (*linguoid bars*), pješčani valovi (*sand waves*) i riplovi malih dimenzija. Prema Miallu (1985) to je **Platte tip prepletenih rijeka**.

U najudaljenijem distalnom području taložnog sustava prepletenih rijeka općenito prevladavaju pijesci s planarnom kosom slojevitošću (*Sp*), dok je koritasta kosa slojevitost (*St*) u njima znatno rjeđa.

Šljunak se pojavljuje samo u obliku manjih leća, i to u pravilu samo u najvišem dijelu distalnog područja, koje se nalazi tik uz srednji dio taložnog sustava prepletenih rijeka.

U najdistalnijem području talože se samo muljevi i masivni prahovnjaci (*Fm*) te horizontalno i koso laminirani pjeskoviti prahovnjaci (*Fl*), unutar kojih se samo mjestimice pojavljuju tanki proslojci koritasto kososlojevitih pijesaka (*St*). To je **Slims tip prepletenih rijeka** (Miall, 1985).

14.4. Okoliši meandrirajućih rijeka

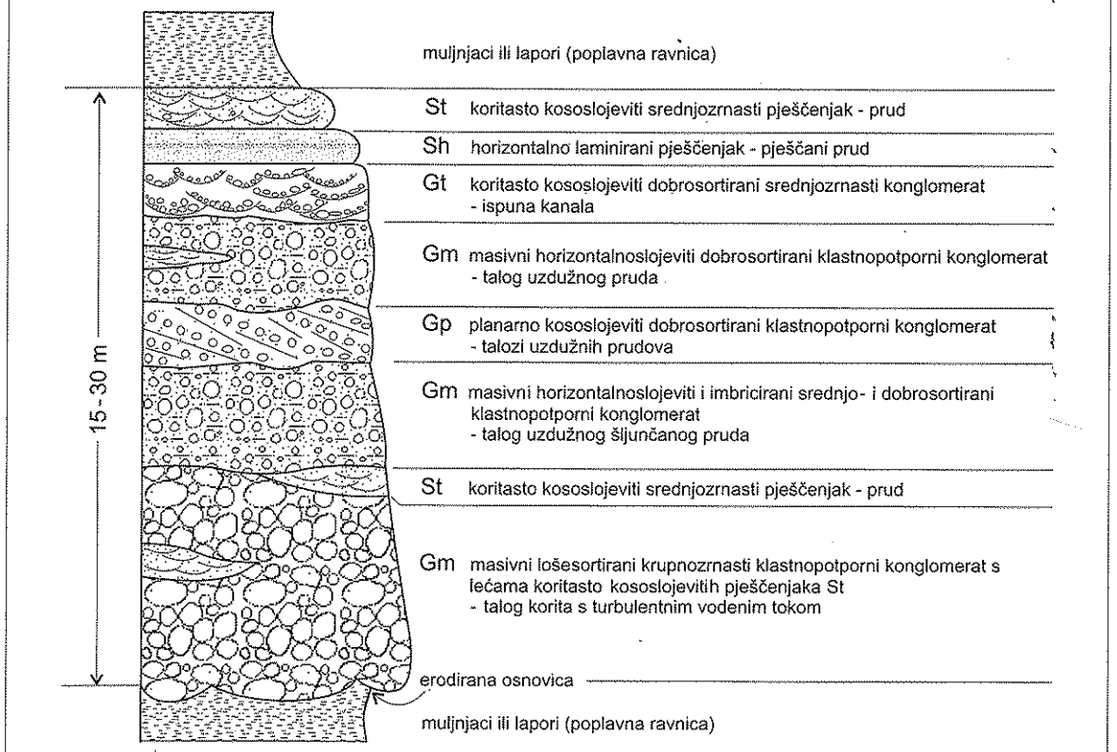
14.4.1. Definicija i oblici sedimentnih tijela taložnog sustava meandrirajućih rijeka

Rijeke s meandrirajućim tokom ili **meandrirajuće rijeke** (*meandering rivers*) imaju jedno, izraziti vijugavo – meandrirajuće – korito, čiji je indeks zavojitosti P > 1,5 (sl. 14–9A).

Riječni tok u meandarskom koritu ima spiralno kretanje i to tako da rotacija u površinskom dijelu toka ima smjer prema vanjskom, a pri dnu prema unutarnjem luku meandra. Zbog toga tok ima najveću brzinu i snagu uz vanjski rub meandra, pa su vanjski dijelovi meandarskih lukova izloženi eroziji (sl. 14–9B).

Sedimenti koji se talože u koritima ili kanalima meandrirajućih rijeka poznati su pod skupnim nazivom **ispune korita** ili **ispune kanala** (*channel fills*). Obično su to tanki slojevi s erozijskom osnovicom sastavljeni samo od ispranih klasta, tj. *lag*-sedimenata, ponegdje i većih blokova odronjenih od obale na vanjskom luku meandra. Na njima slijede krupnozrnasti horizontalno laminirani pijesci kao završetak ispune korita (litofacijes *Sh* na sl. 14–10).

Slika 14–6 (A) Shematizirani geološki stup donjeg dijela slatkovodnih naslaga u otnangu Kalnika, i (B) blok-dijagramski prikaz facijesnog modela proksimalnog šljunkom bogatog taložnog sustava prepletene rijeke tijekom starijeg otnanga u području Kalnika (iz: Pavelić i dr., 2001). Facijesne jedinice *Gc* (= masivni klastnopotporni konglomerati) i *Gp* (= planarno kososlojeviti konglomerati) interpretirane su kao riječni šljunčani prudovi taloženi pri visokoj energiji toka. Legenda oznaka: *Ge* = 10–40 cm debele i do 5 m dugačke leće klastnopotpornih sitnozrnastih do srednjozrnastih konglomerata koje se najčešće pojavljuju unutar prahovnjaka facijesnog tipa *F2* ili prekrivaju konglomeratne facijese *Gc* ili *Gp*. Leće su taložene pri strujama velike brzine, na što ukazuju donje erozijske granice. *Sh* = horizontalno laminirani, sitnozrnasti do srednjozrnasti pješčenjaci s pojedinačnim valuticama promjera do 2 cm. Najčešće se pojavljuju u izmjeni s konglomeratima *Gc*. Ukazuju na prijenos vučenjem i taloženje pri visokom režimu toka u obliku prudova i ispuna plitkih kanala u razdobljima opadanja vodostaja nakon poplava. *Sr* = kosolaminirani pješčenjaci, obično u izmjeni s konglomeratima tipa *Ge*. Interpretirani su kao detritus transportiran vučenjem i taložen iz struja pri niskom režimu toka, a u slučajevima kad prekrivaju konglomerate tipa *Ge* tvoreći sekvencije positnjavanja naviše kao ispune plitkih kanala taložene u uvjetima niskog režima toka. *Se* = leće sitnozrnastih do srednjozrnastih pješčenjaka unutar facijesnih jedinica *F1* i *F2*. Leće imaju debljine od 6–20 cm, širinu do 6 m i trend positnjavanja naviše. Interpretirane su kao probojne naplavine na poplavnoj ravnici. *F1* (= masivni prahovnjaci) i *F2* (= izmijenjeni prahovnjaci) pripadaju talozima poplavnih ravnica taloženim iz suspenzije pri vrlo slabim tokovima.



Slika 14–7 Primjer vertikalnog slijeda konglomeratično–pješčanih sedimenata – megaciklus positnjavanja naviše unutar gornjeg dijela taložnog sustava prepletenih rijeka Scottovog tipa u Prominskim naslagama središnje Dalmacije (dijelom dopunjeno prema Mrinjeku, 1993a).

Na bokovima korita postoje **prirodni nasipi** (*natural levee*) koji pri visokom vodostaju mogu biti probijeni, pa naglim izlijevanjem vode na mjestima proboja nastaju **probojni kanali** (*crevasse channel*) kojima se iz glavnog riječnog toka u ravnicu odnosi velika količina detritusa kao **talog probojne kosine** ili **probojne lepeze** (*crevasse splay deposit*).

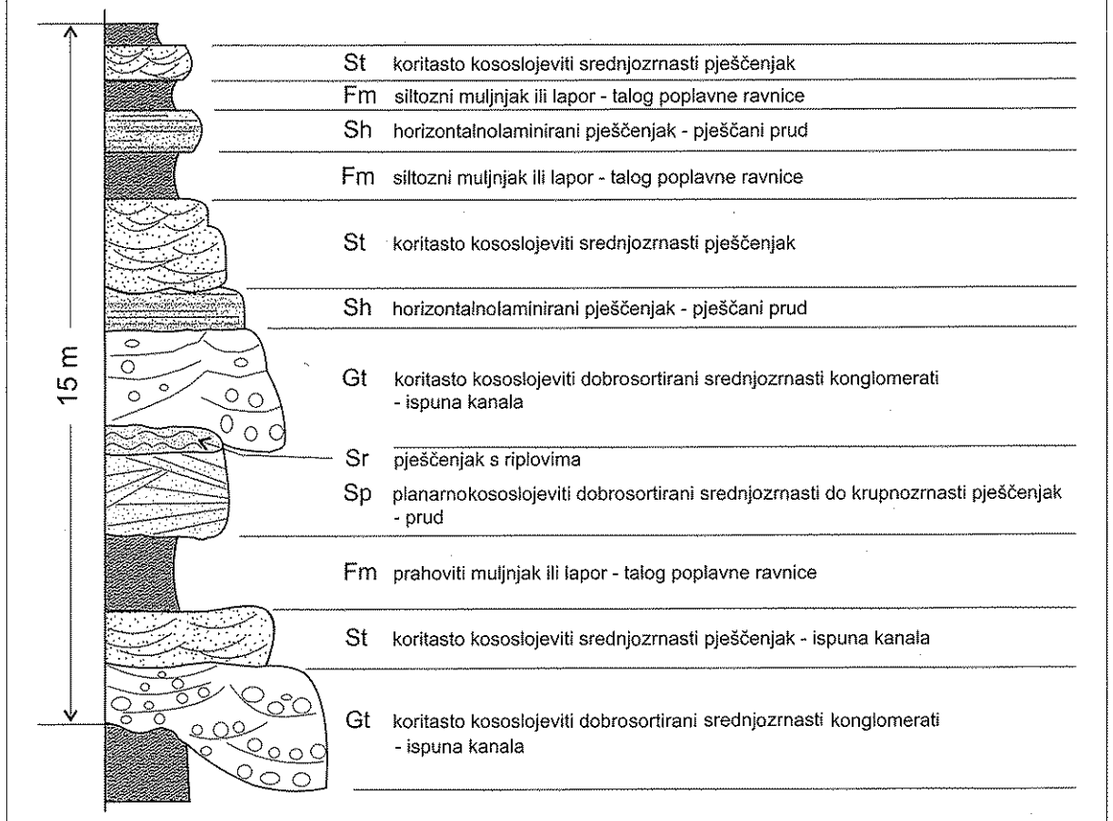
Pri najvišoj razini poplavljivanja talozi nastali iz vodenih proboja mogu tvoriti razmjerno ravnu **deltnu lepezu** sastavljenu od laminiranih prahovnjaka (siltita) i muljnjaka.

Pri visokim vodostajima meandrirajuće rijeke često tvore žljebaste prudove, a pri niskim vodostajima brojne napuštene meandre ili mrtvaje.

Žljebasti prudovi (*chute bars*) nastaju usijecanjem bujičnih kanala i njihovom migracijom tijekom visokog vodostaja, a sastoje se od razmjerno krupnozrnastog taloga koji u donjem, šljunčanom dijelu pokazuje imbrikaciju, a u gornjem dijelu – sastavljenom od krupnozrnastog pijeska – planarnu i koritastu kosu slojevitost velikih dimenzija.

Napušteni meandri ili **mrtvaje** (*oxbow lakes*) su tijekom niskog vodostaja ispunjeni stajaćom vodom, a pri visokom vodostaju postaju privremeni dodatni tokovi i korita.

U područjima s humidnom klimom napušteni meandri mogu postati močvare u kojima se taloži velika količina organske tvari – biljnih ostataka – u obliku treseta, te različiti organskom tvari bogati crni muljevi i gline.

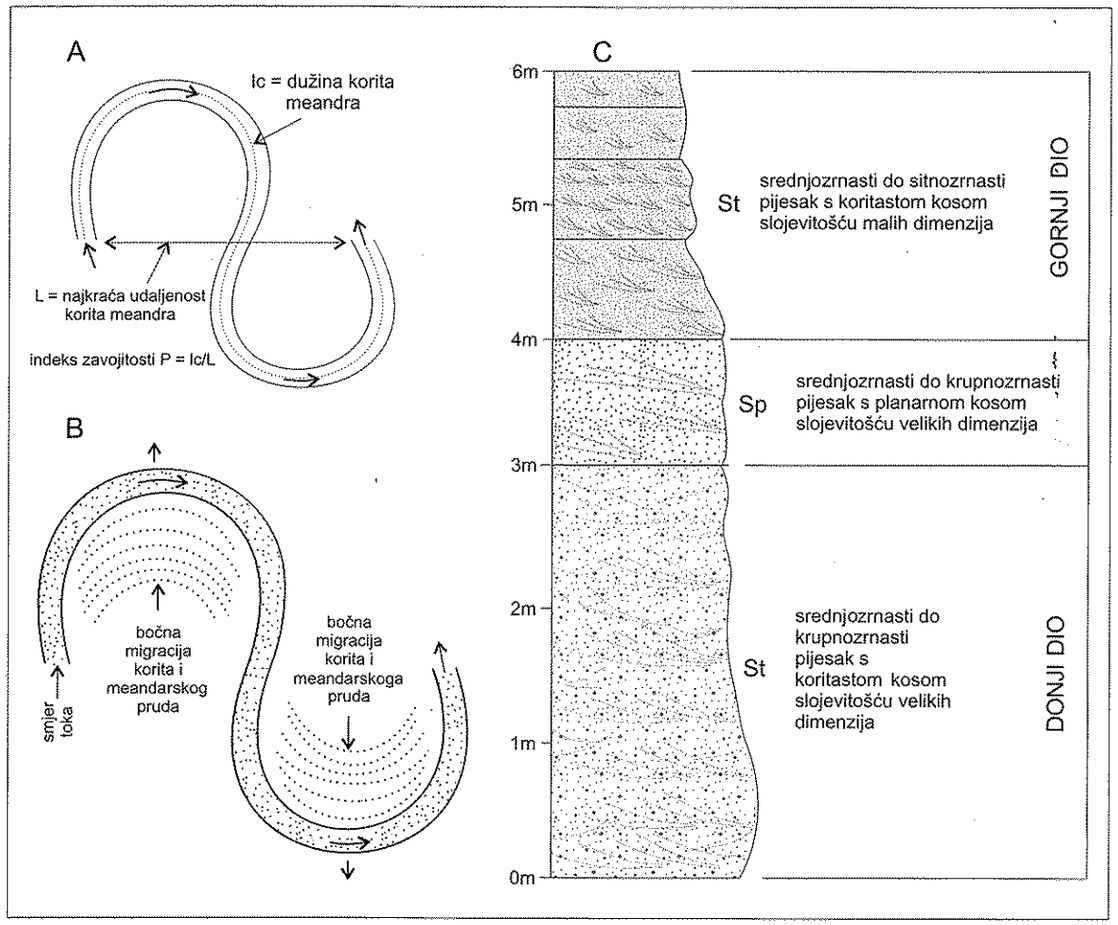


Slika 14–8 Tipični slijed konglomeratično–pješčanih sedimenta – megaciklus positnjavanja naviše – unutar muljnjaka ili lapora karakterističan za distalni dio taložnog sustava prepletenih rijeka Donjek tipa u Prominskim naslagama središnje Dalmacije (dijelom dopunjeno prema Mrinjeku, 1993a).

Erozija i deranje obale i dna na vanjskom dijelu meandarskog luka pritom kontinuirano opskrbljuje korito toka detritusom. U koritu se takav detritus ispire, tako da krupna zrna ostaju u koritu u obliku *lag*-sedimenta, a sitnozrnasti se detritus odnosi u suspenziji. Suprotno tomu, na unutarnjem dijelu lukova akumulira se velika količina riječnog nanosa tvoreći **meandarski prud** (*point bar*), kako je to shematski prikazano na sl. 14–9B.

Meandarski prudovi stalno bočno migriraju prema vanjskim lukovima meandara usporedno s bočnom migracijom korita. Gornja površina takvih prudova je vrlo blago nagnuta prema crti najnižih (najdubljih) točaka u koritu (*thalweg*).

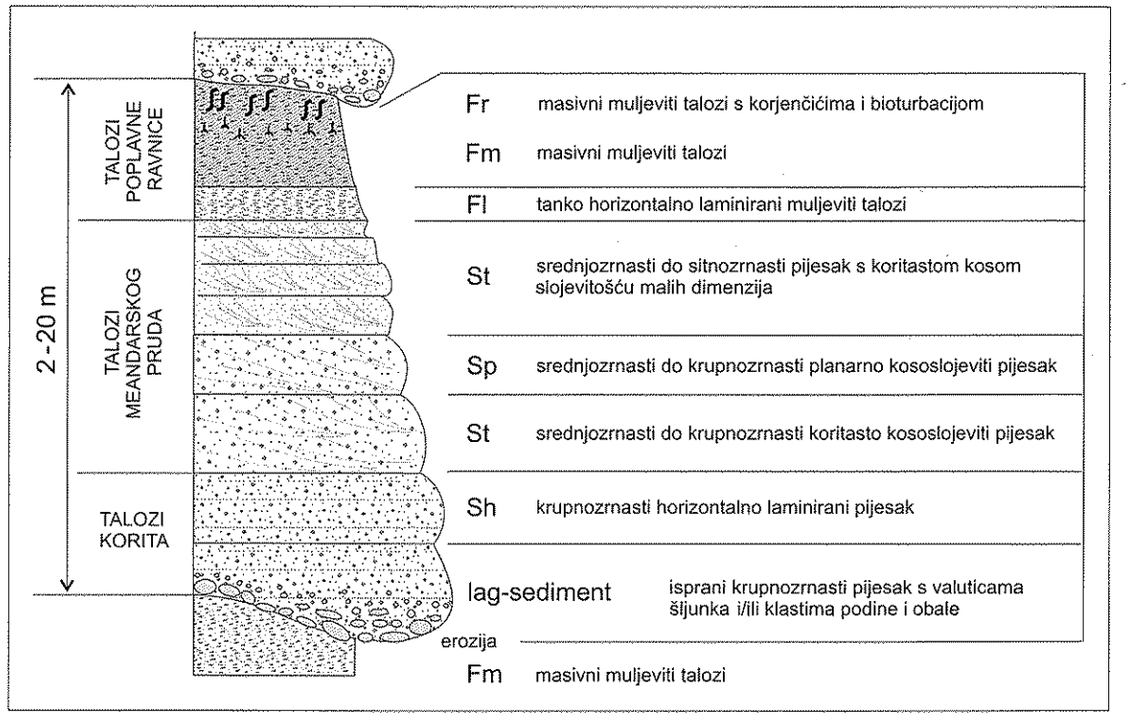
Pritom se na meandarskim zavojima zbog rotacijskog kretanja vode u toku pješčani talog neprestano kreće i akumulira u obliku **dina** uz postupnu rotaciju i stalnu promjenu visina dina (Kisling-Møller, 1993). Posljedica takve migracije pješčanog sedimenta je *koritasta* ili *planarna kosa slojevi-*



Slika 14–9 Temeljne značajke meandrirajućih rijeka: (A) način određivanja indeksa zavojitosti korita meandrirajuće rijeke; (B) shematski prikaz bočne migracije korita meandrirajuće rijeke i bočne migracije meandarskog pruda; (C) taložni ciklus meandarskog pruda je ujedno i ciklus positnjavanja naviše s karakterističnim vertikalnim slijedom kose slojevitosti: od koritaste kose slojevitosti velikih dimenzija u donjem, preko planarne kose slojevitosti velikih dimenzija u srednjem, do koritaste kose slojevitosti malih dimenzija u gornjem dijelu.

tost, ovisno o tomu pripadaju li dine tipu 3-D ili 2-D dina, uz vertikalni slijed sedimenata poznat pod imenom *taložni ciklus meandarskog pruda* koji ima odlike ciklusa positnjavanja naviše (sl. 14–9C).

Ciklus meandarskog pruda (*point bar cycle*) s glavnim litološkim i teksturno-strukturnim značajkama shematski je prikazan na sl. 14–9C. Donji dio ciklusa meandarskog pruda obično sadrži srednjo- do krupnozrnaste pijeske s koritastom kosom slojevitošću velikih dimenzija (litofacijes *St*), na njima slijede srednjo- do krupnozrnasti pijesci s planarnom kosom slojevitošću velikih dimenzija (litofacijes *Sp*), a gornji se dio ciklusa sastoji od srednjo- do sitnozrnastih pijesaka s koritastom kosom slojevitošću malih dimenzija (litofacijes *St*).



Slika 14–10 Potpuni aluvijalni ciklus taloženja meandrirajuće rijeke ili "aluvijalni ciklus positnjavanja naviše" (*fining-upward alluvial cycle*) sadrži erozijsku osnovicu s *lag*-sedimentom, taloge korita, taloge meandarskog pruda i taloge poplavne ravnice.

Područje koje je poplavljeno tijekom visokog vodostaja zbog prelijevanja vode iz riječnog korita u okolnu ravnicu predstavlja osebujni taložni okoliš poznat kao **poplavna ravnica** (*flood plain*). To je površina na kojoj se tijekom povremenih poplavljivanja pri izlijevanju vode iz meandarskih korita iz suspenzije talože muljevi, a rjeđe – u fazi najviše razine poplave – sitnozrnasti pijesci.

Zbog male količine sitnog detritusa koji poplavne vode sadrže tijekom jedne poplave nastaje talog male debljine, obično ne veće od nekoliko milimetara, ponegdje centimetara. Talozi poplavne ravnice se odlikuju gradacijom, horizontalnom laminacijom ili kosom slojevitošću.

Na vrlo blago nagnutim poplavnim ravnicama, posebice u depresijama između meandrirajućih korita, razina temeljne vode može biti vrlo blizu same površine, pa tu nastaju **močvare** ili **bare** (*back-swamps*). U njima se obično nakupljaju organski detritus i treset, a tijekom poplava ili povremenih vodenih proboja i **nanos probojne kosine** ili **probojne lepeze** (*crevasse splays*) u obliku sitnozrnastih pješčano–prahnih (siltnih) i muljevitih taloga. Na vrlo blago nagnutim poplavnim i aluvijalnim ravnicama česti su i **slojevi ugljena** i/ili **treseta** različite debljine i bočnog prostiranja.

14.4.2. Ciklusi u taložnom sustavu meandrirajućih rijeka

S obzirom da meandrirajuće rijeke stalno mijenjaju položaj korita i tvore meandre koji se pomiču

u smjeru vanjskog luka meandra, a u istom smjeru migriraju i meandarski prudovi (sl. 14–9B), sedimenti taloženi u sustavu meandrirajućih rijeka imaju karakterističan vertikalan slijed poznat kao **aluvijalni ciklus positnjavanja naviše** koji se odozdo naviše sastoji od taloga korita, taloga meandarskog pruda i taloga poplavne ravnice (sl. 14–9C i 14–10).

Naime, zbog veće brzine i energije vode na vanjskim dijelovima meandarskih lukova rijeka ima erozijsko djelovanje uz potkopavanje obale i odnošenje detritusa, a znatno manje brzine i nižu energiju na unutarnjim dijelovima lukova, tako da tu stalnim odlaganjem sedimenta rijeka stvara **meandarske prudove** (sl. 14–9B). Pritom se, u odnosu na opći smjer toka, glavno korito rijeke neprestano bočno pomiče – stvara sve veći meandar, a korito se sve više udaljava od početnog položaja meandarskog pruda, što uzrokuje bočnu, ali i vertikalnu migraciju sâmog pruda, a potom i njegovo prekrivanje taloziima poplavne ravnice (sl. 14–9B, C i 14–10).

Na taj način pri taloženju sedimenata u meandrirajućim riječnim tokovima nastaju *aluvijalni ciklusi positnjavanja naviše* (*fining-upward alluvial cycle*) koji se odlikuju tipičnim vertikalnim slijedom litoloških članova, a završavaju prestankom aluvijalnog ciklusa.

Idealizirani **potpuni aluvijalni ciklus positnjavanja naviše** nastao iz meandrirajućeg toka sastoji se od tri karakteristična dijela (sl. 14–10):

- Donji dio ciklusa, koji na jasno izraženoj erozijskoj površini prekriva dno korita (kanala), čine **talozi korita** (“*ispuna kanala*”) – uglavnom isprani krupnozrnasti pješčani sedimenti s pojedinačnim valuticama šljunka u obliku *lag*-sedimenta. To je detritus koji je meandrirajuća rijeka prenosila tijekom najvišeg vodostaja, a zbog jake erozije obale na vanjskom luku meandra često sadrži i krupne klaste polulitificiranih muljnjaka i pjeskovitih prahovnjaka koji potječu od erozije obale meandrirajuće rijeke. Na *lag*-sedimentu obično slijede krupnozrnasti horizontalnoslojeviti pijesci (*Sh*), taloženi tijekom visokog režima riječnog toka.
- Srednji dio ciklusa, koji čine **talozi meandarskog pruda** u obliku ciklusa positnjavanja naviše (sl. 14–9C), započinje pijescima s koritastom kosom slojevitošću velikih dimenzija (*St*). Zatim slijede pijesci s planarnom kosom slojevitošću (*Sp*) taloženi iz nižeg režima toka, a talozi meandarskog pruda obično završavaju pijescima s koritastom kosom slojevitošću malih dimenzija (*St*) koji su taloženi pri niskom režimu toka.
- Gornji dio ciklusa tvore **talozi poplavne ravnice** pretežito zastupljeni sitnozrnastim klastičnim litofacijesima – tanko horizontalno laminiranim muljevima (*Fl*) i masivnim muljevima (*Fm*), koji pri vrhu ciklusa obično sadrže korjenčiće i bioturbaciju, pa predstavljaju masivne bioturbirane muljeve i muljeve s biljnim korjenčićima (*Fr*). To su sedimenti taloženi iz suspenzije, a u njima se mjestimice mogu pojaviti i sitnozrnasti gradirani pijesci taloženi u fazi najviše razine poplave. Sve su to sedimenti taloženi izvan korita meandrirajuće rijeke tijekom povremenih poplavljivanja, tj. izlijevanja vode iz meandarskih korita u poplavnu ravnicu. Gline i muljevi su obično pri kraju ciklusa bioturbirani ili, ovisno o klimi, sadrže hematit i getit, ponegdje i kalkretne nodule. Odnos hematit/getit obično raste s porastom temperature i suhoće klime, odnosno intenzitetom odstranjivanja vlage iz taloga nakon povlačenja vode (vidi odjeljak 7.3.3). Naime, pri dobroj drenaži i isušivanju riječnih taloga pretežito nastaje hematit (= crvena boja taloga), a pri slaboj drenaži taloga uglavnom getit koji talozima daje žutu ili smeđkastožutu boju (Pena i Torrent, 1984).

Na aluvijalnoj ravnici s migracijom korita meandrirajuće rijeke mogu, prema Visheru (1965), nastati dva tipa ciklusa: ciklus aktivnog korita i ciklus napuštenog korita.

Ciklus aktivnog korita sastoji se od dva dijela:

- donji dio sadrži tanki sloj šljunka ili samo pojedinačne valutice šljunka u krupnozrnastom pijesku (*lag*-sediment), na kojem slijedi debeli paket pješčanih sedimenata s kosom, uglavnom koritastom i tabularnom slojevitošću sa setovima debljine do 1 m, a u slučaju tabularne kose slojevitosti i setovima debljine od više metara;
- gornji dio sekvencije sadrži tanje pješčane slojeve s kosom i horizontalnom laminacijom i pojedinačne proslojke pelitnih sedimenata (prahovnjaci, šejlovi, muljnjaci, gline, glinjaci).

Ciklus napuštenog korita u donjem dijelu sadrži tanki šljunkoviti sloj i na njemu, tj. u gornjem dijelu, debeo paket muljevitih sedimenata i glina u kojima se samo mjestimice nalaze pješčani proslojci s kosom laminacijom. Ti su pješčani proslojci taloženi u napuštenom koritu tijekom visokog vodostaja pri kojem je napušteno korito kratkotrajno primalo ulogu pomoćnog aktivnog riječnog toka.

Sedimenti taloženi u okolišima meandrirajućih rijeka ne moraju uvijek imati potpuno razvijene aluvijalne cikluse positnjavanja naviše, cikluse aktivnog korita i napuštenog korita, jer mehanizmi promjena režima tokova nisu uvijek sadržavali sve faze, niti su uvijek mogli biti jedan pored drugog – a u vertikalnom slijedu taloga jedan iznad drugog – razvijeni talozi korita, meandrirajućeg pruda, poplavne ravnice, odnosno istodobno postojati aktivna i napuštena korita.

Međutim, u taložnom sustavu meandrirajućih rijeka redovito se nalaze *lag*-sedimenti i talozi meandarskog pruda sa ili bez taloga poplavne ravnice.

14.5. Okoliši rijeka s opetovanim račvanjem i spajanjem korita (anastomozirajućih rijeka)

Anastomozirajuće rijeke (*anastomosing rivers*) ili rijeke s opetovanim račvanjem i spajanjem korita, za razliku od meandrirajućih i prepletenih rijeka odlikuju se stalnim, vrlo stabilnim položajem korita koje se, međutim, mjestimice račva u više pojedinačnih, manjih korita koja su međusobno odvojena stalnim velikim izduženim riječnim otocima, da bi se zatim ponovno spojila u jedno, široko korito.

Pojedina račvasta korita mogu biti izrazito sinusoidno zavojita i krivudava ili pak razmjerno ravna, a uvijek imaju vrlo mali pad, odnosno malu visinsku razliku toka (<0,5°). Između račvastih korita nalaze se stabilni i stalni riječni otoci izduženih oblika čija je stabilnost fiksirana vegetacijom, dok u područjima s aridnim klimatskim značajkama vegetacija nema toliko važnu ulogu pri stabilizaciji takvih otoka. Obale su korita vrlo izražene i stalne, pa riječni tokovi nemaju gotovo nikakve bočne migracije.

Rijeke s opetovanim račvanjem i spajanjem korita (anastomozirajuće rijeke) tvore specifične oblike sedimentnih tijela. To su dugačka korita ispunjena šljunčanim i pješčanim sedimentima koja se nalaze unutar sitnozrnastih sedimenata obale, riječnih otoka, jezera ili močvara.

Vertikalni je slijed sedimenata korita sljedeći:

- pri dnu korita obično se nalaze pješčani sedimenti u obliku pješčanih valova, a
- sâmo je korito ispunjeno pješčanim sedimentima s jasnom tabularnom kosom slojevitošću uz stalno smanjivanje veličine zrna od osnovice prema vrhu profila korita, tj. *ciklusom positnjavanja naviše.*

Između korita i na poplavnoj ravnici talože se laminirane prahovite gline, glinoviti prah i mulj, a u uvjetima humidne klime česta su i močvarna područja u kojima se talože tamnosive ili crne gline bogate organskom tvari i/ili piritom, u kojima se mogu naći proslojci treseta i ugljena. U taložnom sustavu anastomozirajućih rijeka, poglavito na aluvijalnim ravnicama malog stupnja nagiba, često nastaju tanji slojevi treseta i/ili ugljena.

Za razliku od taložnog sustava prepletenih i meandrirajućih rijeka u fosilnim fluvijalnim sedimentima taložni se sustav anastomozirajućih rijeka nalazi vrlo rijetko.

14.6. Okoliši područja izvan riječnih korita – talozi poplavnih ravnica

Svi talozi koji su akumulirani tijekom povremenih, obično rijetkih i kratkotrajnih poplava obuhvaćeni su pod skupnim nazivom **talozi poplavnih ravnica** (*floodplain deposits*). Bitna značajka im je mala debljina i izrazito prevladavanje praha i mulja s vrlo malim udjelom sitnog pijeska, i to samo u područ-

jima s jačim vodenim strujama pri najvišoj razini poplave.

Područja između riječnih korita (*inter-channel areas*) u pravilu unutar aluvijalnih sustava zauzimaju mnogo veće površine od samih riječnih korita i zbog toga imaju vrlo važnu ulogu u sustavu fluvijalnih okoliša sedimentacije. Za razliku od taloženja u koritima, pri taloženju detritusa u područjima između korita vrlo važnu ulogu ima klima.

U području izvan riječnih korita razlikuju se dva glavna tipa sedimenata: a) talozi nastali pod utjecajem vodenog toka korita, i b) talozi u područjima izvan izravnog utjecaja rijeka (Collinson, 1986).

a) Talozi nastali pod utjecajem vodenog toka korita imaju oblik riječnih nasipa, probojnih naplavina ili lobova, te poplavnih ravnica. To su talozi taloženi u okolišima međukanalnih ravnica ili u tzv. **prekonasipnim okolišima** (*overbank environments* – Collinson, 1986).

Riječni nasipi (*levees*) se pojavljuju asimetrično niz riječno korito, a poplavljeni su vodom samo pri najvišim vodostajima. Sastoje se od valovito, koso i horizontalno laminiranih krupnozrnastih šljunkovito–pješčanih i pješčanih sedimenata vrlo promjenljivog granulometrijskog sastava. Obično fosilno nisu očuvani zbog erozijskog djelovanja riječnog toka kojim su uglavnom potpuno razoreni i pretaloženi.

Probojni kanali (*crevasse channels*) nastaju pri naglim izlijevanjima vode na mjestima proboja prirodnih riječnih nasipa. Njima se iz glavnog riječnog toka odnosi velika količina detritusa koja se izlijevanjem vode širi u ravnicu kao **talog probojne kosine** ili **probojne lepeze** (*crevasse splay deposit*).

Tipični talog u probojnim kanalima je Miallov (1996) arhitekturalni taložni tip SB (tablica 14–2) u obliku leća, ploča, tankih pokrivača (*blanket*) i klinova, koji se sastoji od koritasto kososlojevitih, planarno kososlojevitih i horizontalno slojevitih pijesaka i pijesaka s malim riplovima i tragovima deranja (= pješčani litofacijesi tipa *St*, *Sp*, *Sh*, *Sl*, *Sr*, *Se*, *Ss*).

Probojne naplavine (*crevasse splay*) imaju oblik režnjeva ili lobova, kosina i ploča površine od nekoliko desetaka do stotinjak metara i debljine od 1 do 2 m koja se bočno postupno smanjuje. Nastaju odlaganjem detritusa nakon što je voda probila prirodni riječni nasip i razlila se u okolnu ravnicu.

Na mjestu proboja nasipa taloži se krupnozrnasti detritus, u pravilu krupnozrnasti pijesci koji se od mjesta proboja nasipa u ravnicu šire – uz stalno smanjivanje veličine zrna udaljavanjem od proboja zbog snižavanja energije vode – u obliku režnja, manje lepeze ili ploče (pokrova). Dalje od mjesta proboja talozi probojnih naplavina uglavnom su zastupljeni sitnozrnastim horizontalno laminiranim pijescima i pijescima koji mogu pokazivati kosu laminaciju uzlaznih riplova (*Sh*, *Sr*) u izmjeni s muljem i prahom. Ovakve izmjene pijesaka, praha i muljeva bočno postupno prelaze u sitnozrnaste klastične litofacijese (*Fm*, *Fl*), odnosno Miallov (1996) arhitekturalni taložni tip FF (tablica 14–2).

Udaljene poplavne ravnice (*distal floodplain*) imaju osebujne uvjete taloženja, kao i promjene sedimenata nakon taloženja i povlačenja vode, a uvjeti taloženja bitno su ovisni o klimi i udaljenosti od aktivnog riječnog korita. Klimatski faktor, naime, ima presudnu ulogu pri učestalosti poplavljivanja, odnosno vremenskim razmacima u kojima se poplavljuju udaljene ravnice. Najčešće se takva periodična poplavljivanja događaju jednom godišnje ili u svakih nekoliko godina taloženjem razmjerno malih količina sitnozrnastog – muljevitog – taloga, tj. praha i mulja.

Taloženje se pretežito zbiva iz suspenzije i pokazuje tendenciju smanjivanja veličine zrna udaljavanjem od riječnog korita. Male debljine taloga posljedica su spore akumulacije detritusa jer je pri poplavljivanju ravnice voda izlivena iz riječnog korita imala brzi tok koji se na nižim dijelovima poplavne ravnice usporava, a udaljavanjem od riječnog toka ima sve manju i manju koncentraciju suspendiranog sedimenta. Tijekom jednog poplavljivanja obično se istaloži lamina praha i/ili mulja debljine do jednog ili najviše nekoliko milimetara, a rijetko, i u pravilu samo mjestimice, tanji sloj debljine dva do tri centimetra. Takvi tanki slojevi obično pokazuju ili normalnu gradaciju (litofacijes *Fm*) ili tanku horizontalnu laminaciju (litofacijes *Fl*). Ipak, najvažnija je značajka taložne serije poplavne ravnice jasno

izražena horizontalna laminacija zbog izmjena tankih lamina praha i mulja (litofacijes *Fl*).

Na poplavnim ravnicama značajnu ulogu ima i postojeća vegetacija, kako pri procesima taloženja tako i pri usporavanju naknadne erozije taloga nakon povlačenja vode u riječno korito (Collinson, 1986).

Nakon normalizacije vodostaja, tj. povlačenja vode u korito, talozi su podvrgnuti isušivanju koje se odražava desikacijskim pukotinama (litofacijes *Fm*) i drugim tvorevina karakterističnim za subaerske uvjete, kao što su nejednolična litifikacija, otpuhivanje praha vjetrom, tvorba konkrecija ili kalkretnih kora, izlučivanje soli i drugi pedogenetski procesi (litofacijes *P*, tablica 14–1).

b) Talozi u područjima izvan izravnog utjecaja rijeka nastali na prijašnjim riječnim terasama izloženi su procesima stvaranja tla – pedogeneze – i djelatnosti vjetra. Pritom djelatnost vjetra, posebice otpuhivanje prašine nastale sušenjem muljeva preostalih od prijašnjeg poplavljivanja ravnice, izravno ovisi o vegetaciji i njezinom sudjelovanju u vezivanju muljeva.

Vjetrom prenošeni prah taloži se kao **les** ili **prapor** daleko od izvornog područja (odjeljak 7.1.3), ili se u neposrednoj okolici akumulira u obliku **dina**.

U riječnim sustavima s malim nagibom terena, kakav se nalazi u područjima s vrlo niskim reljefom, dominiraju muljeviti talozi i u riječnom koritu i u područjima izvan korita, kao i na poplavnim ravnicama. Na poplavnim ravnicama i područjima izvan riječnih korita takvih rijeka talože se muljevi koji u pravilu sadrže preko 50% glinovitog materijala, a manje od 50% praha i sitnog pijeska.

Nakon povlačenja vode u korito muljevi poplavnih ravnica i područja izvan korita se suše i često se njihove najsitnije čestice otpuhuju vjetrovima i pretaložavaju u obliku **eolskih glinovitih dina** (*wind-blown clay dunes*).

Posebna značajka nekih riječnih taloga, a posebice taloga poplavnih ravnica su riječni crveni talozi.

Riječni crveni talozi (*fluvial red beds*) nastaju tijekom vremena zacrvenjivanjem ili *rubifikacijom* prvobitno organskom tvari siromašnih sivih ili smeđih taloga poplavnih ravnica ili pijesaka prudova prepletenih rijeka koji su zbog niskog vodostaja dugo vremena izloženi subaerskim uvjetima, posebice u područjima s aridnom ili semiaridnom klimom, ali i u područjima s umjerenom klimom tijekom dužih sušnih razdoblja. U takvim se uvjetima smeđi ili oker žuti željezni hidroksidi – getit i limonit – koji su taloženi unutar taloga poplavnih ravnica ili pješčanih prudova prepletenih rijeka i od kojih potječe smeđkastosiva, žutosmeđa ili smeđa boja tih taloga, postupno transformiraju u hematit u obliku sitnozrnastog i manje–više homogeno raspršenog crvenog pigmenta. Samo takav način pojavljivanja hematita, već i s udjelom <1%, može zacrveniti talog, jer hematit u obliku većih kristala ili kristalnih nakupina sedimentima ne daje crvenu boju (Torrent i Schwertmann, 1987; Füchtbauer, 1988; Einsele, 1992).

Za transformaciju getita i limonita u sitnodispergirani hematit, odnosno za proces zacrvenjivanja taloga, potrebni su postojani terestrički oksidacijski uvjeti, suha klima i okoliš iznad razine temeljne vode, ali i to da željezo u sedimentu nije vezano na karbonatne minerale i da sedimenti ne sadrže veće količine organske tvari.

S druge se pak strane i iz nestabilnih mineralnih sastojaka, poput biotita, hornblende i smektita, tijekom subaerskih oksidacijskih uvjeta može uz prisustvo porne vode oslobađati Fe-ion koji se zatim veže u sitnokristalasti hematit.

Zacrvenjivanje riječnih taloga u semiaridnim klimatskim uvjetima posljedica je dijagenetskog oblaganja detritičnih zrnaca, najčešće kvarca, hematitom. Naime, kemijsko trošenje feromagnezijskih minerala u uvjetima jakog isušivanja, povremenog vlaženja i visokih temperatura uzrokuje tvorbu sitnih čestica hematita i drugih Fe-produkata. Takvi se Fe-produkti zbog opetovanih vertikalnih oscilacija podzemne vode infiltriraju pliće ili dublje u talog, zavisno od dizanja i spuštanja razine temeljne vode i intenziteta kapilarnog dizanja iznad njezine razine.

Vrlo lijep primjer riječnih crvenih taloga predstavljaju pojedini slojevi hematitičnih pijesaka/pješčenjaka unutar ležišta kvarcnog pijeska Jerovec u Hrvatskom zagorju (vidi sl. 3–3 i 3–31).

15. Jezerski i močvarni okoliši taloženja

15.1. Opći fizikalno-kemijski i sedimentološki uvjeti taloženja u jezerima

Jezera su manji ili veći slatkovodni, rjeđe i slani bazeni koji nemaju izravnu vezu s morem ili oceanom, premda velika jezera imaju slične fizikalne uvjete kao i epikontinentalna mora. U njima se mogu miješati vrlo različiti okoliši taloženja, kao primjerice priobalni, deltni (Gilbertove delte – odjeljak 16.1.2), evaporitni, padinski, turbiditni (odjeljak 20.2.3), itd. S druge pak strane, u manjim jezerima uvjeti i okoliši taloženja mogu biti jednaki ili slični onima u močvarama i barama (poglavlje 15.4).

Jezera mogu biti hidrološki otvoreni ili zatvoreni sustavi, tj. postoje dva temeljna tipa jezera:

- **hidrološki otvorena jezera**, koja se odlikuju stalnim dotokom slatke vode, imaju uravnoteženo dotjecanje i istjecanje vode, pa su manje podložna lokalnim klimatskim promjenama i razina je vode u njima razmjerno stabilna, tj. bez ekstremnih oscilacija, dok su
- **hidrološki zatvorena jezera**, iz kojih nema mogućnosti većeg otjecanja vode, obilježena su taloženjem velike količine sedimenata, uglavnom detritusa donošenog rijekama, potocima i bujicama; u pojedinim slučajevima u takvim se jezerima taloži autohtoni materijal biokemijskog i/ili kemijskog podrijetla, kako je to podrobnije prikazano u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

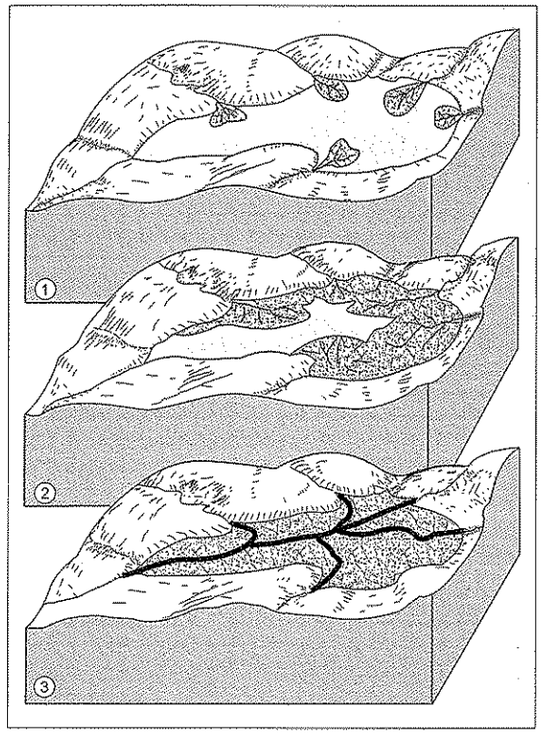
U jezerskim okolišima sedimentacija ovisi o brojnim čimbenicima – klimi, količini vode, fizikalnim, kemijskim i biološkim procesima koji su određeni veličinom jezera, kemizmom, temperaturom i pH vode, a posebice količinom i načinom donosa terigenog materijala u jezero. Posebice važna uloga klime ogleda se s jedne strane u količini oborina, dotoku vode i donosu terigenog detritusa u jezera u područjima s humidnom i umjerenom klimom, a s druge strane u zagrijavanju i isparavanju vode, u prvom redu u zatvorenim i slanim jezerima u područjima s aridnom i semiaridnom klimom.

U područjima s vlažnom (humidnom) klimom jezera obično imaju mnogo pritoka, rijeka i potoka, na čijim se ušćima formiraju veće ili manje **delte** koje progradiraju u jezero i u kojima se talože velike količine sedimenata koji ne pokazuju tipične odlike sedimentacije u jezerskim okolišima (sl. 15–1).

Vodeni tokovi koji prije ulijevanja u jezero teku kroz gorsko područje visokog reljefa, tj. pripadaju gorskim sustavima, donose mnogo detritusa u jezero. Pretežiti se dio toga materijala krupnijeg zrna istaloži uz obalu tvoreći **progradacijska sedimentna tijela** koja mogu imati značajke **aluvijalne** i/ili **deltne lepeze** (poglavlja 14.1 i 16.1), a dio materijala, u pravilu sitnijeg zrna, prenosi se po jezeru pridnenim tokovima i taloži u njegovom središnjem dijelu.

Na krajevima gorskih jaraka i kanjona koji tijekom jakih kiša ili naglog topljenja snijega imaju ulogu bujičnih tokova mogu, osim aluvijalnih lepeza, nastati i **delte Gilbertovog tipa** (odjeljak 16.1.2).

Rijeke koje teku po ravničarskim terenima, odnosno pripadaju ravničarskom riječnom sustavu, ulijevanjem u jezero unose sitnozrnasti materijal koji se dalje unutar jezera uglavnom širi u suspenziji. Takav sitnozrnasti detritus donošen u jezero tokovima ravničarskih rijeka, kao i onaj donošen tokovima gorskih rijeka, ostaje dugo u vodenoj suspenziji, uglavnom na granici toplijeg i hladnijeg vodenog sloja, da bi se potpuno istaložio tek u ljetnim mjesecima kad se zagrije i donji sloj vode koji promjenom viskoznosti omogući taloženje sitnih čestica. Takvim načinom taloženja nastaju tankolaminirani sedimenti promjenljivog sastava lamina (zimi prahovite, ljeti glinovite i/ili vapnenačke), poznati pod nazivom *varve* (vidi odjeljak 3.3.3.1).



Slika 15–1 Shematski prikaz zapunjavanja jezera postupnom progradacijom materijala prema središtu jezera pri jakom donosu detritusa rijekama i potocima. Na ušćima nastaju delte koje progradiraju prema središtu jezera, a na krajevima gorskih jaraka aluvijalne lepeze s tendencijom progradacije u jezero. Jezera s takvim načinom taloženja odlikuju se uglavnom deltnim i riječnim, a ne jezerskim sedimentima (prema Selbyu, 1985).

Vrlo važnu ulogu pri sedimentacijskim procesima u jezerima imaju količina i način dotoka vode u jezera površinskim i potpovršinskim tokovima, kao i tokovima po dnu jezera (pridnenim tokovima).

U velikim i dubokim jezerima moguće je i taloženje iz gravitacijskih tokova, tj. **turbidita**, posebice na podvodnim produžecima riječnih ušća i delta. U slučajevima da okolno kopno ima gorske značajke, a jezera strmije obale i podvodne padine, moguće je i akumuliranje **debrita**.

U velikim i dubokim jezerima, zbog nejednoličnog zagrijavanja površinskog i dubinskog dijela vode, jezerske su vode termički raslojene na gornji, topliji sloj ili **epilimnij**, i donji, hladniji sloj ili **hipolimnij**. Dok je gornji, topliji sloj prozračan i bogat kisikom uz stalno primanje fosfata i nitrata, što omogućuje razvoj mikroorganizama, vode donjeg, hladnijeg sloja su stagnirajuće i siromašne kisikom, a ponegdje i bogate sumporovodikom – H_2S.

U jezerskim okolišima taloženja razlikuju se, kao osnovni tipovi sedimentacije, jezera s klastičnom i jezera s karbonatnom sedimentacijom sa svim postupnim prijelazima. Za razliku od jezera s kemijskom sedimentacijom, koja su ograničena samo na aridna i semiaridna klimatska područja, jezera s klastičnom sedimentacijom pojavljuju se u svim klimatskim područjima.

U recentnim jezerima, a tako je bilo i u geološkoj prošlosti, jezerska se sedimentacija odvija u dva temeljna hidrološka tipa jezera:

- u hidrološki otvorenim jezerima sa stalnim dotokom slatke vode (*dilute lakes in hydrologically open basins*), i
- u hidrološki zatvorenim (slanim) jezerima (*lakes in hydrologically closed basins*).

15.2. Sedimentacija u hidrološki otvorenim jezerima

U hidrološki otvorenim jezerima, koja se odlikuju stalnim dotokom slatke vode, nastaju dvije široke skupine facijesa (Allen i Collinson, 1986):

a) pretežito siliciklastični sedimenti – u priobalnim zonama jezera na prudovima riječnih ušća talože se pješčani sedimenti s riplovima i kosom laminacijom, a u središnjim dijelovima jezera tankoslojeviti siltiti i laminirani karbonati;
b) pretežito karbonatni sedimenti – bioherme, ooidni i onkoidni vapnenci, bioklastični grejnstonski vapnenci s harofitama i školjkašima, a siliciklastični se materijal nalazi samo u okolici riječnih ušća.

15.2.1. Jezera s pretežito siliciklastičnim talozima

Sastav klastičnog materijala jezerskih sedimenata hidrološki otvorenog tipa izravni je odraz petrološke građe, reljefa i klime drenažnog područja, tj. šireg slivnog područja oko jezera iz kojeg u jezero dotječu potoci i rijeke, ali i povremene bujice nastale pri jakim kišama ili naglom topljenju snijega i leda.

U **proglacijalnim jezerima**, koja nastaju ispred ili neposredno iza čela ledenjaka, kao i u većini **jezera u gorskim predjelima**, prevladavaju terigeni klastični sedimenti koji mogu sadržavati bilo siliciklastični bilo karbonatni detritus ili njihove različite udjele. Taloženje u takvim jezerima regulirano je veličinom i snagom jednog ili više riječnih tokova i količinom detritusa koji u jezero donose takvi tokovi i tu ga talože u obliku klasične **delte Gilbertovog tipa** s *foresetom*, *topsetom* i *bottomsetom* (poglavlje 16.1 i sl. 16–2).

U većim i dubljim jezerima otvorenog tipa pretežiti dio riječnim tokom donošenog pješčanog i muljevitog materijala prenosi se dalje od ušća ili čela delte u dublju vodu, bilo izravno pridnenim tokovima, bilo gravitacijskim tokovima po blago nagnutom dnu jezera. Ako jezerska voda sadrži u sebi mnogo suspendiranog sitnozrnastog detritusa, što je čest slučaj tijekom visokog vodostaja rijeka ili pri poplavama na širem drenažnom prostoru, njegovo taloženje je u središnjim dijelovima jezera regulirano međudjelovanjem površinskih i pridnenih struja u jezeru. Rezultat takvih uvjeta i načina taloženja je ritmička slojevitost, odnosno cikličke sekvencije koje su taložene iz mutnih struja male gustoće, a pretežito su sastavljene od muljevitih taloga s više ili manje sitnozrnastog pijesaka i/ili praha (silta) i gline. Tako nastaju tankoslojeviti **distalni sitnozrnasti turbiditi** (sl. 20–10 i odjeljak 20.2.3.2) ili tankolaminirane izmjene poznate kao **varve** (odjeljak 3.3.3.1).

U obali bližim dijelovima taloži se pješčano–muljni detritus tvoreći tanke turbiditne sekvencije, odnosno proksimalne srednjozrnaste ili sitnozrnaste turbidite (odjeljak 20.2.3), kako je to prikazano na sl. 15–2. Daljnjim napredovanjem progradacije može nastati deltni sustav s talozima prodelte i *foreseta* delte ispresijecan talozima riječnih korita (sl. 15–2).

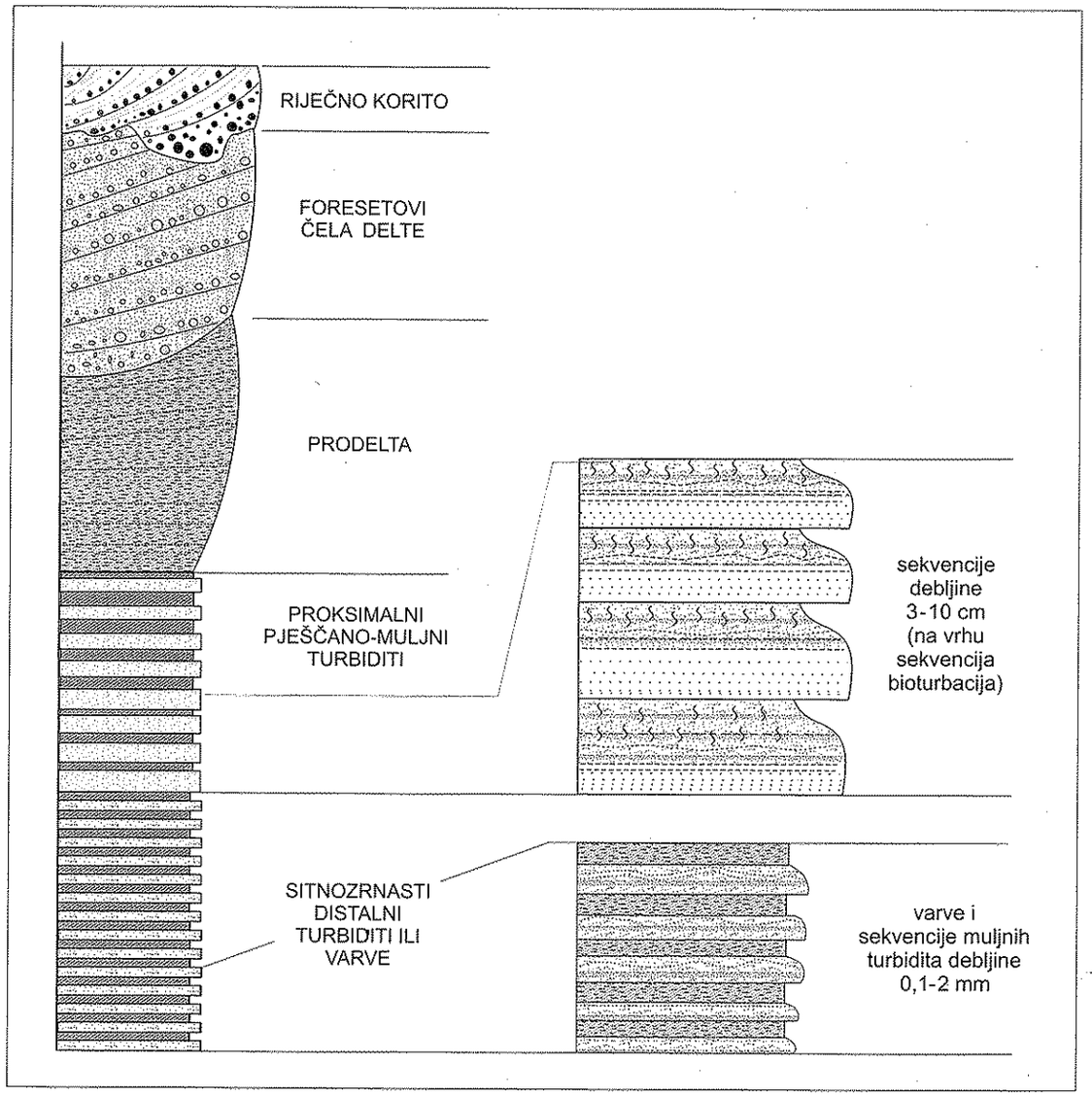
Jezera hidrološki otvorenog tipa čija manja dubina i morfologija dna ne omogućavaju taloženje turbidita odlikuju se velikom količinom sitnozrnastih klastita, tj. homogenih pelitnih sedimenata (glinjaka, muljnjaka, prahovnjaka) taloženih iz suspenzije u središnjim dijelovima jezera (sl. 15–2).

Zbog progradacije obale, tj. postupnog smanjivanja površine jezera zbog neprestanog zapunjavanja od obale prema središtu (sl. 15–1), na muljevite se sedimente u pravilu talože pješkoviti prahovnjaci (siltiti) koji imaju oscilirajuće valne riplove, a na njih pješčani sedimenti s humčastom kosom slojevitošću i porastom veličine zrna od dna prema vrhu sekvencije, odnosno *sekvencije pokrupnjavanja naviše* (sl. 15–2). Humčasta kosa slojevitost (HCS) je pritom posljedica pretaložavanja sitnozrnastih pješčano–muljevitih taloga tijekom olujnih valova u području između osnovice valova lijepog i osnovice valova olujnog vremena (vidi odjeljke 3.3.3.2.3 i 19.3.2). U progradacijskom slijedu obično su zatim taloženi pješčani prudovi riječnih ušća u kojima se pojavljuju uzlazni strujni riplovi (*climbing current ripples*).

Na kraju je jezero ispunjeno riječnim talozima – talozima poplavne ravnice koji su izloženi subaerskom trošenju i sadrže obilje korjenčića i pukotine isušivanja, ili talozima sâmog riječnog korita (sl. 15–2).

Sadržaj kisika u dubljim dijelovima jezerske vode i na jezerskom dnu ima, uz utjecaj terigenog materijala, izuzetno važnu ulogu pri odnosima taloženja karbonatnog mulja i organske tvari, tj. odnosa taloženja gline, lapora, vapnenačkog mulja i organske tvari.

U anoksičnim ili euksinskim uvjetima talože se tamni laminirani muljevi bogati organskom tvari, koji su u slučaju da sadrže više od 10% organskog ugljika poznati pod imenom *sapropel*, i mogu predstavljati matične stijene za naftu i zemni plin. Njihovom dijagenezom nastaju *naftni šejlovi* (odjeljak 7.1.3.2) ili pak pougljenjivanjem *sapropelni ugljeni* (odjeljak 7.1.3.3, poglavlja 10.2 i 10.3).



Slika 15–2 Idealizirana vertikalna sekvencija (ciklus pokrupnjavanja naviše) nastala progradacijom obale i regresijom hidrološki otvorenog tipa jezera s prevladavanjem siliciklastične sedimentacije.

U anoksičnim uvjetima nastaju i tankolaminirani muljevi poznati kao **godišnje varve** (*annual varves*) kao posljedica taloženja tamnog glinovitog taloga bogatog organskim detritusom tijekom zime i svijetlog vapnenačkog mulja, taloženog iz tople vode ljeti. Takve organskom tvari bogate taloge u obliku kerogenskih lapora, marlita ili naftnih šejlova često nalazimo u miocenskim sedimentima iz bušotina brojnih naftnih polja u istočnoj Slavoniji.

U suboksičnim uvjetima taloži se mulj sa ili bez kalcita koji sadrži i značajnu količinu organskog detritusa i u pravilu se odlikuje bioturbacijom. Takav je talog poznat pod imenom **gitja** (*gyttja*).

U oksičnim uvjetima na dnu jezera talože se, uz manji donos sitnozrnastog terigenog materijala vapnenački muljevi s niskim udjelom organske tvari. Najčešće su to kalcitom bogati lapori i mikritni vapnenci koji su obično snažno bioturbirani, a uz veći donos sitnozrnastog terigenog materijala prahoviti lapori (sl. 7–7) sa ili bez organske tvari, koji su također u pravilu manje ili više bioturbirani.

Kao dobar primjer razvoja i promjena jezerskih taložnih uvjeta pod utjecajem sinsedimentacijske tektonike može se prikazati model taložnog sustava jezerskih sedimenata u starijem miocenu (otnangu) jugoistočnog dijela Medvednice prema Paveliću i dr. (2000). U tome području tijekom otnanga autori razlikuju dvije faze razvoja jezerskih taložnih uvjeta (sl. 15–3) i treću, marinsku fazu s dokinućem jezerske i uspostavljanjem marinske sedimentacije.

U prvoj fazi u rubnom su dijelu jezera dominirale močvare i tresetišta (sl. 15–3A) s taloženjem sitnozrnastog praha, mulja i treseta, odnosno današnjih sitnozrnastih prahovnjaka s proslojcima ugljena (facijes F_1) od kojih se sastoji stariji dio naslaga otnanga. Prahovnjaci sadrže skelete slatkovodnih školjkaša i ostrakoda, karbonizirane ostatke terestričkih biljaka i tanke uloške ugljena kao produkte pougljenjivanja treseta. Zbog kontinuiranog tektonskog spuštanja taložnog prostora jezero se postupno produbljivalo, ali i širilo preko takvih močvarnih rubnih dijelova formirajući na njima plitki jezerski okoliš, što je zabilježeno taloženjem horizontalno laminiranih ili masivnih vapnenačkih sedimenata (facijes L) preko močvarnih naslaga. Vapnenci mjestimice sadrže velike količine molusaka, ostrakoda i haraceja ili ljušturice *Congeria* u takvoj množini da tvore slojeve kongerijskih kokina. Pred kraj prve faze i početkom druge faze uspostavljen je stabilni jezerski bazenski okoliš.

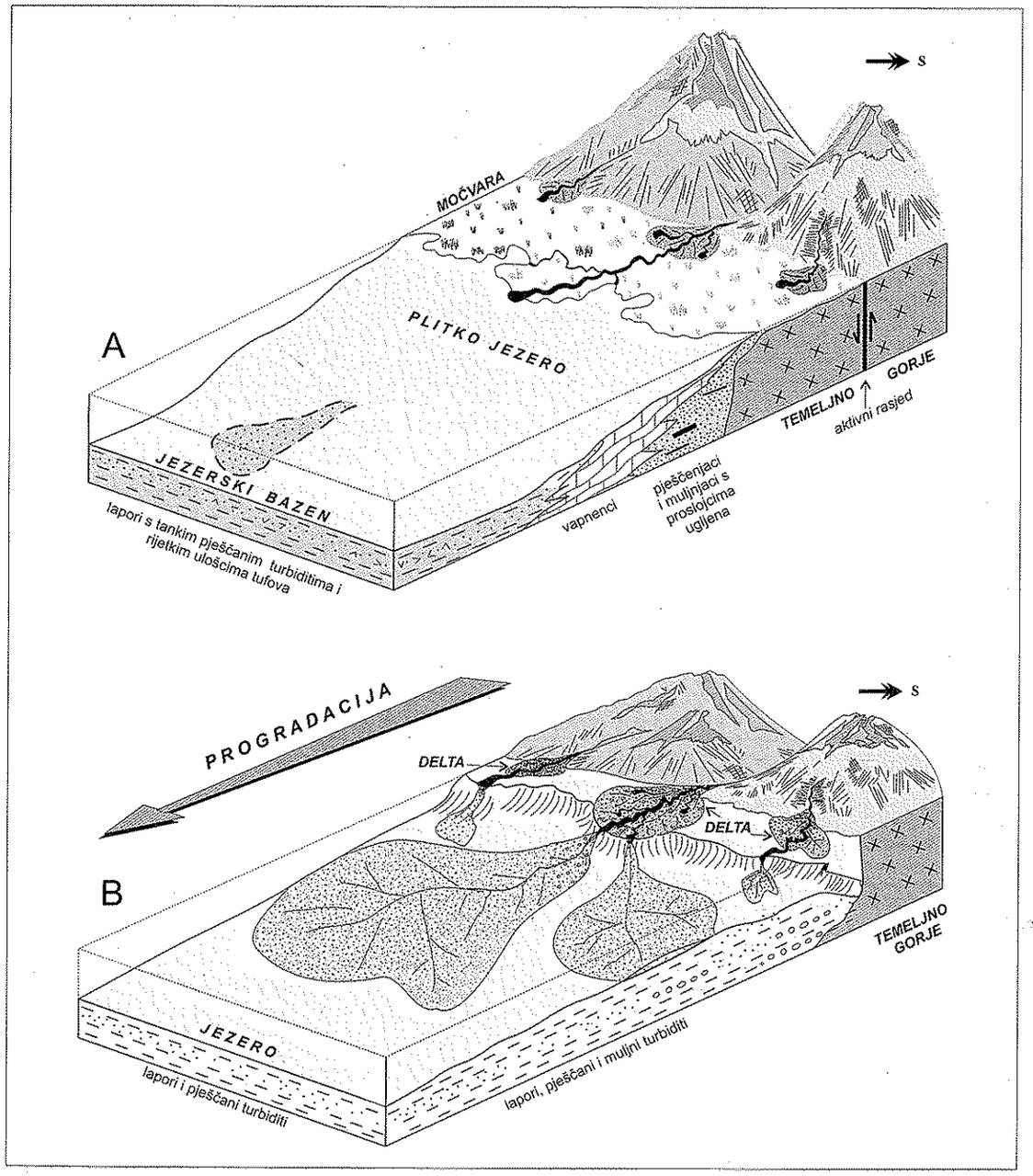
U drugoj je fazi (sl. 15–3B) došlo do bitne promjene taložnih uvjeta zbog relativnog tektonskog smirivanja, a time i smanjivanja i postupnog prestanka tektonskog spuštanja taložnog prostora, odnosno prestanka trenda produbljivanja jezera. To se u stijenskome zapisu odražava sekvencijama pokrupnjavanja naviše i povećanjem udjela klastičnih sedimenata, što autori interpretiraju progradacijom delte. Početkom druge faze umjesto vapnenaca talože se nekoliko metara debeli horizontalno laminirani ili masivni prahoviti lapori, koji su u svom vršnom dijelu posebice bogati detritusom dimenzija praha (facijes F_2). U njima se mjestimice nalaze slatkovodni mekušci, ostrakodi i ostaci terestričkog bilja. Unutar prahovitih lapora (facijes F_2) postupno se taloži sve više pijesaka uz sve učestalija pojavljivanja proslojaka sitnozrnastih do srednjozrnastih pješčenjaka debljine 1–2 cm (facijes Sn), a u višem dijelu naslaga i pješčanih slojeva debljine do 30 cm u kojima se nalaze raštrkana sitna zrna šljunka. Ovaj dio naslaga autori interpretiraju kao turbiditne taloge na jezerskom dnu taložene iz turbiditnih tokova koji su se nastavljali kao podvodni produžeci riječnih ušća (*underflow*).

Glavni dio druge faze jezerskog taložnog sustava zastupljen je progradirajućim deltnim sedimentima, najprije u obliku normalno gradiranih 10–40 cm debelih slojeva konglomerata (facijes Cn) unutar lapora facijesa F_2 koji su taloženi na plitkom dijelu prodelte iz struja velike gustoće, a zatim i masivnih klastnopotpornih krupnozrnastih konglomerata (facijes Cc) taloženih iz kohezivnih debritnih tokova na stopi čela krupnozrnaste delte.

Prikazani vertikalni slijed jezerskih sedimenta tvori kompletnu jezersku sekvenciju pokrupnjavanja naviše na kojoj zatim, zbog obnavljanja tektonskog spuštanja i produbljavanja taložnog prostora u trećoj fazi početkom i tijekom karpata, kontinuirano slijede marinski talozi.

15.2.2. Jezera s pretežito karbonatnim talozima

Jezera s pretežito karbonatnom i biogenom sedimentacijom odlikuju se vrlo malim donosom siliciklastičnog materijala s kopna. Obično je siliciklastični ili općenito terigeni detritus u njima ograničen samo na ušća manjih rijeka i potoka. U ostalom dijelu jezera taloženje je uvjetovano kemizmom i koncentracijom vode, klimom i rasporedom



Slika 15–3 Paleogeografska interpretacija jezerskog taložnog sustava tijekom otnanga na jugoistočnom dijelu Medvednice (iz: Pavelić i dr., 2000). A – Shematski prikaz taložnog modela prve faze taloženja močvarno–jezerskih sedimenata tijekom starijeg otnanga u uvjetima brze tektonske subsidencije, produbljavanja i širenja jezerskog taložnog prostora. B – Shematski prikaz taložnog modela druge faze taloženja jezerskih i deltnih sedimenata tijekom mlađeg otnanga u uvjetima tektonskog mira, tj. bez izrazitije subsidencije i produbljavanja jezerskog taložnog prostora.

hranjivih tvari potrebnih za razvoj biljnih i životinjskih organizama.

Jezerske vode siromašne zamljoalkalijskim ionima (jezera s "mekom vodom"), a bogate otopljenim silicijem, nitratima i fosfatima pogodan su okoliš za razvoj organizama sa silicijskim – kremičnim ili opalnim skeletima, tj. povoljan okoliš za taloženje dijatomejskih muljeva, odnosno dijatomita, što je čest slučaj u jezerima u područjima s hladnom klimom.

Voda bogata otopljenim zemljoalkalijskim ionima, posebice Ca u obliku Ca-hidrogenkarbonata i Mg (jezera s "tvrdim vodama"), pospješuje razvoj organizama koji izlučuju karbonate i/ili svoje skelete i ljušturice izgrađuju od Ca-karbonata. U jezerima čije su vode zasićene Ca-hidrogenkarbonatom u priobalnim se zonama talože vapnenački sedimenti kao produkti fotosintetskih procesa vodenih trava i alga, posebice haroficeja, cijanoficeja i cijanobakterija. Tu mogu nastati i obavijena zrna (ooidi i onkoidi) te različiti oblici kalcitnih kora i nodula, u plićacima s toplom vodom i niskomagnezijski kalcitni muljevi, odnosno njihovom dijagenezom slatkovodni mikritni vapnenci (Tišljar, 2001).

Ovisno o porastu vrijednosti molarnog odnosa Mg/Ca u jezerskoj vodi mijenja se mineralni sastav taloga – pri molarnom odnosu Mg/Ca <2 izlučuju se *kalcit* i *niskomagnezijski kalcit*, između 2 i 12 *visokomagnezijski kalcit*, a iznad 12 *aragonit* (Müller i dr., 1972).

Teksturno-strukturne značajke karbonatnih sedimenata i uvjeti njihova taloženja u jezerima s karbonatnom sedimentacijom podrobnije su prikazani u knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

15.3. Sedimentacija u hidrološki zatvorenim (i slanim) jezerima

U hidrološki zatvorenim jezerskim bazenima mogu prevladavati različiti uvjeti i okoliši taloženja. Najpoznatiji su plaje i jezerski okoliši s evaporitnom sedimentacijom.

15.3.1. Taložni sustav plaja

Plitka zatvorena, povremena i kratkotrajna (efemeralna) jezera u aridnim klimatskim područjima, koja vodu imaju samo povremeno, a veći su dio godine pretežito suha, poznata su kao **plaje** (*playa*) ili **plaja okoliši**.

Povremena jezera – plaje – obično nakon potpunog isušivanja ostavljaju za sobom samo tanke slojeve soli u izmjeni s pješčanim i/ili muljevitim talozima. Pri njihovom isušivanju soli se talože u središnjoj udubini jezera, a na njegovim rubnim dijelovima nastaju pješčano–muljevite ravnice (*mud flat*) čiji talozi u pravilu sadrže samo tanke solne kore, desikacijske pukotine i mjestimice oskudnu vegetaciju i bioturbacije.

Tanke solne kore na vanjskom dijelu muljevite ravnice mogu sadržavati i Ca-dolomite (dolomite sa suviškom kalcija), a na unutarnjem dijelu uglavnom samo halit i gips. Na muljnoj su ravnici prilično česte i tanke dobro laminirane "algalne livade" (*algal mats*), tj. stromatoliti (Tišljar, 2001).

Na isušenom dijelu jezerskog dna do kojeg dosiže kapilarni rub temeljne vode zbiva se ispod površine pješčano–muljnih taloga intersticijalna kristalizacija halita, gipsa i Na-sulfata po modelu evaporitnog crpljenja, kako je to podrobnije objašnjeno u odjeljku 6.2.1.2 u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001). Izlučivanje tih minerala u obliku nodula i nepravilnih leća unutar taloga plaje omogućeno je stalnim dotokom i isparavanjem temeljne vode bogate Na, Cl i sulfatima.

Središnji dio jezerske depresije – plaje – povremeno je preplavljivan vodama povodnja, tj. poplavama pri rijetkim, ali jakim kišama, pri čemu dolazi do otapanja soli i njihovog ponovnog izlučivanja na površini glinovitih, prahovitih ili muljevitih slojeva. Pritom mjestimice može doći i do prerađivanja i pretaložavanja karbonatnih i algalnih stromatolitnih kora uz tvorbu **intraklastičnih breča** ili **konglomerata s plosnatim valuticama** (*flat pebble conglomerate*).

Otapanje soli pri poplavama uzrokuje povećanje koncentracije otopljenih soli u vodi plaje, ali i u temeljnoj vodi, što pospješuje njezinu sposobnost

mineralizacije taloga tijekom isparavanja vode u sušnom razdoblju.

Talozi plaja odlikuju se cikličkom sedimentacijom kao posljedicom ponavljanja taloženja u vodi jezera i njezinom postupnom nestanku, odnosno isušivanju većeg dijela ili cijelog jezera. **Plaja ciklus** u uvjetima pretežito klastične sedimentacije u pravilu ima ovakav vertikalni slijed (odozdo naviše):

- ciklus započinje pjeskovitim pelitima – prahovnjacima ili muljnjacima, čiji je detritus u vode plaje napuhan vjetrom, povremenim tokovima ili bujicama nakon jakih kratkotrajnih kiša; odlikuju se gradacijom i horizontalnom laminacijom;
- srednji dio ciklusa sastoji se od tanko horizontalno laminiranih glina i muljnjaka, mjestimice i cijanobakterijskih stromatolita; to su talozi nastali tijekom suše i postupnog smanjivanja volumena vode u plaji;
- završetak ciklusa obilježavaju halit i druge soli kao posljedica jačeg isparavanja vode i postupnog isušivanja jezera tijekom ljeta ili dugotrajnih suša, uz dotok temeljne vode bogate Na, Cl i sulfatima i njezino isparavanje u kapilarnoj zoni isušenih taloga.

Plaja ciklusi sa sličnim slijedom sedimenata, bez stromatolita, ali s kalupima kristala halita, nalaze se u gornjopermskim klastitima u krovini ležišta evaporita Mali Kukor u Dalmaciji (Tišljar, 1992).

15.3.2. Taložni sustav zatvorenih trajnih ili perenijalnih jezera

U trajnim ili perenijalnim slanim jezerima iz tople se vode ljeti talože soli i aragonit, a zimi iz hladnije vode kalcit tvoreći **evaporitne varve**. Sa sezonskim zagrijavanjima i hlađenjima vode trajnih slanih jezera također su povezane i izmjene svijetlih karbonatnih i tamnih glinovitih lamina, odnosno tanka laminacija ili mikrolaminacija tipa varva (= **jezerske varve**).

Iz površinskog toplog sloja vode ljeti, kad temperatura vode premašuje i 35°C, talože se svijetle karbonatne lamine pretežito sastavljene od aragonita, a zimi, kad je voda znatno hladnija, tamne glinovito–prahovite ili laporovite lamine (Tišljar, 2001). Osim toga, ljeti se u slanim jezerima iz toplog površinskog sloja može izlučivati i taložiti i gips kao posljedica intenziviranja životnih procesa bakterija koje reduciraju sulfate.

U nekim tipovima zatvorenih jezera taloženje može biti cikličko s naizmjeničnim taloženjem klastičnih, organskih i evaporitnih sedimenata. Ciklusi započinju eolskim pješčanim talozima na kojima slijede vapnenci s proslojcima pelita i organskog materijala, da bi ciklusi završili debelim naslagama gipsa s izmjenama proslojaka pelita, organske tvari i vapnenaca (Todilto-formacija, New Mexico – Anderson i Kirkland, 1960; iz Allen i Collinson, 1986). Unutar kambrijskog Officer bazena u južnoj Australiji White i Youngs (1980) su opisali **kompletan jezerski ciklus** koji odozdo naviše sadrži ovakav slijed:

- započinje prahovnjacima (siltitima) s pseudomorfozama evaporitnih minerala,
- središnji član su dolomitično–kalcitični prahovnjaci i dolomikriti s rožnjačkim nodulama, a
- završni član su cijanobakterijski stromatoliti i stromatolitne breče.

Slični su ciklusi opisani i u Coorong jezerima južne Australije (Von der Borch i Lock, 1979), pobliže opisani pri prikazu Coorong modela ranodijagenetske dolomitizacije u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

15.4. Močvarni okoliši taloženja

Hidrološki zatvorena jezera u humidnim klimatskim područjima obično prelaze u močvare – plitke stajaće vode u depresijama na površini Zemlje u kojima se nakupljaju velike količine mrtve, ali još nepotpuno raspadnute biljne tvari koja potječe od bujne močvarne vegetacije.

Slatkovodne močvare mogu nastati ispunjavanjem i vegetacijskim zarašćivanjem hidrološki zatvorenih jezera, ali i na niskim dijelovima aluvijalnih lepeza (poglavlje 14.2), napuštenim riječnim mean-

drima (poglavlje 14.4) i deltnim ravnicama (poglavlje 16.2), a brakične močvare na niskim klastičnim i karbonatnim morskim obalama i plimnim ravnicama (odjeljak 17.4.2).

Početni su talozi pri ispunjavanju močvare organogeni muljevi, odnosno *sapropel* (vidi poglavlje 10.2). Oni uz oplićavanje jezera omogućavaju i bujan rast močvarne vegetacije koja u većim močvarama od obala prema središtu močvare ima, ovisno o dubini vode, strogo određen raspored. U umjerenim klimatskim područjima, na primjer, na obali raste drveće, uz obalu trstika i šaš, a u dubljem dijelu lopoči i vodeno bilje. Osim sapropela i ostataka višeg i nižeg bilja u močvarama se mogu taložiti i sitni pijesci i prah, a osobito muljevi i gline koji su u močvaru dospjeli s okolnog tla ispiranjem jakim kišama ili su donošeni vjetrovima ili potocima i povremenim sezonskim tokovima tijekom kišnih razdoblja ili brzog otapanja snijega.

Međusobni omjer akumulacije organske tvari i anorganskog siliciklastičnog materijala vrlo je promjenljiv od močvare do močvare, ali i u istoj močvari, jer ovisi o brojnim čimbenicima. Među njima su najvažnije razlike u vrstama močvarnog bilja i intenzitetu njihovog rasta, ugibanja i akumulacije s obzirom na klimu i brzinu truljenja biljnih ostataka, a s druge strane bitnu ulogu imaju morfologija, sastav i način kemijskog trošenja i erozije stijena oko močvare, klima, godišnji raspored oborina, vjetrova, količina snijega i brzina njegovog topljenja u proljeće, itd.

Potpunim ispunjavanjem močvara nestaje, a njezini se talozi odlikuju velikom količinom treseta i glina ili muljevima bogatim organskom tvari. Procesima karbonizacije (pougljenjivanja) i litifikacije od treseta mogu nastati tanji ili deblji slojevi ugljena (odjeljak 10.3.1), što je bio vrlo čest slučaj u karbonskim i tercijarnim močvarnim talozima koji su u svijetu dali velika ležišta ugljena.

16. Taloženje u deltama

16.1. Sedimentološke značajke jezerskih i marinskih delta

16.1.1. Opće sedimentološke značajke delta

Delte su prostrana područja na ušćima rijeka u more ili veća jezera u kojima se zbog smanjenja energije i brzine riječnih tokova taloži pretežiti dio šljunaka, pijesaka, praha, mulja, ali i gline koji su ti tokovi nosili.

Akumulacija detritusa je u deltama uvijek znatno brža i jača od mogućnosti njegovog odnošenja hidrodinamskim procesima vodene sredine, što je i ključni čimbenik formiranja delte, odnosno velikog sedimentnog tijela lepezastog oblika poznatog pod imenom **deltna lepeza** (*fan delta*), u tlocrtu sličnog grčkom slovu '*delta*' (Δ), od čega i potječe ime tog područja (sl. 16–1).

Riječni tokovi, koji su prije ušća omeđeni obalama i riječnim nanosima, na ušćima u more ili jezero naglo se šire, što je praćeno smanjenjem brzine toka, koje osobito dolazi do izražaja pri ulijevanju rijeke u stajaću morsku ili jezersku vodu. To uzrokuje naglo taloženje velikih količina šljunčano–pješčanog i muljevitog materijala koji je prenošen riječnim tokom. Pritom se, uz stalnu progradaciju – napredovanje delte u more ili jezero – zbiva i granulometrijsko razdvajanje detritusa, tako da se krupnozrnasti materijal taloži odmah blizu riječnog ušća ili u zoni produžetaka više riječnih kanala i rastoka formiranih na deltnoj ravnici, a onaj sitnijeg zrna u morskom ili jezerskom taložnom prostoru znatno dalje od riječnog ušća u obliku prodeltne lepeze (sl. 16–1).

Na taloženje i pretaložavanje detritusa, posebice u najplićem dijelu delte, tj. na deltnoj ravnici i čelu delte (sl. 16–1), bitno utječu plima i oseka, valovi i morske struje, tako da u tim područjima delte mogu nastati vrlo različite i kompleksne sedimentne tvorevine.

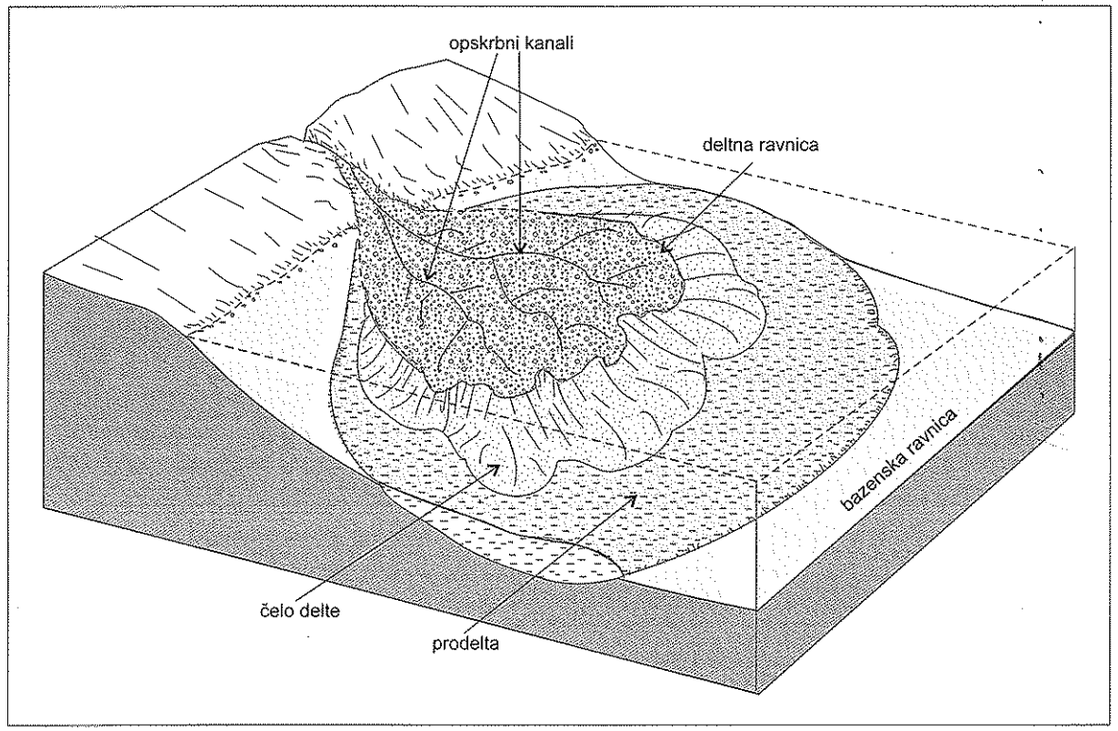
S obzirom na dubinu vode, nagib padine, načine snabdjevanja delte pretežito krupnozrnastim detritusom, kao i na jako varijabilne mogućnosti donošenja i odnošenja takvog detritusa u taložnom prostoru delte, prema Postmi (1990) postoji 12 kategorija delta s prevlašću riječnih uvjeta i pretežito krupnozrnastim detritusom (*coarse-grained fluvial dominated deltas*):

- za vrlo plitku vodu karaketristične su **delte Hjulströmova tipa** (*Hjulström-type delta*),
- za dublju vodu delte klasičnog Gilbertovog tipa (*"Classic" Gilbert-type delta*), a
- za padine u dubokoj vodi delte **Gilbertovog tipa** (*Gilbert-type delta*) i deltne lepeze tipa prudova ušća (*mouth bar-type fan delta*).

Postmina klasifikacija (Postma, 1990) obuhvaća sve morfološke tipove deltnih lepeza s prevlašću riječnih uvjeta koje mogu nastati u plitkomorskim, dubljemorskim ili jezerskim okolišima taloženja, kao i na dubokomorskim padinama. U ovoj knjizi su, zbog koncepcijske podjele okoliša prema dubini vode, tj. na priobalne, plitkomorske, padinske i dubokomorske, unutar ovog poglavlja o deltnim taložnim sustavima prikazane samo delte Gilbertovog tipa i marinske delte čije se deltne ravnice i čela nalaze pod utjecajem riječnih tokova, plimnih struja i valova, a deltne lepeze tipa prudova ušća svrstane su u taložne sustave na dubljemorskim podmorskim padinama, tj. u poglavlje 20.3.

16.1.2. Sedimentološke značajke delta Gilbertovog tipa

Klasični primjeri istraživanja sedimentacije u deltama su Gilbertovi (1885, 1890) radovi o pleistocenskim deltama jezera Bonneville, i Barrelovi (1912, 1914) radovi o devonskim deltama Catskillske formacije. Unutar lepezastih delta nastalih akumulacijom materijala prenošenog fluvio-glacijalnim tokovima Gilbert je izdvojio tri karakteristična dijela



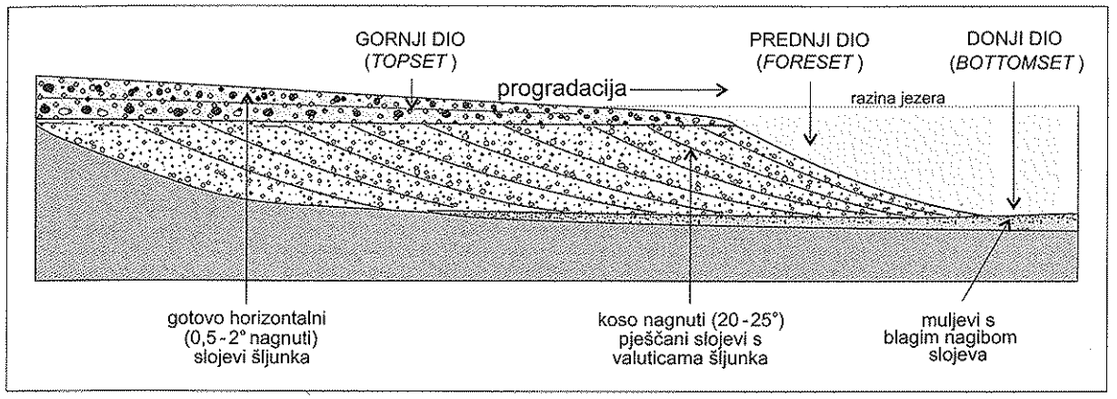
Slika 16–1 Shematski prikaz morfologije morske delte: deltna ravnica s riječnim opskrbnim kanalima, strmo čelo delte i prostrana prodelta koja se širi u bazensku ravnicu.

delte: **gornji dio** ili *topset*, **srednji dio** ili *foreset*, i **donji dio delte** ili *bottomset* (sl. 16–2). Takva je podjela deltnih sedimenata, nakon što ju je Barrel (1912) primijenio za izradu modela sedimentacije delta u devonskoj Catskillskoj formaciji, našla široku primjenu i uporabu u istraživanjima deltnih sedimenata. Nazivi *topset, foreset* i *bottomset* imaju samo fizikalno značenje.

Gornji dio delte ili ***topset*** pretežito je izvan, a samo manjim dijelom pod vodom jezera (ili mora) u koje se ulijeva riječni tok, i zapravo čini gornji dio aluvijalne lepeze kao produžetak riječnog toka u jezero. Sastoji se od gotovo horizontalnih ili u smjeru središta taložnog prostora vrlo blago nagnutih paketa slojeva šljunkovitih i pješčanih sedimenata. Taj nagib obično iznosi svega 5 do 10 m na kilometar dužine topseta (sl. 16–2).

Topset u tlocrtu ima polukružan oblik s polumjerom ne većim od nekoliko kilometara. S obzirom da je to gornji dio aluvijalne lepeze, dakle nastavak aluvijala, sadrži samo šljunak i krupnozrnastiji pijesak u kojima je česta *kosa slojevitost*. Setovi kosih lamina unutar šljunčano–pješčanih sedimenata obično su razdvojeni glinovitim ili pelitnim laminama taloženim tijekom razdoblja niže energije vode i/ili nižeg vodostaja.

Prednji dio delte ili ***foreset*** (sl. 16–2) podvodni je dio delte koji ima visinu od nekoliko pa do više desetaka metara, a sastavljen je od kososlojevitih šljunaka i/ili šljunkovitih pijesaka s uloščima pijeska, pri čemu ti sedimenti imaju nagib u smjeru taložnog prostora od 20 do 24°, s time da su u donjem dijelu *foreseta* nagibi manji i čine postupni prijelaz u donji dio delte – *bottomset*. *Foreset* nastaje zbog



Slika 16–2 Poprečni presjek kroz deltne sedimente Gilbertovog tipa delte s prikazom temeljnih litoloških i teksturno-strukturnih značajki *topseta, foreseta* i *bottomseta*. Pleistocenska delta u jezeru Bonneville (prema Gilbertu, 1885, i Barrelu, 1912).

naglog taloženja detritusa iz brzih gravitacijskih struja velike gustoće, a dijelom i iz gravitacijom kontroliranih lavina.

U prednjem dijelu delte Gilbertovog tipa mjestimice se nalaze veći erozijski kanali. Progradacijom delte, osobito brzom progradacijom *foreseta* preko *bottomseta*, nastaje karakterističan vertikalni slijed taloga – deltna sekvencija – tipa sekvencije pokrupnjavanja naviše.

Donji dio delte ili ***bottomset*** je tijelo lepezastog oblika koje nastaje akumulacijom sitnozrnastih taloga na dnu taložnog prostora, tj. između *foreseta* i bazenske ravnice. Sastoji se od sitnozrnastih sedimenata, uglavnom sitnozrnastih prahovitih pijesaka i muljeva taloženih na jezerskom (ili morskom) dnu. Slojevi su, za razliku od onih u *foresetu*, horizontalni ili samo vrlo blago nagnuti prema bazenu (sl. 16–2). Bitna odlika sedimenata tog dijela delte je horizontalna laminacija, a samo rijetko se pojavljuju i riplovi malih amplituda.

Delte Gilbertovog tipa zapravo su posebni tipovi **aluvijalnih lepeza** koje progradiraju u dublju vodu niske energije, a pretežito se sastoje od krupnozrnastih šljunaka. Nastaju u zoni rasjedanja gdje se tektonskim izdizanjem u zaobalnoj i spuštanjem u obalnoj i odobalnoj zoni, uz izrazitu subsidenciju taložnog prostora, formira razvijena morfologija na kopnu i uz rub taložnog prostora s pogodnom dubinom vode na ušću aluvijalne lepeze u jezero (ili more).

Ako je dubina vode premala, zbog snažne progradacije neće se moći razviti strmi *foreset,* a ako je voda preduboka šljunčani detritus se također neće moći akumulirati kao podvodna aluvijalna lepeza s razvijenim *foresetom* nego će se izravno taložiti na dnu u obliku širokog sedimentnog tijela.

Dobar primjer taložnog slijeda nastalog akumulacijom detritusa u delti Gilbertovog tipa su sekvencije pokrupnjavanja naviše koje u starijim dijelovima konglomeratne Prominske formacije područja Karina u sjevernoj Dalmaciji završavaju kososlojevitim (19–24°) konglomeratima. Te konglomerate Babić i Zupanič (1990) interpretiraju kao sedimente padine Gilbertove delte i smatraju ih završnim članom cikličkog progradacijskog slijeda pokrupnjavanja naviše koji započinje prahovitim vapnencima s rijetkim bentosnim foraminiferama i školjkašima.

Donji dio slijeda obuhvaća prahovite vapnence pekston do vekston tipa s uloščima pješčenjaka i foraminiferskih vapnenaca, koji mjestimice pokazuju intenzivnu bioturbaciju, rjeđe ravnu ili kosu laminaciju blagog nagiba. Cijeli je donji dio slijeda inter-

pretiran kao talog šelfnog okoliša ispod "normalne" osnovice valova, sporadično s djelovanjem olujnih valova.

Srednji dio slijeda započinje laminama i tankim slojevima (<0,5 m) sitnozrnastih pješčenjaka koji pokazuju erozijsku bazu, bioturbaciju i amalgamaciju, te horizontalnu ili blago kosu laminaciju, a sporadično i simetrične riplove. Taj dio slijeda završava pješčenjacima s riplovima, od kojih većina pripada valnim riplovima. U pješčenjacima se obično pojavljuju tanke leće konglomerata ili samo pojedinačne valutice šljunka. Srednji dio slijeda autori također interpretiraju kao taloge šelfnog okoliša ispod "normalne" valne osnovice, uz češći utjecaj olujnih valova nego u donjem dijelu slijeda.

Gornji dio slijeda sastoji se od kososlojevitih konglomerata debljine oko 2 m sa slojevitošću do 10 cm, isklinjavanjima, tangencijalnim i bazalnim kontaktima. Taj dio slijeda taložen je na padini delte Gilbertovog tipa.

Opisani primjer progradacijskog slijeda sekvencija pokrupnjavanja naviše s konglomeratnim vrhom, odijeljenim erozijskom površinom i transgresivnim pokrivačem, odražava ponavljanje i izmjenu razdoblja brze progradacije s taloženjem velike količine krupnozrnastog detritusa na padini delte Gilbertovog tipa i razdoblja transgresije bez značajnijeg prinosa sedimenata (Babić i Zupanič, 1990).

16.1.3. Facijesi i deltne sekvencije marinskih delta

Mnoga istraživanja u recentnim deltama, posebice rijeke Mississippi (Trowbridge, 1930; Russell, 1936; Fisk, 1947, 1961; Fisk i dr., 1954; Postma, 1990; Nemec, 1990) pokazala su da se Gilbertova podjela delta ne može univerzalno primjenjivati na sve delte, te da bi delta Mississippija mogla biti najpogodniji opći model koji bi odgovarao većini recentnih i fosilnih delta s prevlašću fluvijalnih procesa i taloženjem pretežito sitnozrnastog detritusa.

Zbog toga se danas primjenjuje opća podjela okoliša taloženja u deltnim sustavima prema modelu delte Mississippija koji su razradili Fisk i dr. (1954). Po tom modelu deltni sustav sedimentacije obuhvaća sljedeće okoliše (sl. 16–1):

- **deltna ravnica** (*delta plain*), koja uglavnom odgovara Gilbertovom *topsetu*;
- **čelo delte** (*delta front*), koje se ne može usporediti s Gilbertovim *foresetom*, i
- **prodelta**, koja se također ne može usporediti s elementima iz Gilbertove podjele delte.

S obzirom na međusobne odnose donosa detritusa u deltu i njezinog taloženja i razaranja uz pretaložavanje deltnih taloga valovima, morskim strujama, plimom i osekom, razlikuju se (Eliott, 1986):

- "*faze konstrukcije ili progradacije delte*", tijekom kojih su značajni vrlo veliki donos i taloženje detritusa, i
- "*faze destrukcije ili napuštanja delte*" (*delta abandonment*), odnosno "*destrukcijske faze deltne sedimentacije*", pri kojima je odlučujuće smanjivanje količine donosa sedimenta u deltu i/ili njegovo jače odnošenje morskim strujama i valovima od obroka donošenja i taloženja, kako je to slučaj na čelima delte s prevlašću djelatnosti valova (odjeljak 16.3.3).

Marinske delte (sl. 16–1) su jako promjenljivi okoliši taloženja koji se po uvjetima taloženja nalaze između kontinentalnih (riječnih) i plitkomorskih marinskih, posebice plimnih, *shoreface* i *offshore* okoliša i uvjeta taloženja. S obzirom na morfologiju obale i morskog taložnog prostora i dubinu mora, kao i hidrodinamičke uvjete kojima su izložene pojedine delte, razlikuju se različiti tipovi delta.

Najširu primjenu ima podjela morskih delta temeljena na tome prevladavaju li u području delte fluvijalni, plimni ili valni procesi, pa se razlikuju delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta, delte s prevlašću plimnih struja, delte s prevlašću djelatnosti valova, i delte u kojima se miješaju djelatnosti fluvijalno-plimnih ili djelatnosti plima i valova (Galloway, 1975; Elliott, 1986; Orton, 1988). Kao dobri recentni primjeri pojedinih tipova takvih delta jesu:

a) delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta:

- *delta Mississippija* s pretežito muljevitim i prahovitim detritusom,
- *delta Mackenzija* s taloženjem pretežito sitnozrnastog pješčanog detritusa, i
- *delta Alta* s pretežito šljunkovito–pješčanim detritusom.

b) delte s prevlašću plimnih struja:

- *delta Mahakama* s pretežito muljevitim i prahovitim detritusom, i
- *delta Ganges/Brahmaputre* s pretežito sitnozrnastim pješčanim detritusom.

c) delte s prevlašću djelatnosti valova:

- *delte Sao Franciscoa* i *Rhone* s pretežito sitnozrnastim pješčanim detritusom,
- *delta Skeidararsandura* sa šljunkovito–pješčanim detritusom, i
- *delta Punta Gorda* sa šljunčanim detritusom.

d) delte u kojima se miješaju djelatnosti plima i valova:

- *delte Nigera* i *Coopera* s pretežito sitnozrnastim pješčanim deritusom.

e) delte u kojoj se miješaju djelatnosti fluvijalno-plimnih uvjeta:

- *delta Irrawaddya* s muljevito–prahovitim detritusom.

Veliki i razmjerno brzi donos terigenog materijala riječnim tokom ili tokovima uzrokuje progradaciju deltnog kompleksa u more. Veliki obroci sedimentacije i stalna subsidencija taložnog prostora glavni su čimbenici konstrukcijske faze ili progradacije delte koji dovode do tvorbe debelih, široko rasprostranjenih deltnih taloga lepeznogaoblika s karakterističnim vertikalnim i bočnim rasporedom facijesa (sl. 16–1 i 16–3).

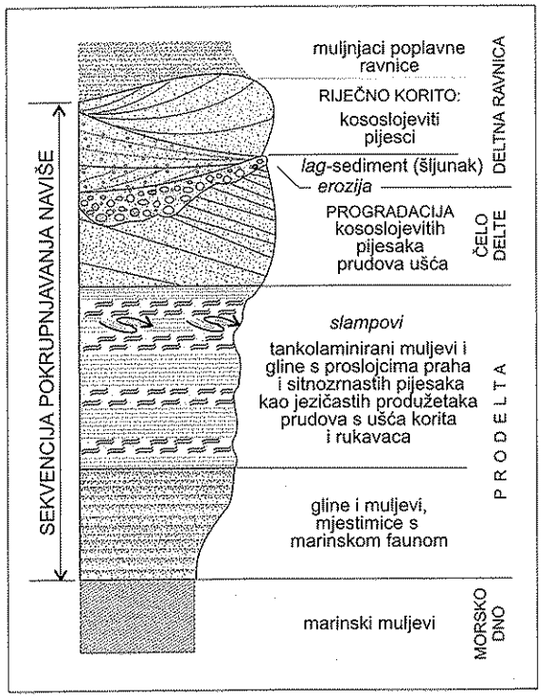
U slučaju neprekinutog taloženja, tj. u konstrukcijskoj fazi bez destrukcijskih faza (razaranja i pretaložavanja taloga valovima, morskim strujama, plimom i osekom), nastaje **deltna sekvencija** jasno određenog vertikalnog slijeda koja se sastoji od pet glavnih skupina facijesa. Od dna prema vrhu sekvencije prema Einseleu (1992) mogu se izdvojiti:

1) **facijes prodeltnih muljeva** (*prodelta muds facies*) s rijetkim proslojcima praha (silta) i pijeska i jasnom progradacijom u smjeru mora;
2) **pješčani facijes čela delte** (*delta front sands facies*), koji od riječnog ušća progradira u more jednako kao i facijes prodeltnih muljeva, a sastoji se od pijesaka taloženih u obliku prudova ušća (*mouth bar sands*) i pijesaka obalnih barijera (*coastal barrier sands*);
3) **facijes meandarskih pješčanih prudova** (*point bars*), opskrbnih (distribucijskih) kanala i riječnih nasipa, pri čemu u meandarskim prudovima i ispunama opskrbnih kanala dominiraju pješčani sedimenti, a u riječnim nasipima pijesak i prah;
4) **facijes deltne ravnice** (*delta plain facies*), koji se sastoji od muljeva taloženih u zaljevima ili lagunama, plimnim ravnicama, močvarama i deltnim jezerima, a nastaje zbog postupne subsidencije – tonjenja morskog dna i deltnog kompleksa – razmjerno sporom agradacijom, tj. pretežito vertikalnim prekrivanjem već postojećih taloga deltnog kompleksa muljevima, te
5) **facijes riječnih taloga nastao pri progradaciji aluvijalne ravnice u smjeru mora**, u koji pripadaju talozi meandarskog pruda, ispune kanala i sitnozrnasti talozi poplavne ravnice, ili talozi dva ili samo jednog od tih tipova.

Ovaj opći, idealizirani vertikalni slijed facijesa obično je jako promjenljiv unutar pojedinih deltnih sekvencija, poglavito u slučajevima kad u pojedinim fazama taloženja nastupa razaranje i pretaložavanje, odnosno destrukcijska faza akumuliranih taloga valovima, plimnim strujama i riječnom erozijom. Ti su procesi podrobnije prikazani u poglavljima 16.2 i 16.3.

U marinskom deltnom kompleksu bočno od deltne ravnice u plitkom moru deltni talozi također imaju tipični lateralni raspored facijesa koji se općenito može sažeti na sljedeće:

- pijesci donjeg dijela meandarskih prudova i ispuna glavnih opskrbnih kanala čine preko pješčanih i prahovitih taloga podmorskog dijela riječnog ušća postupne bočne prijelaze u pijeske taložene na obalnom licu ili potopljenom žalu (*shoreface*), a
- pijesci taloženi kao ispune kanala i nasipa, kao i pješčano–prahni talozi vodenih proboja (*crevasse*



Slika 16–3 Sekvencija pokrupnjavnja naviše nastala na čelu delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja: obično započinje tamnim marinskim muljevima i prodeltnim sedimentima, na njima zbog progradacije delte slijede talozi čela delte, a završava sa sedimentima riječnog korita, tj. *lag*-konglomeratima na erodiranoj površini te na njima debelim slijedom kososlojevitih pješčenjaka.

splay), bočno se postupno miješaju, a zatim i nadomještavaju muljevitim talozima zaljeva, laguna, plimnih ravnica i, ovisno o klimi, slanih močvara ili depresija.

16.2. Uvjeti i okoliši taloženja na deltnoj ravnici

Deltna ravnica (sl. 16–1) prostrano je nizinsko područje u gornjem dijelu delte iznad morske razine preko kojeg se riječni tok nastavlja u obliku prstasto razgranatih manjih aktivnih i napuštenih korita, rukavaca i rastoka između kojih se nalaze plićaci, zaljevi i povremeno poplavne ravnice, plimne ravnice (*intertidal flats*), močvare, a u aridnim klimatskim područjima i saline u kojima se izlučuju evaporiti.

Neke deltne ravnice mogu imati samo jedan opskrbni kanal, ali su mnogo učestalije deltne ravnice s dva ili više lepezasto račvanih opskrbnih kanala (sl. 16–1). U opskrbnim kanalima deltne ravnice talože se šljunčano–pješčani sedimenti sličnih karakteristika kao u riječnim okolišima (vidi poglavlja 14.2 i 14.4), a između takvih kanala nalazi se cijeli splet močvara, jezeraca, prudova i plimnih ravnica.

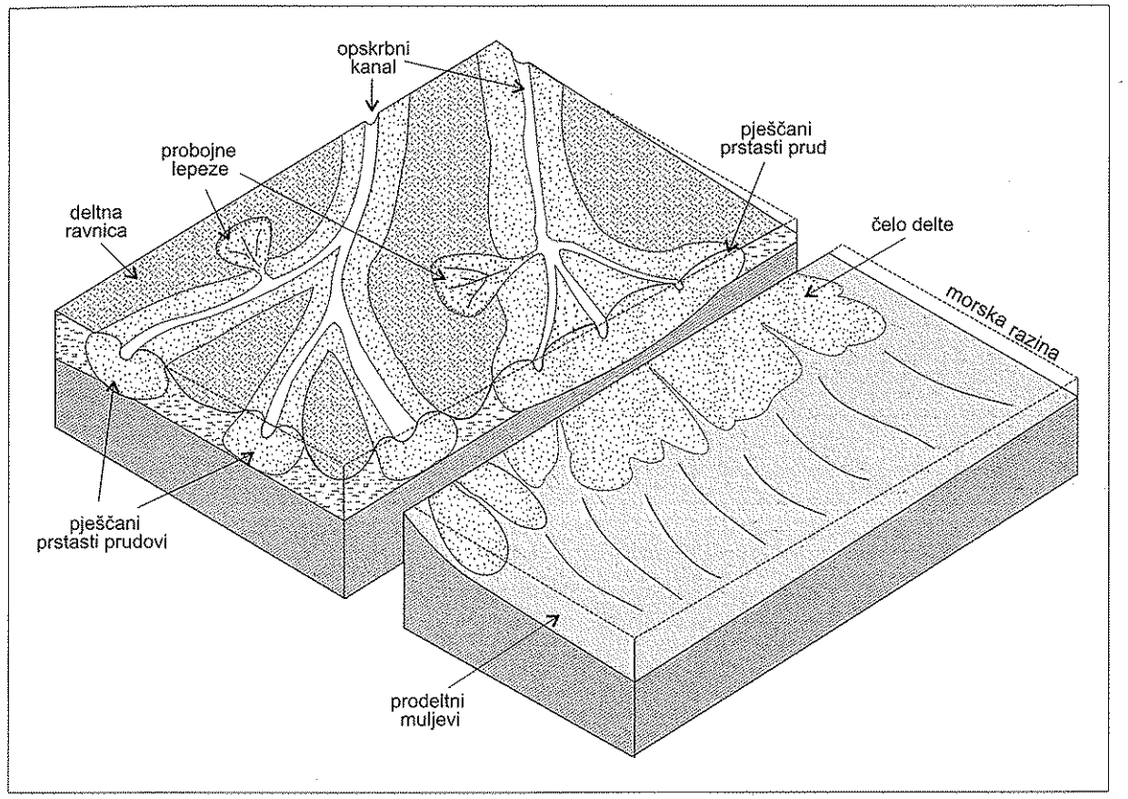
Granična crta deltne ravnice i čela delte određena je morskom razinom i obično ima jako zavojit oblik zbog brojnih morskih zaljeva i plićaka duboko uvučenih u deltnu ravnicu, kao i morfologije jezičastih prudova koji zadiru daleko u more (sl. 16–4). Mnoge su deltne ravnice izložene utjecaju rijeka, plima i oseka, a ponegdje i jakoj djelatnosti valova. Utjecaj valova uglavnom je moguć samo pri olujama ili ekstremno visokim plimama ako ispred deltne ravnice u moru ne postoje obalne pješčane barijere.

Uvjeti taloženja na deltnoj ravnici izravno ovise o tome prevladavaju li na deltnoj ravnici fluvijalni uvjeti ili djelatnost plima, pa se razlikuju:

a) deltne ravnice s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja (*fluvial-dominated delta plain*), i
b) deltne ravnice s prevlašću plimnih struja (*tidal-dominated delta plain*).

16.2.1. Deltne ravnice s prevlašću fluvijalnih uvjeta

Gornji dio delte koji se nalazi iznad stalne morske razine, tj. u subaerskim uvjetima (sl. 16–1), uvjetovan je fluvijalnim taložnim procesima, a u nekim deltama djelomice i uvjetima kakvi vladaju u jezerskim i/ili močvarnim okolišima, ako u tom dijelu delte postoji jezero ili više jezera, odnosno močvara.



Slika 16–4 Shematski prikaz taložnog sustava pješčanih prstastih prudova i probojnih lepeza na deltnoj ravnici i čelu delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta.

16.2.1.1. Riječna korita kao opskrbni (distribucijski) kanali na deltnoj ravnici s prevlašću fluvijalnih uvjeta

Riječna korita kao opskrbni (distribucijski) kanali (*distributary channel*) na deltnoj se ravnici s prevlašću fluvijalnih uvjeta odlikuju sedimentacijom sličnom onoj u riječnim dolinama, jer su korita, kanali i rastoci na deltnoj ravnici zapravo prirodni nastavak riječnog toka, ali s tom razlikom što je tok ovdje znatno usporeniji zbog proširenja, naglog oplićavanja, račvanja u više kanala ili rastoka i/ili meandriranja korita (sl. 16–1). Tokovi u riječnim opskrbnim kanalima nemaju ujednačenu snagu niti jednolični vodostaj, nego im je vodostaj podvrgnut periodičnim fluktuacijama i zbog toga varijabilnim obrocima donosa detritusa različitog granulometrijskog sastava.

U donjem dijelu deltne ravnice korita i opskrbni kanali povremeno mogu biti izloženi morskim procesima, tj. utjecaju plime i oseke ili djelatnosti valova.

U aridnim i glacijalnim područjima sustavi riječnih korita na deltnim ravnicama u pravilu imaju značajke *prepletenih rijeka*, a u humidnim područjima *meandrirajućih rijeka*.

Na obje strane opskrbnih kanala nastaju uži ili širi **prirodni nasipi** (*natural levees*), u prvom redu tijekom najvišeg vodostaja, odnosno poplavljivanja. Zbog tonjenja (subsidencije) deltnog kompleksa ili nekontinuiranog poplavljivanja subaerski dijelovi

nasipa imaju vrlo nepravilan vertikalni slijed taloga, jer im je taloženje bilo uvjetovano isprekidanim agradacijskim procesima. Sastoje se od sitnozrnastog pijeska i praha sa ili bez tragova podmorskih pješčanih prudova koji nastaju na riječnim ušćima u more.

Pijesci obično pokazuju horizontalnu laminaciju i sadrže tanke lamine praha i/ili mulja, pri čemu se pijesak taloži u uvjetima jačih riječnih struja i/ili pri utjecaju valova, a tanke lamine praha i/ili mulja tijekom razdoblja s niskom energijom toka, odnosno bez utjecaja valova. Unutar njih mogu se pojaviti vijugava laminacija (konvolucija), glinene lopte i karbonatne konkrecije. U razdobljima bez jače sedimentacije, tj. tijekom niskog vodostaja, tu može rasti bilje ili se stvarati tlo.

Prahovito–muljeviti talozi nasipa u pravilu sadrže korijenčiće, tragove bušenja i pedogenetske tvorevine.

Ispune korita opskrbnih kanala (*channel fills*) odlikuju se osobitim vertikalnim redanjem taloga koje je u slučaju potpunog razvoja poznato kao *fluvijalni ciklus positnjavanja naviše*, koji nastaje migracijom meandrirajućeg riječnog korita (= riječno korito na sl. 16–3). Vertikalni slijed taloga u takvom ciklusu ima, odozdo naviše, sljedeće značajke:

- donji dio je taložen na jako erodiranoj podlozi i obično se sastoji od ispranih šljunčano–pješčanih sedimenata (= *lag*-sedimenti);
- slijede pješčani talozi s koritastom kosom slojevitošću, rjeđe i laminacijom s deformiranim laminama;
- gornji se dio ciklusa sastoji od sitnozrnastih pješčanih taloga koji pokazuju valovitu laminaciju i sadrže proslojke mulja, a
- ciklus završava muljevima i glinama poplavne ravnice u kojima se u pravilu nalaze ostaci korijenja vodenog bilja, trava i grmlja.

16.2.1.2. Područja između riječnih korita (opskrbnih kanala) na deltnoj ravnici s prevlašću fluvijalnih uvjeta

Područja između riječnih korita ili opskrbnih kanala (*interdistributary delta plain*) na deltnoj ravnici s prevlašću fluvijalnih uvjeta, posebice u deltama kojima se kanali produžavaju u obliku "prstiju ptičje noge" (*fluvial dominated birdfoot delta type*), zatvoreni su plitkovodni okoliši, uglavnom zaštićeni zaljevi i jezera s mirnim vodama male energije, ili su to močvare s bujnim niskim raslinjem.

Tijekom visokog vodostaja vode iz korita se izlijevaju i poplavljuju područja između riječnih korita na cijeloj deltnoj ravnici (*overbank flooding*) pa se talože tankolaminirani muljevi poplavne ravnice. Bitna značajka tih muljeva je njihova intenzivna bioturbacija, kojom primarna tanka laminacija može biti manje ili više, a ponegdje i potpuno uništena. Pri poplavljivanju i probojima nasipa na rubovima korita i kanala mogu se taložiti pješčani sedimenti nasipa i/ili vodenih proboja u obliku **probojnih lepeza** (sl. 16–4 i poglavlje 16.3).

Močvare između riječnih korita na deltnoj ravnici posebice su često razvijene u područjima s humidnom klimom, tako da u njima, uz male obroke subsidencije, postoje idealni ekološki uvjeti za bujan razvoj bilja i akumulaciju i očuvanje treseta i alohtonih biljnih ostataka. U njima se donos, a time i značajnije taloženje siliciklastičnog materijala, zbiva uglavnom samo tijekom visokih vodostaja pri izlijevanju vode iz korita i opskrbnih kanala ili pri probojima nasipa.

U močvarama u kojima stajaće vode imaju slabu drenažu talože se crni, organskom tvari bogati muljevi koji sadrže pirit, biljne ostatke, treset ili ugljen. Ponegdje se ugljeni mogu pojaviti i u debelim slojevima koji imaju gospodarsko značenje. Močvarni muljevi mjestimice mogu sadržavati tanko laminirane prahovnjake taložene pri poplavama, a samo pri povremenim olujnim valovima i izolirane pješčane setove s riplovima i lećastim laminama kao posljedicu nadiranja mora na deltnu ravnicu pri visokim valovima.

Pirit u takvim okolišima potječe od bakterija koje reduciraju sulfate, a čest je i Fe-fosfat – vivijanit u obliku bubrežastih agregata ili konkrecija. Takvi močvarni talozi redovito sadrže i hematitno–limonitne ili getitne konkrecije.

U močvarama s dobrom drenažom udio organske tvari je bitno manji nego u slabo dreniranim močvarama. U njima se uglavnom talože samo gline, uz povremeni donos i taloženje praha i mulja tijekom visokog vodostaja i poplava, koji unutar glina tvore lećaste proslojke. Česte su kalcitne i hematitno–limonitne ili getitne nodule i konkrecije.

U slatkovodnim jezerima, koja često postoje u gornjim dijelovima velikih deltnih ravnica u području između riječnih korita i koja su obično vrlo plitka, važnu ulogu ima progradacija manjih delta u jezero na ušćima manjih opskrbnih kanala ili rastoka.

U ostalim dijelovima jezera talože se tamnosive i crne tankolaminirane gline koje mjestimice sadrže svijetle tanke lećaste proslojke praha koji odražavaju povremene jače donose detritusa u jezero tijekom visokog vodostaja u riječnim kanalima ili promjenu energije jezerske vode i utjecaj valova.

Ponegdje se pojavljuju bioherme ili biostrome slatkovodnih školjkaša, a vrlo česti su pirit i vivijanit, ali bez hematitno–limonitnih i getitnih konkrecija.

U aridnim klimatskim područjima na deltnoj ravnici između riječnih korita mogu se izlučivati evaporiti ili u subaerskoj zoni nastaju kalkretne kore.

16.2.2. Deltne ravnice s prevlašću plimnih struja

U deltama u kojima prevladava djelatnost plimnih struja za razliku od ostalih tipova delta nedostaje subaerski dio delte koji se stalno pomiče u more, pa se pretežiti dio riječnih taloga akumulira na njezinom širokom čelu, u plitkoj vodi estuarijskih ušća ili u susjednom dubljem moru. Deltne ravnice s prevlašću plimnih struja u pravilu se nalaze u donjem dijelu deltne ravnice morskih delta, gdje između kanala i rukavaca postoje lagune i plimne ravnice s brojnim plimnim kanalima. Kanali su duboki i do nekoliko metara, široki više desetaka, a dužine su im više stotina metra.

U humidnim klimatskim područjima između plimnih ravnica obično postoje močvare mangrova, kako je to primjerice slučaj u delti Nigera (Allen, 1965).

U područjima s mezoplimnim i makroplimnim uvjetima, tj. plimama od 2–4 m i preko 4 m (vidi poglavlje 17.1), po plimnim kanalima plimne struje prodiru daleko na deltnu ravnicu, izlijevaju se iz njih i poplavljuju velika međukanalna područja deltne ravnice. Na taj način u područjima između riječnih korita i kanala nastaju lagune i/ili močvare, pješčani prudovi (*sand bars*) unutar kojih postoje brojni plimni rukavci (*tidal creeks*), prostrane plimne ravnice (*tidal flats*) koje su tijekom plima preplavljene, a tijekom oseka većim dijelom izronjene iznad razine vode, a na širokoj podmorskoj deltnoj platformi potplimne pješčane brazde i pješčani valovi ili podvodne (subakvatske) dine.

Naime, sav sediment koji na široku deltnu zaravan donosi rijeka putem jednog ili više korita – opskrbnih kanala, izložen je opetovanom premještanju i pretaložavanju strujama plima i oseka čije je kretanje općenito okomito na obalnu crtu. Zbog toga na deltnoj zaravni i na estuarijskim ušćima nastaju izdužena, međusobno subparalelna pješčana tijela poznata kao **potplimne pješčane brazde** (*subtidal sand ridges*) i **pješčani valovi** (*sand waves*) ili **podvodne dine**. Sedimenti deltnih zaravni s pješčanim valovima i potplimnim pješčanim brazdama stoga imaju karakterističan vertikalni slijed, koji, prema Gallowayu i Hobdayu (1983), odozdo naviše sadrži sljedeće članove:

- bioturbirane prodeltne–šelfne muljeve,
- muljeve s proslojcima bioturbiranih pijesaka sa strujnim riplovima (= potplimni talozi),
- koritasto kososlojevite pijeske sa strujnim riplovima (= pješčani valovi ili pješčane brazde), i
- muljeve u izmjeni s pijescima sa strujnim riplovima (= potplimni talozi).

Temeljna značajka sedimenata plimnih ravnica u deltama s prevlašću plimnih struja su pješčani ciklusi male debljine s čestim plimnim kanalima ispunjenim krupnozrnastijim pijeskom koji se odlikuju erozijskom osnovicom – usječeni su u pješčane sedimente i obično su erodirali više pješčanih slojeva.

U plimnim kanalima pri bočnoj migraciji prudova talože se pijesci, na plimnoj ravnici pokraj pješčanih prudova tanki ciklusi s erozijskom osnovicom i pijescima na početku, a močvarnim talozima na

vrhu ciklusa (Allen, 1965). Sedimenti s plimnim kanalnim ciklusima i ciklusima plimne ravnice, koji se odlikuju malim debljinama i teksturama tipičnim za plimne ravnice (vidi odjeljak 17.4.2), mogu u gornjem dijelu deltne ravnice biti u oštrom erozijskom kontaktu pokriveni pješčanim fluvijalnim kanalnim sedimentima (Elliott, 1986).

Zbog velike različitosti morfologije i promjenljivih hidrodinamičkih uvjeta na deltnim ravnicama s prevlašću plimnih struja jasno se razliku tri skupine taloga: a) talozi plimnih ravnica, b) ispune plimnih kanala, i c) ispune korita kanala i rukavaca.

a) Talozi plimnih ravnica odlikuju se učestalim tankoslojevitim do laminacijskim izmjenama pijesaka i muljeva ispresijecanih duboko usječenim plimnim kanalima ispunjenim pješčano–muljevitim ispunama (= ispune plimnih kanala). Horizontalna laminacija, flazerska i valovita slojevitost muljeva i sitnozrnastih pijesaka bitna su obilježja taloga plimnih ravnica nastalih na deltnim ravnicama s prevlašću plimnih struja. Zbog progradacije delte na takvim se pješčano–muljevitim talozima plimne ravnice obično talože crni močvarni muljevi i gline.

b) Ispune plimnih kanala tvore, zbog stalne bočne migracije plimnih kanala i njihovogog ispunjavanja, *cikluse positnjavanja naviše* malih debljina. Njihova značajka je sljedeći vertikalni slijed:

- na plimnim kanalom erodiranim talozima plimne ravnice u neravnom erozijskom kontaktu nalaze se krupnozrnasti do srednjozrnasti pijesci, na njima
- sitnozrnasti pijesci, a zatim pri potpunom ispunjavanju plimnog kanala
- laminirani talozi plimne ravnice.

Unutar kanala u obliku sustava malih, potocima sličnih plimnih rukavaca (*tidal creek system*), koji u donjim dijelovima deltnih ravnica nastaju povratnim otjecanjem vode pri osekama, talože se kanalni ciklusi malih dimenzija, debljine nekoliko centimetara i širine nekoliko decimetara.

c) Ispune opskrbnih (distribucijskih) kanala, odnosno vrlo širokih i sasvim plitkih korita i rukavaca, nastale su djelatnošću riječnog toka, a tijekom visokih plima i pod utjecajem plimnih struja koje su nadirale u suprotnom smjeru od riječnog toka. U pravilu su to *ciklusi positnjavanja naviše* koji imaju, odozdo naviše, sljedeći vertikalni slijed:

- započinju tankim slojem ispranog krupnozrnastog pijeska kao *lag*-sedimentom, ponegdje s bioklastima morskih mekušaca,
- slijede pješčani talozi s koritastom kosom slojevitošću decimetarskih dimenzija s postupnim prijelazom u koritastu kosu slojevitost centimetarskih dimenzija, pri čemu uz smanjivanje veličine zrna pijeska naviše postupno raste udio mulja i gline, a
- na vrhu ciklusa nalaze se sitnozrnasti pijesci s povećanim udjelom muljevitog matriksa i muljevitim i glinovitim laminama. U pravilu su intenzivno bioturbirani, a često, ovisno o položaju opskrbnog kanala na deltnoj ravnici, završavaju crnim močvarnim glinama bogatim organskom tvari i ostacima močvarnog bilja.

16.3. Uvjeti i okoliši taloženja na čelu delte

Čelo delte (*delta front*) *je razmjerno uski i strmo nagnuti pojas ispod morske razine koji se od ruba deltne ravnice naniže širi u more i nastavlja u prostranu prodeltu*. To je područje u kojemu riječni tokovi ulaze u morski prostor (ili u slučaju jezerskih delti u jezero) i gdje se, zbog naglog prestanka riječnog korita, odlaže najveći dio materijala donesenog tokom (sl. 16–1).

Pri velikim obrocima taloženja čelo delte neprestano progradira i prekriva ranije taložene sitnozrnastije distalne taloge prodelte tvoreći debelu deltnu sekvenciju pokrupnjavanja naviše i šireći tijelo delte više kilometara po morskom ili jezerskom dnu. Za delte s intenzivnom progradacijom čela karakteristični su slampovi nastali podvodnim klizanjem taloga niz padinu čela delte (vidi poglavlje 3.6), sinsedimentacijski "rastući rasjedi", kao i padinski žljebovi i muljni dijapiri.

Sinsedimentacijski "rastući rasjedi" (*growth faults*) su normalni rasjedi koji nastaju istodobno i kontinuirano s taloženjem, tako da im niz padinu skokovi postaju sve veći, odnosno imaju sve veći porast s porastom dubine vode, zbog čega se naslage deltnog kompleksa razdvajaju u više jedinica, tzv. "taložnih pojasova" (*depobelts*). Unutar svakog "taložnog pojasa" nakupljanje sedimenata može biti postupno ili cikličko, kao odgovor na kontinuitet deformacija i promjena morske razine.

Muljni dijapiri su vezani uz utiskivanja vodom natopljenog mulja prodelte naviše u krovinske pijeske čela delte zbog različite kompakcije, propusnosti i konsolidacije pješčanih taloga u odnosu na muljevite taloge u podlozi.

Akumulirana masa sedimenata čela delte međusobnim se djelovanjem bazenskih procesa – prije svega plimnim i priobalnim morskim strujama – raspoređuje u sedimentno tijelo koje se uz ušće opskrbnih kanala sastoji od krupnozrnastog, a dalje, u distalnijem dijelu, od sve sitnozrnastijeg sedimenta.

Riječni talozi akumulirani na čelu delte mogu djelovanjem morskih struja i valova biti pretaložavani tako da poprime teksturne odlike i oblike sedimentnih tijela koji nisu tipični za deltne sedimente, kao primjerice lica (*shoreface*) s prevlašću djelatnosti valova (odjeljak 17.2.1.3).

Na čelu delte prevladavajuću ulogu mogu imati riječne struje, ponegdje plimne struje, a mjestimice i valovi, no često je raspored sedimenata rezultanta svih tih čimbenika.

Na čelo delte sedimenti mogu biti doneseni riječnim tokovima različitih hidrodinamičkih značajki, a takve riječne vode ulaze u međudjelovanje s vodama bazena u koji se ulijevaju. Prema Batesu (1953), postoje tri temeljna tipa tokova na čelima delta:

- *homopiknalni tokovi* s podjednakom gustoćom vode riječnog toka i vode bazena, uglavnom jezera, što omogućava brzo taloženje detritusa odmah na ušću, ili naglo taloženje krupnozrnastog detritusa, primjerice kod delte Gilbertovog tipa (vidi odjeljak 16.1.2);
- *hiperpiknalni tokovi* s riječnom vodom veće gustoće od vode u bazenu, pa se detritus donesen rijekom nastavlja kretati dalje po dnu niz čelo delte u obliku mutnog toka, tako da se taloži znatno dalje od ušća;
- *hipopiknalni tokovi* s riječnom vodom manje gustoće od vode u bazenu, uglavnom moru, zbog čega se na ušću može taložiti samo najkrupniji detritus, dok se njegov pretežiti dio vodenim strujama blizu površine prenosi dalje u bazen.

S obzirom na dominaciju riječnog toka, plima i valova na čelima delte razlikuju se:

- čela delta s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja,
- čela delta s prevlašću taloženja pod utjecajem plimnih struja, i
- čela delta s prevlašću djelovanja valova.

Između ovih temeljnih tipova uvjeta i okoliša taloženja na čelima delta postoje i svi međusobni prijelazi koji bitno kompliciraju rekonstrukciju i interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja.

16.3.1. Čela delta s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja

Delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta i taloženjem pretežito šljunčanog detritusa, koje se preko razmjerno strme podvodne padine nastavljaju u dublje more, poznate su kao **"lepezne delte padinskog tipa"** ("*slope-type fan deltas*" – Ethridge i Wescott, 1984) ili **"padinski tip dubljevodnih Gilbertovih delta"** ("*slope type deep-water Gilbert-type fan deltas*" – Postma, 1990).

Sedimentološke značajke dubokomorskih deltnih lepeza podrobnije su prikazane u odjeljku 20.3.2.

Na čelima plitkomorskih delta u kojima prevladavaju fluvijalni uvjeti, primjerice deltama Mississippi tipa s miješanjem muljevito/prahnih taloga (*mixed mud/silt delta-types* – Galloway, 1975), talože se riječni sedimenti, a udio bazenskih sedimenata vrlo je mali ili potpuno zanemariv. Prevladavajući tip taloga su muljevi (muljnjaci) s vrlo malo pješčanog sedimenta, osim na ušćima korita, rukavaca i rastoka gdje se taloži krupnozrnastiji pijesak u obliku pješčanih prudova ušća na čijim padinama nastaju slampovi velikih dimenzija.

16.3.1.1. Pješčani prudovi ušća na čelu delte

Na ušćima korita, rukavaca i rastoka na čelima delta s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja naglom akumulacijom velikih količina pijesaka pretežito na dubini od 5 do 30 m nastaju pješčana tijela – **pješčani prudovi ušća** (*mouth sand bars*) – koja klize niz čelo delte u muljevite taloge podnožja padine čela i gornjeg dijela prodelte. Za njih su karakteristični dobro sortirani sitnozrnasti pijesci s koritastom kosom slojevitošću manjih ili većih dimenzija, u kojima se nalaze biljni ostaci i muljevite valutice (*mud pebbles*).

Oblik i dimenzije takvih prudova izravno zavise od jačine riječnog toka u koritu, rukavcu ili rastoku, količine pješčanog sedimenta koji tok prenosi, od viskoznosti vode i snage njezinog uzgona, te tromosti i međusobnog trenja pješčanih zrna kojima se ona suprotstavljaju djelovanju sile teže, tj. taloženju. Pri toku niske energije, malom uzgonu i niskom međusobnom trenju zrna pretežiti će se dio pijeska istaložiti na samom ušću tvoreći krestu pruda ušća, a pri toku više energije, većem uzgonu i međusobnom trenju i tromosti zrna pijesak će biti taložen dalje od ušća i na taj način tvoriti prud izduženog oblika koji zadire daleko u prodeltni dio na morskom dnu. To su pijesci koji se talože tijekom razdoblja visokog riječnog vodostaja i poplava.

Zbog neprekidne progradacije čela delte i progradacije pješčanih prudova na njezinom se čelu talože velike količine sedimenata, tvoreći pritom debele sekvencije pokrupnjavanja naviše.

Sekvencije pokrupnjavanja naviše nastale progradacijom čela delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja (sl. 16–3) obično odozdo naviše sadrže sljedeće članove:

1) gline i muljeve, koji sadrže marinsku faunu ako se radi o delti u moru, kao *taloge prodelte* koji su taloženi dok je čelo delte još bilo jako udaljeno;
2) tankolaminirane izmjene praha i mulja (muljnjake, prahovnjake, šejlove) s laminama i proslojcima sitnog pijeska kao jezičastim produžecima prudova ušća korita i rukavaca;
3) pijeske s valovitom laminacijom (laminama silta i mulja) kao taloge prudova u ušćima;
4) masivne pijeske s koritastom kosom slojevitošću kao taloge prudova u ušćima. Ako zbog progradacije sekvencija završava sedimentima riječnog korita (sl. 16–3) takvi pijesci mogu tvoriti debela pješčana tijela koja se mogu rasprostirati u "obliku prstiju ptičje noge" ("*fluvial dominated birdfoot delta*"), a koja su poznata kao **pijesci prstastih prudova** (*finger bar sands*). U mnogo slučajeva takvi su pijesci najvažnije kolektorske stijene nafte i plina u ovom tipu delte (sl. 16–4) jer mogu imati velike dimenzije: dužine do 30 km, širine 4–8 km i debljine 40 do 70 m, a u podini i bočno od njih nalaze se muljeviti (laporoviti) prodeltni talozi kao izolatorske stijene.

Klasični primjer recentne sedimentacije na čelu delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta jest delta Mississippija. Rijeka pretežito donosi mulj s oko 70% gline i 28% praha i vrlo malo pijeska, svega oko 2%. Udio pijeska se donekle povećava samo pri visokom vodostaju pri kojem se, osim toga, bitno smanjuje i utjecaj slane morske vode unutar delte, a pri mjestimičnim izlijevanjima vode iz opskrbnih kanala nastaju **probojne lepeze** (*crevasse splay*).

U "deltama tipa ptičje noge" na ušćima glavnih opskrbnih kanala akumulira se pijesak u obliku međusobno odvojenih izrazito izduženih pješčanih tijela. To su pijesci prstastih prudova na čijim padinama obično nastaju i veća klizišta i slampovi.

Progradacijom pješčanih prudova u ušćima nastaju debele sekvencije pokrupnjavanja naviše koje, prema Colemanu i Wrightu (1975), imaju ovakav slijed:

- sekvencija započinje debelim slojem homogenog mulja koji pokazuje laminaciju ili je bioturbiran, a taložen je u prodelti, slijedi
- sloj mulja i/ili praha sa slampnim-teksturama, potom
- sloj mulja s proslojcima praha i pijeska, pa
- debljinski glavni dio (60–150 m) sekvencije pokrupnjavanja naviše nastao progradacijom pješčanih prudova, koji se u gornjem dijelu sastoji od praha i pijesaka koji obično pokazuju laminaciju uzlaznih riplova (vidi odjeljak 3.4.3) i strukture deranja površina (*scour surfaces*), a
- sekvencija završava tankim slojem tla i treseta (= deltna ravnica i/ili močvara na deltnoj ravnici).

16.3.2. Čela delta s prevlašću taloženja pod utjecajem plimnih struja

Čela delta u kojima prevladavajuću ulogu imaju struje plime i oseke najčešća su u područjima s makroplimnim obalama, tj. deltama koje se ulijevaju u mora u kojima je razlika razine mora između oseke i plime veća od 4 m. Na čelima takvih delta postoji nepravilna mreža korita, kanala i rukavaca između kojih se nalaze **plićine s plimnim pješčanim prudovima** koji se protežu nekoliko kilometara daleko u more, kako je to npr. slučaj u delti Mahakama ili u delti Brahmaputre u kojoj se pješčani plimni prudovi protežu i do 95 km daleko u more.

Za razliku od drugih deltnih tipova, na čelu delte s prevlašću plimnih struja nedostaje subaerski dio čela, a pretežiti se dio riječnog taloga akumulira na čelu delte, estuarijskim ušćima u plitkoj vodi ili u obližnjem dubljem moru.

Kompletna deltna sekvencija nastala progradacijom delte pod utjecajem plimnih struja sastoji se od točno određenog slijeda facijesa. To su, odozdo naviše:

1) šelfni talozi s manjim ili većim utjecajem plimnih struja;
2) talozi deltne platforme (= dio delte ispod njezinog čela koji se nalazi u moru dubine 10–30 m) koji obuhvaćaju potplimne pješčane hrptove djelomice zahvaćene plimnim strujama;
3) pješčani prudovi i pijesci kao talozi opskrbnih kanala i ušća estuarija koji sadrže raznovrsnu faunu;
4) plimni (*intertidalni*) talozi zastupljeni muljevima i sitnozrnastim pijescima s flazerskom, valovitom i lećastom slojevitošću;
5) talozi natplimnih (*supratidalnih*) močvara ili, zavisno od klime, evaporiti obalne *sabkhe*, i
6) talozi aluvijalne lepeze.

Glavna značajka taloga čela delte s prevlašću djelatnosti plima velike su količine pješčanih taloga u obliku nepravilnih i debelih pješčanih sedimentnih tijela, među kojima su po dimenzijama i količinama pijesaka najvažniji pješčani prudovi ušća opskrbnih (distribucijskih) kanala i rukavaca, pješčani pokrovi čela delte i distalni pješčani prudovi.

a) Pješčani prudovi ušća opskrbnih (distribucijskih) kanala i rukavaca (*distributary mouth bars*) nastaju na ušćima opskrbnih kanala i rukavaca u plićacima na čelu delte zbog pretaložavanja pijesaka koji su na čelo delte doneseni riječnim tokovima jakim plimnim strujama. Odlikuju se sljedećim lateralnim rasporedom taloga:

- u donjem, od ušća udaljenijem dijelu gdje je utjecaj plimnih struja jači, prudovi sadrže pijeske s tankim ulošcima praha i mulja ili laminacijskom izmjenom pijesaka i muljeva u obliku valovite i flazerske slojevitosti, a često i valnih riplova, a
- u gornjem, ušću bližem dijelu prudovi sadrže samo pijeske s koritastom kosom slojevitošću.

Zbog nakupljanja velikih količina pijesaka, strmog nagiba čela delte i snažnog zbijanja muljeva u podini naglo taloženih pijesaka uz istiskivanje porne vode i plinova iz muljeva, unutar pješčanih tijela često nastaju muljni dijapiri i slampovi velikih dimenzija.

Stalnim širenjem i napredovanjem – progradacijom u smjeru mora – pješčani prudovi ušća kanala i rukavaca sve se više podebljavaju i postupno tonu u prodeltne muljeve prelazeći u prstaste pješčane prudove velikih dimenzija – debljine do desetak metara, širine od više stotina metara do nekoliko kilometara, a dužine više kilometara. U poprečnom presjeku imaju bikonveksan oblik. To su kao kolektorske stijene nafte i plina najvažnija pješčana tijela unutar deltnih sedimenata.

b) Pokrovni pijesci čela delte (*delta front sheet sands*) nastaju duž čela delte s prevlašću plimnih struja usporedno s obalnom crtom zbog pretaložavanja i premještanja pijesaka i muljeva koji su primarno bili taloženi na ušćima rijeka i na čelu delte, a zatim su strujama plima razneseni i akumulirani duž obale u širem području delte. Imaju veliko rasprostiranje i pločasti oblik ili oblik pokrivača, zbog čega su i u engleskoj terminologiji dobili ime "pokrovni

pijesci" (*sheet sands*). Pružaju se od razine plime u more do dubine od desetak, ponegdje i dvadesetak metara, uz u smjeru mora blago stanjivanje debljine i smanjivanje veličine zrna i postupni prijelaz u muljevite pijeske. Debljina im je obično od nekoliko pa do 20 m. Zbog progradacije deltnog sustava u podini im se uvijek nalaze muljeviti talozi prodelte, a u krovini muljevi deltne ravnice sa ili bez močvarnih taloga, zbog čega za akumulacije nafte i plina, uz značajne dimenzije pješčanih tijela i odlična kolektorska svojstva pijesaka, takva pješčana tijela imaju i dobre izolatorske stijene u podini i krovini.

c) Distalni pješčani prudovi (*distal bars*) nastaju u donjem dijelu čela delte unutar laminiranih muljeva i glina. Redovito prema podinskim muljevima i glinama imaju erozijsku površinu i u donjem dijelu sadrže proslojke bogate kršjem ili ljušturama školjkaša. Sadrže valne riplove i pokazuju jasnu kosu slojevitost, a u pravilu su i intenzivno bioturbirani.

16.3.3. Čela delta s prevlašću djelovanja valova

Na čelima delta u kojima prevladavajuću ulogu ima djelatnost valova sedimenti više nemaju tipične značajke deltne sedimentacije jer su djelatnošću valova u tolikoj mjeri pretaloženi da poprimaju odlike pijeska plaža i obalnih plićaka izloženih valovima. Takva su čela delte primjer destrukcijske faze deltne sedimentacije, odnosno napuštanja delte (*delta abandonment*) zbog jačeg odnošenja detritusa morskim strujama i valovima od obroka njegovog donošenja i taloženja pod utjecajem riječnih tokova.

Za njih su karakteristični **pješčani prudovi**, odnosno *foreshore* pijesci i **plažni hrptovi** (*beach ridges*) koji, ovisno o energiji valova i položaju u odnosu na valnu osnovicu, tvore pokrovna pješčana tijela debljine desetak metara. Odlikuju se pokrupnjavanjem zrna naviše kao posljedicom progradacije obalnog lica, često sadrže i bioklaste organizama koji nastanjuju obližnje morske plićake, a na čelo su delte naplavljeni procesima prijenosa pijeska duž obale (Einsele, 1992).

Pješčani prudovi ne nastaju na ušćima riječnih tokova na čelu delte, nego paralelno s obalom izvan područja delte na prednjem žalu (*foreshore*) ili obalnom licu (*shoreface*), gdje su u obliku prudova pretaloženi djelatnošću valova (vidi odjeljak 17.2.1).

Idealiziranu sekvenciju pokrupnjavanja naviše nastalu na čelu delte s prevlašću djelatnosti valova definirali su Coleman i Wright (1975) na primjeru čela delte Sao Franciscoa:

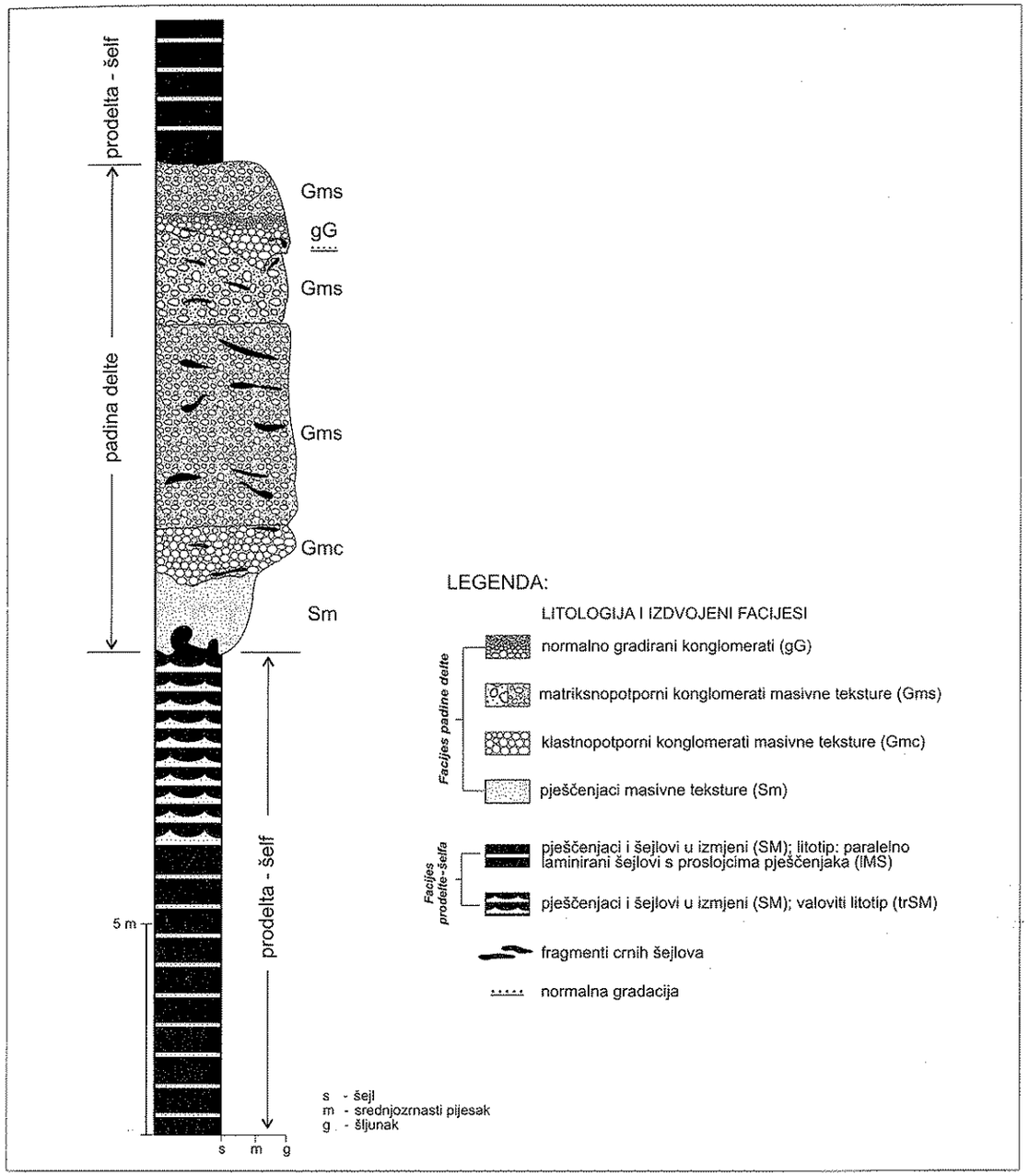
- sekvencija započinje bioturbiranim, fosilifernim muljevima, slijedi
- sloj s učestalim izmjenama mulja, silta i pijeska s gradacijom, kosom laminacijom i tragovima deranja (*scour casts*) nastalim djelatnošću valova, a
- sekvencija završava dobrosortiranim pijeskom taloženim u visokoenergijskim uvjetima na obalnom licu ili potopljenom žalu koji se odlikuje paralelnom i blagom kosom laminacijom.

16.4. Taloženje u prodelti

Prodelta *je vrlo široko područje između čela delte i ravnice na morskom ili jezerskom dnu u kojem se taloži sitnozrnasti detritus, uglavnom muljevi, prahovite gline i gline, te lapori s tankim (milimetarskim do centimetarskim) proslojcima sitnozrnastih pijesaka ili pjeskovitih siltova* (donji početni dio sekvencije na sl. 16–3 i prodeltni muljevi na sl. 16–4). Takvi su proslojci odraz povremenih promjena u vodostaju rijeka, odnosno odraz porasta vodostaja i energije u riječnom toku. Između čela delte i prodelte u sedimentološkoj literaturi pojedini autori razlikuju i padinu čela delte.

Za prodeltne je sedimente tipična tanka laminacija uzrokovana izmjenom lamina različitog granulometrijskog sastava, boje, teksture i sadržaja fosilne flore i faune. U proslojcima i laminama krupnijeg zrna (pjeskoviti prah, krupnozrnastiji prah) koji su obično taloženi bliže čelu delte, mogu se pojaviti valovita laminacija, gradacija malih dimenzija ili asimetrični riplovi.

U srednjem i donjem dijelu prodelte, koji su najudaljeniji od čela delte, uglavnom prevladavaju muljevi, gline ili lapori s bioturbacijom, sitnim frag-



Slika 16–5 Glavne sedimentološke i litofacijesne značajke deltnih i prodeltno–šelfnih srednjopermskih klastičnih sedimenata područja Bajer u središnjem dijelu Gorskog kotara (iz: Aljinović, 1997). Klastnopotporni i matriksnopotporni konglomerati (litotipovi gG, Gms i Gmc) i masivni pješčenjaci (litotip Sm) interpretirani su kao facijes padine delte, a paralelno laminirani šejlovi u izmjeni s pješčenjacima (litotip IMS), kao i izmjene pješčenjaka i šejlova s valovitom slojevitošću (litotipovi SM, trSM) kao facijes prodelte–šelfa.

mentima školjkaša i biljnim trunjem. Gline se talože iz suspenzije, a muljevi s tankim horizontalnim laminama ili lećama praha odražavaju razdoblja s pojačanim djelovanjem valova ili porastom vodostaja u opskrbnim kanalima.

Od mikrofosila tu su dominantni marinski oblici ako je posrijedi marinska prodelta, ali je njihova količina u talogu vrlo mala zbog brze sedimentacije, odnosno velikih obroka taloženja muljevitih taloga (obično nekoliko mm do desetak centimetara na godinu).

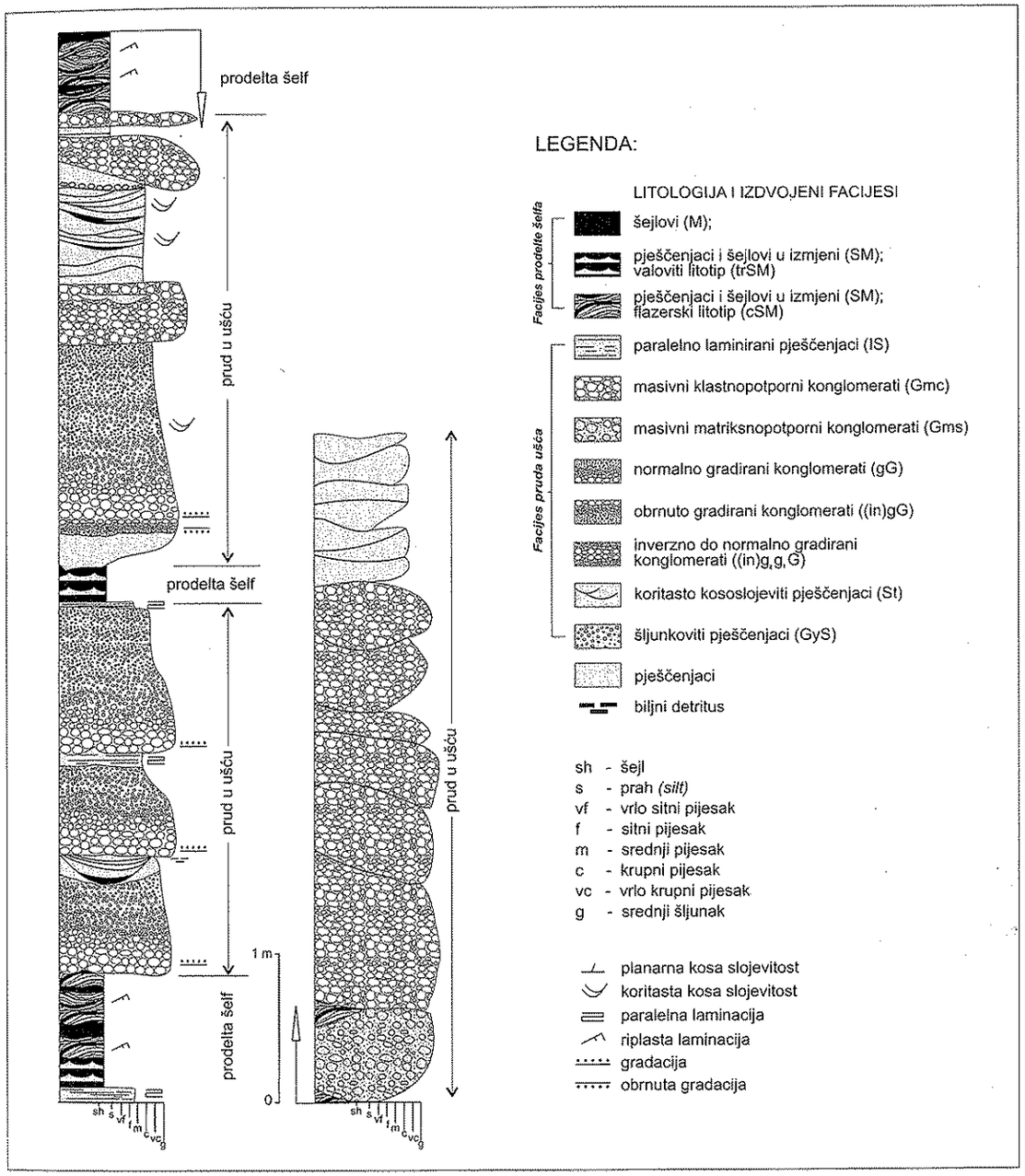
Na deltnim ravnicama velikih delta s dugačkim i blago nagnutim padinama na kojima se mogu razviti turbiditni tokovi talože se tankoslojeviti sitnozrnasti muljni turbiditi (odjeljak 20.2.3.2.2).

Deltne i prodeltno–šelfne sedimente s karakterističnim litofacijesima opisala je i interpretirala Aljinović (1997, 2000) u permskim klastičnim sedimentima središnjeg, sjevernog i sjeveroistočnog dijela Gorskog kotara. Unutar srednjopermskih klastičnih sedimenata središnjeg, sjevernog i sjeveroistočnog dijela Gorskog kotara autorica, ovisno o različitoj morfologiji dna taložnog prostora, izdvaja dva različita tipa sedimentacije. Dok se u središnjem dijelu Gorskog kotara srednjopermski klastiti odlikuju taloženjem u dubljem moru u obliku padine delte sa strmijim nagibom (sl. 16–5), u sjevernom i sjeveroistočnom dijelu dominira sedimentacija u uvjetima blažeg reljefa taložnog prostora s formiranjem subaerskog ili obalnog dijela aluvijalne lepezne delte s učestalim prudovima ušća (*mouth bars*) unutar pretežito muljevitih i muljevito–pješčanih taloga prodelte–šelfa (sl. 16–6).

Kako to prikazuje sl. 16–5, padina prodelte koja je tijekom srednjeg perma egzistirala u središnjem dijelu Gorskog kotara odlikuje se taloženjem masivnih klastnopotpornih i matriksnopotpornih konglomerata (litotipovi *Gms* i *Gmc*) i normalno gradiranih konglomerata (litotip *gG*) te masivnih pješčenjaka (litotip *Sm*) unutar prodeltno–šelfnih muljevito–pješčanih taloga, tj. izmjena pješčenjaka i horizontalno laminiranih šejlova (litotipovi *SM* i *IMS*) i šejlova i pješčenjaka s valovitom slojevitošću (litotipovi *SM* i *trSM*). Aljinović (1997) smatra da sedimenti padine prodelte odražavaju sve bitne sedimentološke značajke tipične za padinski tip lepezne delte (Ethridge i Wescott, 1984).

U sjevernom i sjeveroistočnom dijelu Gorskog kotara, gdje je tijekom srednjeg perma prevladavao taložni sustav subaerskog ili obalnog dijela aluvijalne lepezne delte, unutar muljevitih ili muljevito–pješčanih taloga prodelte–šelfa nastali su brojni prudovi ušća. U vertikalnom slijedu sedimenata prudova ušća (sl. 16–6) dominiraju masivni klastnopotporni i matriksnopotporni konglomerati (litotipovi *Gmc*, *Gms*) i šljunkoviti pješčenjaci (litotip *GyS*) nad normalno i obrnuto gradiranim konglomeratima (litotipovi *gG* i *ingG*) i koritasto kososlojevitim pješčenjacima (litotip *St*).

Okoliš prodelte šelfa u koji su učestalo progradirali prudovi ušća i tvorili aktivne režnjeve lepezne delte uz dominaciju muljevitih taloga bio je izložen i povremenom jačem donosu pješčanog detritusa koji je zatim intenzivnom djelatnošću valova i plimnih struja prenošen po širokom prostoru prodelte–šelfa i pretaloživan u obliku litotipova *SM* i *cSM*, odnosno izmjena šejlova i pješčenjaka s valovitom i flazerskom slojevitošću (sl. 16–6).



Slika 16–6 Glavne sedimentološke i litofacijesne značajke deltnih i prodeltno–šelfnih srednjopermskih klastičnih sedimenata u Kamenskom potoku kod sela Žagari u sjevernom dijelu Gorskog kotara (iz: Aljinović, 1997). Konglomeratični, konglomeratično–pješčani i pješčani litotipovi (*IS*, *Gmc*, *Gms*, *gG*, *St*, *GyS*) interpretirani su kao facijes pruda ušća, a pretežito muljevito–prahoviti talozi (litotip *M*) u izmjeni s pješčanim proslojcima (litotipovi *SM*, *trSM* i *cSM*) kao facijes prodelte–šelfa.

MARINSKI OKOLIŠI TALOŽENJA KLASTIČNIH SEDIMENATA

17. Okoliši klastičnih obala

17.1. Podjela okoliša klastičnih obala

Okoliši klastičnih obala (*siliciclastic shorelines* – Elliott, 1986) obuhvaćaju pješčane žalove ili plaže, barijerne otoke, lagune, plimne rukavce (*tidal inlet*), plimne ravnice (*tidal flat*) i estuarije. Temeljna podjela okoliša klastičnih obala s najvažnijim litološkim i teksturno-strukturnim značajkama prikazana je na sl. 17–1.

Osim podjele prikazane na sl. 17–1, tj. na **stražnji žal** (*backshore*), **prednji žal** (*foreshore*), **potopljeni žal** ili **obalno lice** (*shoreface*), **prijelaznu obalnu zonu** (*offshore-transition*) i **unutarnji šelf** (*offshore*), pri prikazu uvjeta taloženja na niskim obalama često se primjenjuje i podjela obalnih okoliša na osnovi visine plime, tj. razlike između razine oseke i razine plime. To su prema Hayesu (1979):

- mikroplimna obala ili *microtidal* s plimom <2 m;
- mezoplimna obala ili *mesotidal* s plimom od 2 do 4 m, i
- makroplimna obala ili *macrotidal* s plimom >4 m.

U plitkom moru uz niske klastične obale mogu postojati niskoenergijski ili visokoenergijski okoliši taloženja. Prevladavajuću ulogu u niskoenergijskim okolišima uz niske klastične obale imaju plimni procesi, a u visokoenergijskim okolišima valovi, plimni valovi i morske struje izazvane valovima.

Plime i oseke ili **morske mijene** uzrokuju struje koje imaju veliku ulogu pri prijenosu i taloženju materijala na žalima, osobito na prednjem žalu, potopljenom žalu ili obalnom licu, plimnim ravnicama, plimnim rukavcima, plimnim kanalima i estuarijima (sl. 17–1, 17–4 i 17–5). Morske mijene, odnosno izmjena plima i oseka, obuhvaćaju naizmjenično dizanje i spuštanje morske razine zbog privlačne sile Mjeseca i Sunca ovisno o njihovom međusobnom položaju prema Zemlji. S obzirom da Mjesec po svojoj putanji obiđe Zemlju za 24 sata i 50 minuta, približno svakih 6 sati i 12 minuta izmjenjuju se plima i oseka (dvije plime i dvije oseke tijekom 24 sata i 50 minuta).

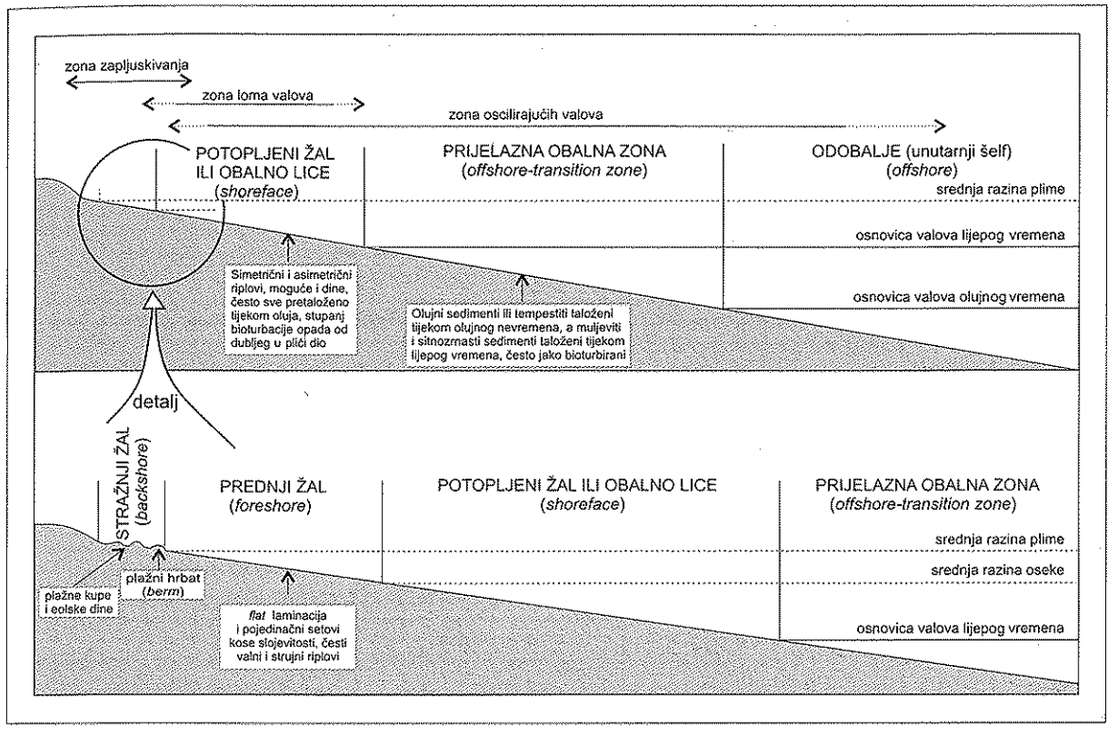
Visoka plima je najviše dizanje morske razine koje se zbiva dva puta mjesečno za punog Mjeseca ili uštapa i mladog Mjeseca ili mlađaka na mjestu na Zemlji koje je najbliže Mjesecu (gornja kulminacija), tj. kad se Sunce, Mjesec i Zemlja nalaze u istoj ravnini. Naime, pri takvom se međusobnom položaju nebeskih tijela podudaraju privlačne sile Sunca i Mjeseca, znači djeluju u istome smjeru. Slično se dizanje morske razine javlja i na suprotnoj strani Zemlje (donja kulminacija).

Niska plima ili najmanje dizanje morske razine zbiva se dva puta mjesečno i to kad se Mjesec nalazi u fazi prve i posljednje četvrtine, tj. zauzima pravi kut u odnosu na ravninu Zemlje i Sunca, pa njegova privlačna sila i privlačna sila Sunca imaju različit smjer.

Zbog inercije vode, unutarnjeg trenja čestica vode i nejednake raspodjele površine kopna i mora na Zemlji, visoke i niske plime se obično događaju sa zaostatkom od dva dana u odnosu na navedene Mjesečeve mijene.

Olujne plime (*storm tides*) su visoke plime s jakim i brzim strujama koje se tijekom oluja na otvorenom moru pojavljuju na obalnom licu, prednjem i stražnjem žalu, ali se pri prodoru olujnih valova mogu pojaviti i u zaštićenim plićacima, odnosno u niskoenergijskim plićacima i na plimnim ravnicama (vidi poglavlje 17.4).

Uz struje plima i oseka na procese taloženja u području niskih klastičnih obala i na unutarnjem



Slika 17–1 Shematski prikaz okoliša taloženja na niskim klastičnim obalama (modificirano prema Elliotu, 1986, i Readingu, 1986).

šelfu ili odobalju (*offshore*) velik utjecaj imaju i valovi i stalne morske struje.

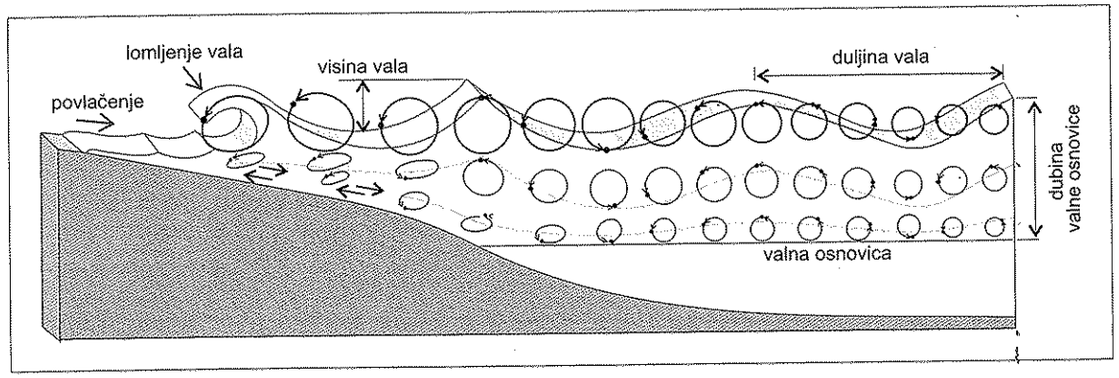
Valovi nastaju pod utjecajem vjetra i njihova je energija izravno ovisna o jačini i trajanju vjetra, površini mora koja je izložena djelovanju vjetra, kao i daljini privjetrišta (*fetch*), tj. udaljenosti na kojoj je vjetar počeo djelovati na morsku površinu i pokretati vodenu masu.

Kod valova se razlikuju brijeg i dol, visina vala, kresta ili vršak vala i duljina vala (sl. 17–2).

Visina vala je okomiti razmak između najviše točke brijega i najniže točke susjednog dola vala, a duljina vala je horizontalni razmak između dvaju vrškova susjednih valnih brijegova (sl. 17–2).

Valovi najčešće dosižu maksimalne visine do 12 m, a u izuzetnim slučajevima i do 30 m. Za visine veće od 12 m trebaju uz vrlo jak i dugotrajan vjetar još i privjetrišta duža od više tisuća kilometara, pa su takvi valovi mogući samo u oceanima i po prostranstvu vrlo velikim morima. U privjetrištu pokretanjem vode nastaju nepravilni i izmiješani valovi, koji šireći se od privjetrišta na velike udaljenosti prema plićaku ili obali postaju sve pravilniji s obzirom na međusobni razmak bregova i udolina vala zbog sve pravilnijeg oscilacijskog gibanja vode.

Valovi su, naime, oscilacijsko gibanje vode u kome se čestice vode snažno gibaju u kružnoj putanji s jedva zapaženim bočnim pomicanjem, jer se pritom kroz vodu zapravo jako pomiče oblik vala – njegov brijeg i dolina. Zbog toga se na otvorenom moru ili oceanu u područjima bez jakih plimnih struja i jakog vjetra pri valovima koji dolaze iz uda-



Slika 17–2 Shematski prikaz visine i dužine vala i kružnog kretanja vode valovima na površini mora i pod njezinom površinom do dubine valne osovice. Na mjestu gdje je dubina vode manja od valne osnovice valovi pri svojem kretanju "dodirnu" dno i više ne mogu nastaviti pravilno zaokruživanje svojeg oscilacijskog toka pa mijenjaju oblik – brijegovi valova se zbijaju, a valovi se ustrmljuju, lome i prevrću. To se manifestira prelamanjem valova i stvaranjem velike količine pjene na njihovim krestama.

ljenog privjetrišta more samo diže i spušta u ritmu pomicanja oblika valova čiji su bregovi obično međusobno udaljeni od 10 pa do 200 m. Pri takvom dizanju i spuštanju mora bočno pomicanje vode je vrlo malo, što je očigledno po plutanju prazne začepljene boce ili lopte, tj. njihovom neprestanom dizanju i spuštanju praktički na istom mjestu bez izrazitijeg bočnog kretanja.

Gibanje morske vode u valovima zahvaća i sloj vode ispod morske površine do dubine koja je približno jednaka polovici promjera oscilacijskog kružnog gibanja vode, tj. polovici valne duljine površinskog vala (sl. 17–2). Dubina do koje dopire oscilacijsko gibanje vode valovima označava se kao **valna osnovica**, odnosno **osnovica valova** (*wave base*). Drugim riječima, valna će osnovica od morske razine zahvatiti to dublje u vodu što je veća duljina vala kao izravna posljedica jačine vjetra i njegove dužine privjetrišta, kako je to obično slučaj pri olujnim ili orkanskim vjetrovima.

Od morske površine u dubinu pa sve do valne osnovice kružno gibanje vode valovima ima sve manje i manje radijuse kružnih putanja, da bi ispod valne osnovice takve kružne putanje, a time i gibanje vode, potpuno nestalo – čestice vode se više ne kreću ili im je kretanje praktički nikakvo (sl. 17–2).

Pri kretanju valova od pučine prema plićem moru i obali na mjestu gdje dubina vode nije veća od valne osnovice (= polovica valne dužine) valovi mijenjaju svoj oblik jer pri kretanju "dodirnu" dno i ne mogu nastaviti pravilno zaokruživanje svojeg oscilacijskog toka (sl. 17–2). Kako za kružno oscilacijsko kretanje nema više dovoljno prostora, bregovi valova se zbijaju, a valovi se ustrmljuju, lome i prevrću, što se manifestira razbijanjem valova uz veliku količinu pjene na njihovim krestama. Zbog toga se područje od valne osnovice do obale zove **zona loma valova** (*breaker zone*). Pri nailasku vala na strmu stjenovitu obalu ili organogeni greben dolazi do žestokog udara, visokog dizanja i razbijanja vala, pa se to područje zove **zona udaranja** ili **mlata valova** (*surf zone*). Nakon što je val zapljusnuo obalu, njegova se voda u jakoj struji povlači, odnosno otječe s obale u more (sl. 17–2).

Na niskim, pretežito pješčanim obalama – žalima – valovi se razbijaju i prelijevaju uz postupno zapljuskivanje stražnjeg žala, tako da se tu razlikuju **zona prelijevanja valova** (*spilling zone*) i **zona zapljuskivanja valova** (*swash zone*).

Na sedimentacijske procese u plitkim morima osobito veliku ulogu imaju dubina na kojoj se nalazi osnovica valova lijepog vremena i dubina na kojoj se nalazi osnovica valova olujnog vremena, jer su

to fizikalni parametri kojima su određene dubine – granice – pojedinih okoliša taloženja (sl. 17–1).

Osnovica valova lijepog vremena (*fairweather wave base – FWB*) se na šelfovima epikontinentalnih i perikontinentalnih mora obično nalazi na dubini <10 m, pri čemu valovi svojim kružnim gibanjem vode podižu s dna u vodeni sloj velike količine sedimenata gdje ga prihvaćaju vodene struje, u prvom redu plime, i zatim ga dalje prenose prema obali.

Osnovica valova olujnog vremena (*storm wave base – SWB*) se na šelfovima epikontinetalnih mora obično nalazi na dubini od nekoliko desetaka metara, a perikontinentalnih mora i oceana na dubinama 50, 100 pa i do 200 m. Pri olujnim valovima zbog visoke energije kružnog gibanja vode i kretanja visokih valova prema obali, ali i povratnih struja od obale, sedimenti podignuti s morskog dna pri nailasku olujnog vala na dubinu valne osnovice u približno se podjednakoj količini prenose prema obali i od obale. Konačni učinak premještanja sedimenata zahvaćenih olujnim valovima prema obali je zbog toga općenito manji nego li pri valovima tijekom lijepog vremena.

Olujni valovi, međutim, u zoni udaranja imaju snažan učinak u razaranju obale i plažnih pijesaka, pri čemu njihove povratne struje odnose izuzetno velike količine taloga na obalno lice (*shoreface*) i na odobalje (*offshore*). Naime, u zoni zapljuskivanja obale olujni valovi uzrokuju, uz podizanje morske razine za više metara, i vrlo jake vodene struje u smjeru obale, kao i snažne povratne tokove u more. Takvi povratni tokovi, obično u obliku preljevnih kanala i rukavaca, najvažniji su mehanizmi prijenosa pijesaka i muljeva s obale i prednjeg žala na obalno lice i odobalje (poglavlja 17.2 i 19.3).

Stalne morske struje na šelfu su uglavnom uzrokovane plimama i osekama, vjetrom i stalnim strujanjem vode do kojeg dolazi zbog razlika u temperaturi i salinitetu vode, kao i Coriolisovog efekta kao posljedice okretanja Zemlje oko svoje osi. Snažne morske struje koje se kreću usporedno s obalnom crtom, tj. **dužobalne struje** (*longshore currents*), kao i njihove **povratne struje** u more (*rip currents*) imaju veliko značenje pri prijenosu i taloženju detritusa u plitkom moru i na žalima uz klastične obale. Dužobalne struje mogu usporedno s obalom prenositi i taložiti goleme količine pijesaka i sitnog šljunka, a povratne struje erozijskim djelovanjem tvoriti kanale i duž njih odnositi znatne količine sitnozrnastijeg detritusa u donji dio obalnog lica i/ili na odobalje i dalje na unutarnji šelf (sl. 17–3). Pritom najveći dio tog sedimenta nije prenošen u suspenziji već se uglavnom u donji dio obalnog lica i na odobalje odnosi opetovanim procesima u obliku tanjih slojevitih nanosa. Mjestimice se nalaze i prstasto proslojeni plažni nanosi nastali naizmjeničnim zapljuskivanjem prema obali i povratnim strujanjem od obale.

Pri prijenosu i taloženju materijala u plitkomorskim visokoenergijskim okolišima taloženja valovi imaju odlučujuću ulogu, posebice na obalnom licu (*shoreface*), prednjem žalu (*foreshore*) i stražnjem žalu (*backshore*), a tijekom olujnog nevremena pri prodorima olujnih valova u zaštićene plićake mogu imati značajan utjecaj i u okolišima s inače niskom energijom vode.

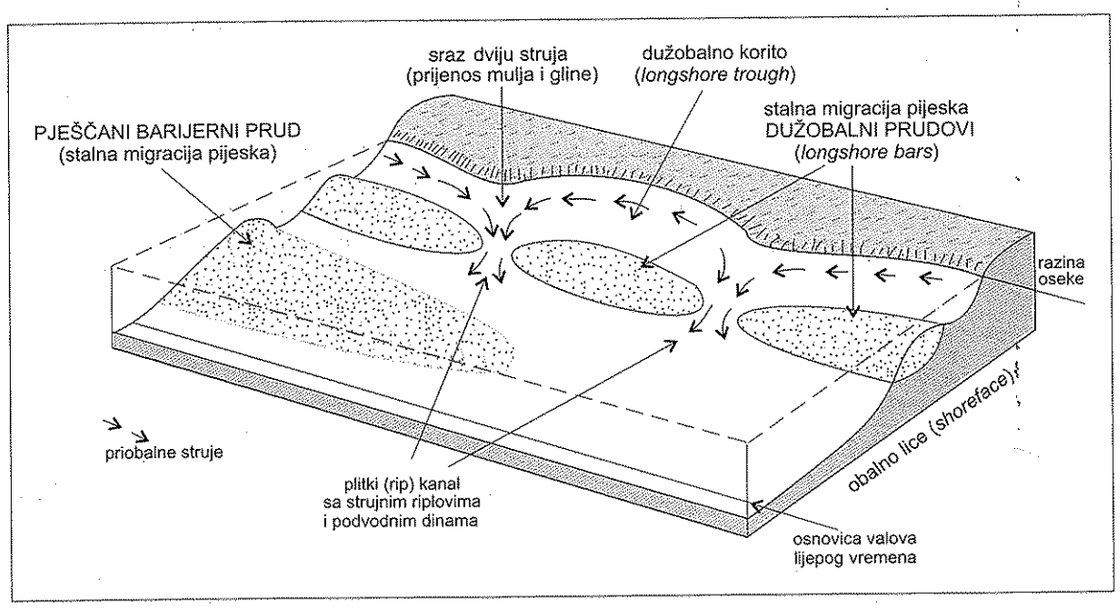
Zavisno o tomu prevladavaju li pri procesima taloženja u području niskih klastičnih obala struje plima i oseka ili značajniji utjecaj ima djelatnost valova, ti se okoliši i uvjeti taloženja na njima, prema Elliottu (1986), dijele na:

- klastične obale s prevlašću djelatnosti valova (*wave-dominated shorelines*),
- klastične obale s mješovitom djelatnošću valova i plima (*mixed wave–tide shorelines*), i
- klastične obale s prevlašću djelatnosti plima (*tide-dominated shorelines*).

17.2. Okoliši klastičnih obala s prevlašću djelatnosti valova

17.2.1. Uvjeti taloženja na žalovima s prevlašću djelatnosti valova

Žalovi ili **plaže izloženi djelatnosti valova** su okoliši taloženja vezani uz obalnu crtu niskih klastičnih obala bez prirodne otočne zaštite od djelatnosti voda otvorenog mora, tj. valova. Na žalovima (plažama) s visokom energijom vode najvažniju ulogu u prijeno-



Slika 17–3 Shematski prikaz taloženja pješčanih barijernih otoka i dužobalnih prudova na obalnom licu ili potopljenom žalu (*shoreface*) premještanjem pijesaka jakim morskim strujama koje se kreću duž obalne crte. Dužobalni prudovi su ispresijecani *rip*-kanalima nastalim odnošenjem detritusa povratnim *rip*-strujama (*rip currents*) koje se generiraju na srazu dviju dužobalnih struja (djelomice izmijenjeno prema Einseleu, 1992).

su i taloženju imaju valovi, plimni valovi i morske struje generirane valovima.

Klastične obale neprestano donosom rijekama s kopna preko ušća i delta primaju velike količine klastičnog materijala koji se djelatnošću plima i valova stalno premješta i prenosi duž obale, na stražnji i prednji žal, potopljeni žal ili zonu obalnog lica, a ponegdje u određenim uvjetima i na odobalje (*offshore*) ili unutarnji šelf (sl. 17–1). Pritom detritus postaje dobro sortiran jer se neprekidno granulometrijski separira uz odvajanje sitnih zrna i mulja i njihovo odnošenje povratnim strujama dublje u more – na unutarnji šelf, odnosno odobalje (*offshore*).

17.2.1.1. Stražnji žal

Stražnji žal (*backshore*) se kao manje–više ravna površina nalazi iznad normalne razine visoke plime pa sve dokle dopire morska voda pri visokim i olujnim valovima (sl. 17–1).

Tijekom lijepog vremena i normalnih plima stražnji je žal uglavnom suh, a samo pri visokim plimama i olujnim valovima more na njega naplavljuje pijesak čiji se površinski dio tijekom lijepog vremena raznosi vjetrovima. Temeljna značajka sedimenata stražnjeg žala su horizontalno laminirani pijesci čija je prevlast prekinuta mjestimičnim pojavljivanjem kose slojevitosti malih dimenzija kao posljedice migracije malih strujnih riplova. Na stražnjem se žalu pri visokim valovima može paralelno s obalom akumulirati pješčani nanos koji tvori pješčana tijela posebnih oblika poznata kao pješčane obalne dine, olujni plažni hrptovi i plažne kupe.

Pješčane obalne dine su skupine paralelnih pješčanih dina raspoređenih duž obalne crte (sl. 17–5) koje nastaju samo u slučaju intenzivnog donosa pijeska iz mora – s prednjeg žala i obalnog lica – na obalu. Odlikuju se planarnom kosom slojevitošću s nagibima kosih slojeva od 10–30°.

Međutim, povremenim poplavljivanjem stražnjeg žala morskom vodom pri olujnim valovima bitno se mijenja morfologija pijesaka na stražnjem žalu sve do područja do kojeg dosežu valovi, pri čemu su obalne dine obično potpuno razorene. Po površini pijeska, osobito u plitkim udubljenjima, može se koncentrirati krupniji fosilni detritus – fragmenti ljušturica mekušaca kao *lag*-sedimenti – nakon što su vjetrom otpuhnute velike količine pijeska.

Plažni hrptovi (*beach ridges, berms*) su niski asimetrični pješčani hrptovi ili pješčane grede na stražnjem žalu, dužom osi orijentirani usporedno s obalnom crtom i sa strmijom padinom okrenutom prema kopnu, a nastaju naplavljivanjem pijesaka olujnim valovima. Plažni hrbat ili *berm* je obično niski pješčani hrbat ili greda kojom je stražnji žal odvojen od prednjeg žala.

Plažne kupe (*beach cups*) su jezičasta pješčana tijela sastavljena od krupnozrnastijeg pijeska koja se u prijelaznoj zoni od stražnjeg žala protežu na jednakim razmacima u prednji žal, ali mjestimice i po prednjem žalu. U pravilu nastaju na obalama s valovima srednje energije na kojima nema jakih struja paralelnih s obalom (Reineck i Singh, 1973).

Plažni hrptovi i plažne kupe na stražnjem žalu obično su djelovanjem vjetrova tijekom vremena pretaloženi u eolske dine ili eolijanite (vidi poglavlje 12.1).

17.2.1.2. Prednji žal

Prednji žal (*foreshore*) je pješčana, prema moru blago nagnuta široka površina koja leži između srednje razine plime i razine oseke, tj. *intertidalna* zona (sl. 17–1).

Prednji je žal stalno zapljuskivan valovima, tako da se tu taloži velika količina dobro sortiranih pijesaka, obično u tankim slojevima blago (2–3°) nagnutim prema moru. To je zona zapljuskivanja (*swash zone*) u kojoj se svakim valom zbiva brzi nalet morske vode prema obali i njezin povratni tok u more (*backwash flow*), i zona udaranja ili mlata valova (*surf zone*) u koju udaraju plitki ravni valovi pri svome kretanju prema obali nakon što je došlo do njihovog prelamanja pri nailasku oscilacijskog kružnog kretanja vala na dno u zoni loma valova (*breaker zone*).

Na prednji žal pijesak iz morskih plićaka nanose valovi najprije vučenjem zrna po dnu, a zatim, nakon što su valovi stigli na plićak i počeli se ustrmljavati i razbijati, krupna se zrna prenose saltacijom, a sitna zrna suspenzijom. Pješčani su slojevi u ovome području obilježeni blagom kutnom diskordancijom i *flat*-laminacijom, pri čemu se pojedinačne lamine mogu slijediti i do 30 m paralelno s obalom i više od 10 m poprečno na obalu (Reineck i Singh, 1973).

17.2.1.3. Obalno lice ili potopljeni žal

Na blago nagnutoj zaravnjenoj površini morskog dna ispod srednje razine oseke pa sve do dubine osnovice valova lijepog vremena, tj. na obalnom licu ili potopljenom žalu (*shoreface* – sl. 17–1), mogu vladati vrlo različiti sedimentacijski uvjeti. Na klastičnim obalama s blagim padinama razviti će se velika sedimentna tijela – **dužobalni prudovi** (*longshore bars*), kojih nema na obalama sa strmijim nagibom morskog dna. Ovisno o klimatskim područjima, odnosno izmjenama razdoblja s jakim vjetrovima i razdobljima bez vjetrova, na obalnome licu postoje cikličke promjene taložnih uvjeta koje rezultiraju izrazito cikličkim izmjenama poznatim pod imenom **plažni taložni ciklusi** (*beach cycles*).

Dužobalni prudovi (*longshore bars*) se protežu uz obale s prevlašću djelatnosti valova usporedno s obalnom crtom u obliku dugačkih i uskih pješčanih otoka koji su međusobno razdvojeni s više stalnih plitkih (*rip*) kanala, plimnih rukavaca ili zatona, a između njih i obale nalazi se **dužobalno korito** (*longshore trough*) s jakim morskim strujama koje se kreću usporedno s obalnom crtom (*longshore current*), kako to shematski prikazuje sl. 17–3.

Prudovi se stalno nalaze ispod morske razine, a nastaju u zoni prelamanja valova koja se tijekom razdoblja jakih valova razvija na vrhu najdublje smještenog pruda na obalnom licu. Taj je prud aktivan samo pri olujnim valovima koji podižu i premještaju velike količine detritusa, uglavnom pijeska, sitnog šljunka i mulja (Reineck i Singh, 1973). U poprečnom presjeku dužobalni prudovi imaju oblik asimetričnih hrptova odvojenih plitkim koritima ili žljebovima širine 50–500 m. Strmije su

im padine nagnute prema kopnu, većinom sadrže planarnu kosu slojevitost velikih dimenzija s nagibom od 10 do 30° kao posljedicu prijenosa pijesaka pri zapljuskivanju žala valovima, a setovi blago (4–6°) u smjeru mora nagnutih pješčanih lamina nastali su prijenosom pijeska pri povratnom strujanju vode u more. Između setova planarne kose slojevitosti nalaze se i proslojci s horizontalnom laminacijom ili kosom slojevitošću malih dimenzija.

Do međusobnog razdvajanja dužobalnih prudova *rip*-kanalima (sl. 17–3) dolazi zbog jakih povratnih morskih struja koje nastaju na srazu dviju struja koje se kreću po dužobalnom koritu (Einsele, 1992). Naime, na taj način spojene dvije struje imaju jaku energiju, probijaju prudove, odnose njihov detritus u dublji dio obalnog lica i unutarnjeg šelfa tvoreći pritom razmjerno uske, na prud poprečne *rip*-kanale (sl. 17–3). Dno *rip*-kanala obiluje strujnim riplovima, koritastom kosom slojevitošću i masivnim gradiranim slojevima.

U dužobalnim prudovima mogu se izdvojiti tri glavna facijesa: facijes padine orijentirane prema moru, facijes kreste pruda i facijes padine orijentirane prema kopnu:

a) facijes padine orijentirane prema moru sadrži valne i kombinirane strujne riplove i taloge gornjeg režima toka koji se odlikuju blago prema moru nagnutim slojevima,
b) facijes kreste pruda pretežito se sastoji od horizontalnih slojeva i megariplova, a mogu se pojaviti i riplovi manjih dimenzija, a
c) facijes padine orijentirane prema kopnu sadrži riplove i ravne slojeve koji se, ako je padina razmjerno strma, generiraju lavinskim načinom transporta materijala (avalaniranjem – Davidson-Arnott i Greenwood, 1976).

Duž klastičnih obala blagog nagiba koje su izložene djelovanju valova i obiluju pijescima protežu se **pješčani barijerni otoci**, **pješčani hrptovi** (*sand ridges*) ili **odobalni prudovi** (*offshore bars* – Einsele, 1992). Duža im je os orijentirana usporedno s obalom, a obalna crta s morske i obalne strane im obično ima različitu morfologiju: na morskoj strani obalna im je crta dosta ravna ili blago zavojita, a na obalnoj strani sadrže zaljeve i kanale, pa im je obalna crta neravna i nepravilna. Između njih i obale nalaze se lagune i zatvoreni morski plićaci. U područjima s humidnom i poluhumidnom klimom pijesci barijernih otoka u pravilu su obrašteni niskim biljem, a u aridnim klimatskim područjima sadrže eolske dine.

Bitna značajka pješčanih barijernih otoka i prudova su pješčane dine koje imaju brežuljkastu morfologiju. Odlikuju se eolskim riplovima koji pokazuju planarnu kosu slojevitost s klinastim oblicima setova s različitim smjerovima nagiba 10–24° (Dickinson i dr., 1972; iz: Elliott, 1986).

Ako barijerni kompleks ima tendenciju progradacije, tj. obalna se crta i barijerni kompleks pomiču sve više u more, sedimenti tvore karakterističnu *sekvenciju pokrupnjavanja naviše* s vertikalnim redanjem pješčanih sedimenata i porastom veličine zrna naviše:

– na sitnozrnaste muljevite sedimente otvorenog šelfa talože se
– barijerni pijesci.

U slučaju napredovanja progradacije uz tvorbu laguna i plimnih ravnica iza pješčanih barijernih otoka sekvencija pokrupnjavanja naviše nastala progradacijom pješčanog barijernog otoka završava lagunskim talozima, tj. na barijerne pijeske talože se lagunski sedimenti i talozi plimne ravnice (muljevi i pijesci s valovitom i flazerskom slojevitošću).

U idealnim uvjetima potpunog razvoja sedimentacijskog modela progradacije, kako ga je prikazao Selley (1988), slično kao i pri progradaciji delte s dominacijom fluvijalnih uvjeta, na obali mogu nastati sustavi fluvijalnih okoliša (obalna fluvijalna poplavna ravnica i riječna korita uz taloženje muljeva s proslojcima ugljena i pijeska kao ispunama korita). Pješčani se prudovi sastoje od dobrosortiranih horizontalno laminiranih pijesaka s proslojcima krupnozrnastog pijeska ili laminama bogatim teškim mineralima.

Na obalnom licu koje je izloženo sezonskim olujnim vjetrovima tijekom lijepog vremena talože se sitnozrnasti pješčano–muljeviti talozi, a tijekom olujnog vremena brzom agradacijom velike količine dobrosortiranih pijesaka s koritastom kosom slojevitošću.

Takve promjene taložnog režima s dva posebna tipa taloga poznate su kao **plažni taložni ciklusi**. Jedan plažni taložni ciklus (*beach cycle*) obuhvaća:

a) taloženje sitnozrnastih pijeska i muljeva tijekom lijepog vremena – pijesci obično pokazuju horizontalnu laminaciju, a u zoni zapljuskivanja i lamine malog kuta nagiba (*low-angle swash laminae*), sadrže simetrične i asimetrične valne riplove i *flat*-laminaciju (*flat lamination*) na krestama riplova, a izmjene pijesaka i muljeva valovitu laminaciju i intenzivnu bioturbaciju, što ukazuje na migraciju sitnozrnastog pijeska pri slabo valovitom moru, taloženje muljeva tijekom razdoblja mirnog mora, i male obroke taloženja – ekološki pogodne uvjete za organizme koji žive u tim okolišima i/ili se hrane muljem;
b) brzo agradacijsko taloženje velikih količina dobrosortiranih pijesaka tijekom olujnog vremena – donja slojna površina im je erozijska, a unutar pijesaka karakteristično je smanjivanje veličine zrna s porastom dubine, tj. od prednjeg žala prema unutarnjem šelfu, kao i značajke **olujnih slojeva** ili **tempestita** u obliku lošije ili bolje razvijenih BPHFXM-tempestitnih sekvencija (vidi odjeljak 19.3.2).

Na **gornjem dijelu obalnog lica** ili potopljenog žala taloženje se pretežito zbiva tijekom lijepog vremena, a za olujnog vremena talozi se erodiraju i pretaložavaju (Elliott, 1986). Tijekom olujnog vremena sedimenti obalnog lica su intenzivno erodirani i pretaloženi u lagunama kao **preljevne lepeze** (*washover fans*), a oni iz donjeg dijela žala i odobalja ili unutarnjeg šelfa "pometeni" su i pretaloženi u **olujne slojeve** ili **tempestite** (vidi odjeljak 19.3.2).

Srednji dio obalnog lica se tijekom lijepog vremena odlikuje niskom energijom – relativnim mirom koji je prekidan samo aktivnošću blagih valova i oscilirajućih plimnih struja. Međutim, pri olujnim valovima tu nastaju oscilirajući tokovi visoke energije iz kojih se talože slojni oblici za koje je tipična dolinasta kosa slojevitost (SCS) i ravna laminacija, odnosno članovi F i H tempestitne sekvencije (sl. 19–2).

U **donjem dijelu obalnog lica**, koji za lijepog vremena nije zahvaćen valovima, iz suspenzije se talože sitnozrnasti sedimenti koji pokazuju valne riplove i valovitu laminaciju malih dimenzija, a obično su i snažno bioturbirani. Uobičajeno je i smanjivanje veličine zrna pijeska u smjeru mora te smanjivanje intenziteta bioturbiranja prema obali.

Za olujnog nevremena valovi zahvaćaju cijeli dublji dio obalnog lica sve do osnovice valova olujnog vremena. Struje valova pri kretanju na sve plići dio žala i zonu prelamanja, a potom i zonu razbijanja ili mlata valova, podižu velike količine detritusa koji zatim morske struje i plime prenose prema obali. Naime, pijesak i mulj taložen tijekom dugotrajnog razdoblja lijepog vremena je naglo, u kratkom vremenu, snagom olujnih valova s oscilirajućim tokom podignut s dna donjeg dijela obalnog lica i pretaložen u obliku gradiranih slojeva na istom mjestu ili u blizini njega.

Kombinacijom takvih energijskih uvjeta i izmjenama dvaju različitih režima tokova, tj. onog za lijepog i onog za olujnog vremena, nastaju posebni slojni oblici čije je najtipičnije obilježje humčasta kosa slojevitost (HCS) koja nastaje u sitnozrnastom pijesku (odjeljak 3.3.3.2.3), u pravilu u zajednici s valnim riplovima i sitnozrnastim muljevitim talogom kao posljedicom slabljenja olujnih valova i taloženja tijekom lijepog vremena. To je u sedimentu zabilježeno taloženjem gradiranog sloja poznatog pod imenom **tempestitna sekvencija**, čije su teksturno-strukturne i genetske značajke pobliže objašnjene u odjeljku 19.3.2 i prikazane na sl. 19–2.

Tijekom dugotrajnih razdoblja lijepog vremena bez jakih olujnih valova muljeviti talozi na donjem dijelu obalnog lica mogu biti intenzivno bioturbirani, a u slučaju debljih tempestita to se događa obično samo u vršnom dijelu tempestitne sekvencije (sl. 19–2).

Na obalnom licu s jakom energijom valova mogu nastati i **podvodne (subakvatske) dine** ("megariplovi" ili "pješčani valovi"), orijentirane paralelno s obalnom crtom (odjeljak 17.4.3).

17.3. Okoliši klastičnih obala s mješovitom djelatnošću valova i plima

Na niskim klastičnim obalama s mješovitom djelatnošću valova i plima obično postoji taložni sustav plažno–barijernog kompleksa.

Barijerni otoci međusobno su odvojeni plimnim rukavcima, a iza njih postoje lagune koje se odlikuju normalnim salinitetom i obično prostranim plimnim ravnicama i/ili natplimnim zonama (*supratidal*) ispresijecanim mrežom plimnih kanala.

Lagune kojima su barijerni otoci odvojeni od obale, a koje su s otvorenim morem povezane plimnim rukavcima, imaju ograničenu komunikaciju s otvorenim morem. U aridnim i semiaridnim klimatskim područjima isparavanje je vode iz laguna izraženije od dotoka vode rukavcima iz mora, pa takve lagune imaju povišen ili čak visok salinitet.

U lagunama koje se nalaze iza barijernih otoka i koje na taj način razdvajaju barijerne otoke i obalu, iz suspenzije se za lijepog vremena talože sitnozrnasti muljeviti ili laporoviti sedimenti. Akumulacija lagunskih muljeva u mirnoj je vodi spora, obično u obliku tankolaminiranih izmjena gline, muljeva i praha. Laminacija je često više ili manje uništena bioturbacijom.

U humidnim klimatskim područjima i lagunama s toplom vodom mulj obično sadrži visok udio organske tvari, uključujući i ostatke bilja koji su naplavljivani rijekama (Elliott, 1986). Valovi nastali pri olujnom vremenu na dnu lagune proizvode tanke lamine krupnog praha i simetrične riplove uložene u muljevite taloge. Tijekom olujnog vremena na ušćima plimnih rukavaca u lagune nastaju **plimne delte** (sl. 17–4).

U **plimnim rukavcima**, koji između otoka spajaju lagunu i otvoreno more, uglavnom se talože pješčani sedimenti koji sadrže različitu floru i faunu koja potječe iz laguna, ali i iz otvorenog mora, a često pokazuju kosu slojevitost i riplove različitih dimenzija.

Zbog neprestanog spuštanja i dizanja morske razine izmjenama plima i oseka i njihovih struja, kao i jakih struja valova, kroz rukavce na ušćima rukavaca u lagune (tj. u smjeru obale) nastaju plimne delte, a na izlazima struja oseka iz rukavaca prema morskoj strani delte nastale strujama oseka, kako to prikazuje sl. 17–4.

Plimne delte (*flood-tidal delta*) nastaju u lagunama na ušćima rukavaca u lagunu, i najbolje su razvijene u uvjetima visokih plima i valova (sl. 17–4), a sastoje se od pješčanih taloga u kojima prevladavaju setovi kosih lamina i/ili slojeva s nagibom u smjeru obale, jer je pijesak bio prenošen plimnim strujama s glavnim smjerom od otvorenog mora prema obali.

Količina sedimenata istaloženih u obliku plimne delte često je toliko velika da u lagunama mogu nastati značajne akumulacije pješčanih taloga. Glavna odlika pijesaka plimnih delta su setovi planarne ili koritaste kose slojevitosti koji na vrhu sekvencije sadrže proslojke sa setovima kose slojevitosti malih dimenzija suprotnog nagiba, jer su ti setovi nastali pri oseci, tj. prijenosom pijeska povratnim strujanjem vode iz lagune u otvoreno more.

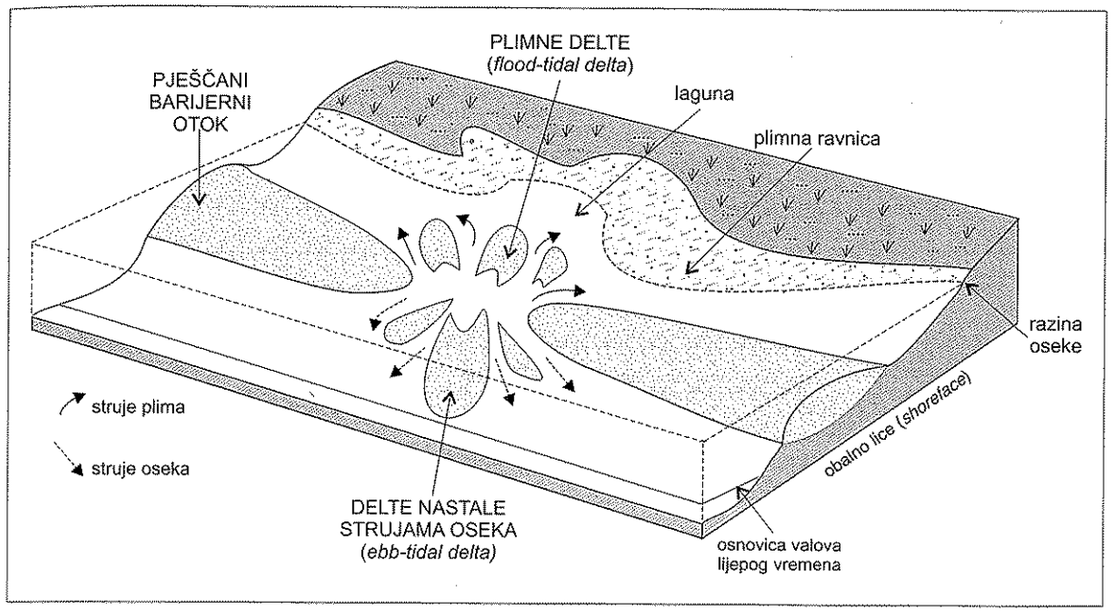
Delte nastale povratnim strujama pri osekama (*ebb-tidal delta*) nalaze se u okolišima obalnog lica sa srednjim i visokim plimama (>2 m) na ulazu rukavaca u more (sl. 17–4), a nastale su prijenosom pijeska vodenim strujama tijekom oseka, odnosno snažnim povratnim strujama povlačenja vode iz lagune kroz plimni kanal ili plimni rukavac u smjeru mora (sl. 17–4).

Takve se delte odlikuju jasnom planarnom kosom slojevitošću s nagibom kosih lamina od 15 do 25° u smjeru mora. Uz pijeske s planarnom kosom slojevitošću taložene pri režimu oseka obično sadrže i proslojke pijesaka taloženih valovima i/ili priobalnim morskim strujama, tako da pokazuju različitu orijentaciju kosih lamina i slojeva.

U **rukavcima na ulazu iz otvorenog mora prema laguni**, koji zbog djelovanja jakih plimnih struja i valova neprestano bočno migriraju, talože se pješčana tijela u kojima se razlikuju dva člana (Kumar i Sanders, 1974):

– Donji član je nastao taloženjem pod prevlašću struja oseka i plima, i na dnu rukavca započinje sedimentom dna kanala – ispranim sitnim šljunkom s fosilnim detritusom koji je preostao nakon odnošenja pijeska plimnom strujom (= *lag*-sediment). Na njemu slijede pijesci dubljeg dijela kanala taloženi pod prevladavajućim djelovanjem struja oseke u razdoblju bez većih valova. Odlikuju se setovima planarne kose slojevitosti koji su nastali migracijom pješčanih valova i imaju nagib od 15 do 25° u smjeru struja oseke, tj. prema moru. Donji član može završiti tanjim slojem pijeska koji je nastao taloženjem pod utjecajem plimne struje – slično kao pri plimnim deltama na ušću rukavca u lagunu – ima kosu slojevitost malih dimenzija s nagibima u smjeru plimnih struja, tj. prema obali.

– Gornji član je taložen pod prevlašću valova tijekom razdoblja s jakim vjetrovima i olujnim valovima, a predstavlja ispunu gornjeg dijela kanala koji je prethodno već pretežito ispunjen talozima opisanog donjeg člana. Započinje tanjim slojem paralelno laminiranog pijeska koji pokazuje riplastu laminaciju i blagu kosu slojevitost. Glavni dio ovog člana čini debeli paket pijesaka s kosim slojevima strmog nagiba *foreseta* (30–35°) koji je nastao nanošenjem pijeska snažnim valovima, tzv. "pješčanom lavinom". Tim je pijeskom potpuno ispunjen i zaravnjen kanal rukavca. Kososlojeviti pijesci su pokriveni tanjim slojem pijeska koji pokazuje riplastu laminaciju s orijentacijom u smjeru plimnih struja, jer je prenošen djelatnošću plimne struje nakon prestanka snažnih valova, tj. tijekom lijepog vremena.



Slika 17–4 Blokdijagramski prikaz okoliša taloženja na niskim klastičnim obalama s mješovitom djelatnošću valova i plima: pješčani barijerni otoci su međusobno odvojeni plimnim rukavcima, a iza otoka se nalaze lagune. Strujama plime pijesak se prenosi prema obali i u laguni se akumulira u obliku plimne delte (*flood-tidal delta*), a pri strujama oseke pijesak se kroz plimne rukavce prenosi u smjeru mora i akumulira u obliku delte nastale strujama oseka (*ebb-tidal delta*).

17.4. Uvjeti i okoliši taloženja na klastičnim obalama s prevlašću djelatnosti plima

Plitkomorski pojas duž niskih klastičnih obala može biti pravocrtan s razvojem prostranih plimnih ravnica ili imati brojne duboko u obalu uvučene zaštićene zaljeve i estuarije.

Klastične obale s prevlašću djelatnosti plima obuhvaćaju tri karakteristična okoliša taloženja: **estuarije**, **plimne ravnice** i **prednji žal** (*foreshore*), i **obalno lice** ili **potopljeni žal** (*shoreface*) s prevlašću plimnih struja, na kome se talože dobrosortirani pijesci bez šljunka. Prema otvorenom moru u takvom plitkomorskom taložnom sustavu mogu postojati i pješčani barijerni otoci, koji su od žala ili kopna odvojeni plitkim **lagunama**.

Barijerni su otoci svojom dužom osi položeni usporedno s obalnom crtom, i u pravilu paralelno s obalom tvore prekinute nizove pješčanih otoka između kojih se nalaze uži ili širi **plimni rukavci** ili **plimni zatoni** (*tidal inlets*).

Glavni dijagnostički elementi plimnih okoliša su:

- kosa slojevitost tipa riblje kosti (*herringbone cross-stratification*), ako je migracija pjeskovito–muljevitog sedimenta približno podjednaka tijekom plime u smjeru obale i tijekom oseke u smjeru mora;
- muljne prevlake (*mud drapes*) po pjeskovito–prahovitim sedimentima, ako je donos pjeskovito–muljevitog sedimenta pretežito bio samo iz jednog smjera, primjerice povratnim strujama pri oseki;
- reaktivacijske površine (*reactivation surfaces*) unutar setova kosih lamina ili proslojaka kao posljedica lokalnih promjena smjerova transporta detritusa, i
- svežnjevi taloga nastali tijekom razdoblja visokih i niskih plima (*spring-neap bundles*).

17.4.1. Uvjeti taloženja u estuarijima

Estuariji *su poluzatvoreni obalni morfološki oblici riječnih ušća u more na kojima je donos materijala riječnim tokom tako mali da se ne može formirati delta ili su struje visokih plima toliko jake da raznose sav riječni materijal, čime je onemogućena tvorba delte.* Estuariji imaju slobodnu vezu s otvorenim morem, dno im se u moru širi i produbljuje, tako da zapravo čine neku vrstu kanala u kojima se miješaju slatka riječna i morska voda.

Estuariji se pojavljuju zajedno s plimnim ravnicama i barijernim otocima, a rjeđe i s riječnim deltama. Na hidrodinamički režim u estuarijima, a time i na uvjete taloženja u njima, znatan utjecaj ima omjer miješanja morske i slatke vode i način cirkulacije vode. Ako je razlika između razine plime i oseke mala (= mikroplimne obale), oslađena voda zbog manje gustoće slatke vode iz estuarija teče u more i, obratno, pri velikim razlikama između razine plime i oseke (= mezoplimne i makroplimne obale) voda iz mora pri plimama utječe daleko u estuarije.

U slučaju mikroplimnih uvjeta u estuarijima prevladava dobro raslojena cirkulacija slane i slatke vode s taloženjem uglavnom riječnih sedimenata.

U estuarijima s mezoplimnim uvjetima prevladavaju pješčani talozi u obliku **plimnih delta** (*flood-tidal delta*) i **poprečnih prudova** (*transverse bars*).

U estuarijima s makroplimnim uvjetima talože se **linearni plimni pješčani hrptovi** (*linear tidal sand ridges*) poredani približno paralelno sa strujama plime i oseke (Off, 1963). Dimenzije su takvih pješčanih hrptova znatne: visina 10–20 m, širina do 300 m i dužina do 2.000 m. S takvim velikim sedimentnim tijelima obično su udruženi strujni riplovi koji također pokrivaju i područja koja nisu bila zahvaćena najbržim plimnim strujama. Mjestimice, na dnu i rubovima kanala, pojavljuju se i **megariplovi** i **pješčani valovi** (Elliott, 1986), odnosno prema terminologiji Ashleya i dr. (1990) **podvodne dine** (*subaqueous dunes*), koje su podrobnije opisane u odjeljcima 3.4.3.2 i 17.4.3.

Muljeviti sedimenti otvorenih estuarija pokazuju slične teksturno-strukturne i litološke značajke kao i sedimenti plimnih ravnica (odjeljak 17.4.2), pa je u mnogim slučajevima njihovo razlikovanje vrlo otežano.

Najčešća odlika estuarijskih pješčanih tijela je kosa slojevitost velikih dimenzija, koja u sekvenciji pokrupnjavanja naviše postupno može preći u riplove koji pokazuju slabo izraženu bimodalnost. U slojevima s laminacijom strujnih riplova redovito se javlja i kosa slojevitost tipa riblje kosti (*herringbone cross-bedding*).

Kompletna sekvencija nastala ispunjavanjem estuarija, primjerice na obali Georgije prema Greeru (1975), ima odozdo naviše sljedeći slijed:

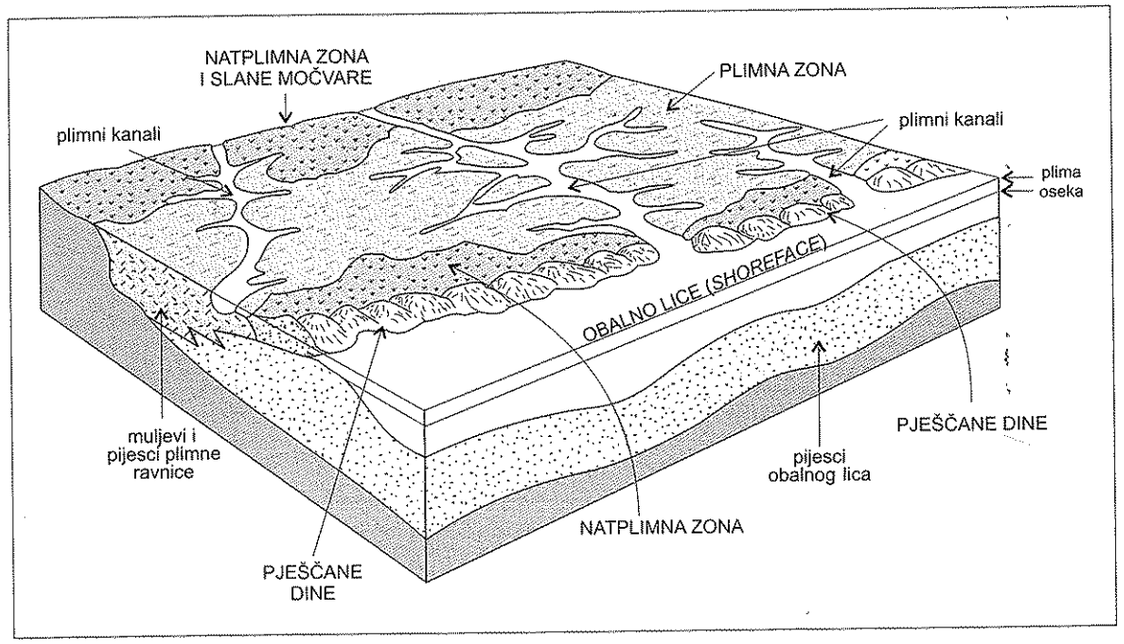
- kanalni *lag*-sediment (šljunak, fragmenti školjkaša);
- krupnozrnasti pijesak s planarnom kosom slojevitošću, laminirani mulj, bioturbirani muljeviti krupnozrnasti pijesak koji na vrhu sadrži riplove i valovitu slojevitost (= talog donjeg dijela estuarijskog kanala);
- sediment kanalnog pruda – planarno-kososlojeviti pješčani *foreset* s valuticama mulja (= talog kanalnog pruda);
- bioturbirani muljeviti pijesak (= talog plitkog dijela kanala);
- laminirani pijesak i sitnozrnasti bioturbirani pijesak na kome slijedi muljeviti bioturbirani pijesak s flazerskom slojevitošću (= talozi plimne ravnice), i
- talog slane močvare zastupljen prahom i glinama s korjenčićima močvarnog bilja.

17.4.2. Plimne ravnice

Plimne ravnice (*tidal flat* i *intertidal flat* u engleskoj ili *Watt* u njemačkoj terminologiji) *zaravnjena su područja na niskim morskim obalama koja su tijekom plima poplavljena morem, a tijekom oseka su uglavnom izvan mora* (sl. 17–5). Plimne su ravnice obično razvijene na velikim površinama duž obalne crte ili oko otoka i prudova, te duž zaštićenih strana pješčanih barijera ili pješčanih dina na niskim klastičnim obalama. Obično sadrže brojne **plimne kanale** po kojima morska voda stalno cirkulira – pri nadiranju plima na plimnu ravnicu, a pri osekama prema moru (sl. 17–5).

Plimne ravnice se bočno mogu nastaviti na vrlo plitke potplimne (*subtidalne*) ravnice, odnosno plitke ravne površine na obalnom licu obilježene niskom energijom vode i djelatnošću plimnih struja, posebice u područjima s makroplimnim uvjetima i velikom akumulacijom sitnih pijesaka. Plimne ravnice se u pravilu razvijaju u plitkom moru u širokom pojasu duž stabilnih niskih ravničarskih obala, u kojem se vodena masa neprestano pokreće ritmičkim izmjenama struja plima i oseka. Dimenzije im zavise o morfologiji i reljefu obale, a posebice razlici između razine oseke i razine plime, tj. o tome jesu li to mikroplimne (<2 m), mezoplimne (2–4 m) ili makroplimne (>4 m) obale. Primjerice, današnje plimne ravnice uz ravničarske obale Sjevernog mora u Njemačkom zaljevu s rasponom razine oseke i plime od 2,5–4 m imaju širinu od 2–7 km i dužinu od stotinu kilometara, a duž obala Žutog mora, gdje su razlike između razine oseke i razine plime oko 5 m, plimne ravnice imaju širine i do 25 km.

Plime i oseke uzrokuju snažne struje koje imaju veliku ulogu pri prijenosu i taloženju materijala i tvorbi pješčanih tijela u potplimnim i plimnim okolišima, osobito na plimnoj ravnici, plimnoj zoni, plimnim rukavcima, plimnim kanalima, estuarijima i prednjem žalu, te na obalnom licu. Plimne struje (*flood currents*) prenose detritus prema obali najprije po plimnim kanalima, a nakon izlijevanja mora iz njih i po cijeloj plimnoj ravnici kako plima raste, sve do najviše razine pri kojoj nastupa plimno zatišje (*flood stack*). Struje oseka dio tako u plimne kanale i na plimnu ravnicu nanesenog detritusa vraćaju u more, sve do najniže oseke pri njezinom zatišju (*ebb slack*), kad prestaje povlačenje vode u smjeru mora. Takvo se vraćanje materijala pretežito zbiva po plimnim kanalima. Pri novoj plimi ponovno po plimnim kanalima započinje kretanje vode i prijenos materijala prema obali, a zatim i preplavljivanje plimne ravnice ili *intertidala*. Brzina i snaga struja pri plimama i osekama bitno su veće u plimnim kanalima nego na plimnoj ravnici između kanala, pa se tu prenose i mogu taložiti veće količine materijala i krupnija zrna. Pijesak i pojedinačni krup-



Slika 17–5 Shematski prikaz morfologije plimne ravnice sa sustavom plimnih kanala i glavnim tipovima taloga na plimnoj ravnici iza pješčanih dina koje tvore barijeru između obalnog lica i plimne ravnice.

niji skeleti ili njihovi bioklasti se na taj način uglavnom prenose pri bržem toku pridnenim transportom i talože u početnoj fazi plime i završnoj fazi oseke, a prah, mulj i glina se prenose suspenzijom i talože pri slabljenju struja ili u fazama plimnog zatišja i zatišja pri prestanku povratnih struja pri najnižoj razini oseke.

Utjecaj valova na plimnim se ravnicama osjeća samo tijekom najjačih oluja ili ako su one potpuno otvorene prema pučini, tj. ako između njih i otvorenog mora nema pješčanih barijernih otoka ili prudova.

Izvorište detritusa koji se taloži na klastičnim plimnim ravnicama može biti vrlo različito. To je, ipak, najčešće pješčano–muljeviti detritus donesen rijekama, zatim detritus nastao erozijom strme obale ili obalnih hridina ili pak materijal naplavljen i pretaložavan s morskog dna, obalnog lica, unutarnjeg ili vanjskog šelfa. U slučaju pretežito marinskog izvora materijala u plimne kanale, posebice u njihove donje dijelove, a ponegdje i na plimne ravnice, može biti naplavljena i značajna količina fosilnog marinskog detritusa.

Međusobni udjeli pješčanog, pješčano–muljevitog i muljevitog detritusa taloženog na plimnoj ravnici ovise o tome s kojeg izvorišta materijal potječe, o mjestu taloženja na ravnici (niska, srednja ili visoka zona plimne ravnice), kao i o hidrološkim uvjetima na ravnici i priobalnom području, te o tomu radi li se o makroplimnim, mezoplimnim ili mikroplimnim obalama. Dok su makroplimne i mezoplimne ravnice bogatije pijeskom, na mikroplimnim ravnicama prevladavaju muljevi, a pijeska ima vrlo malo ili gotovo potpuno nedostaje. Zrna dimenzija šljunka su rijetka i u pravilu ograničena na najniže dijelove plimnih kanala, a obično su to ljušturice molusaka u obliku *lag*-sedimenta.

S obzirom na nagib površine plimne ravnice, njezinu morfologiju i visinu plima na plimnim ravnicama obično se razlikuju tri zone:

a) Niska zona plimne ravnice ili potplimna zona (*subtidal*) uglavnom je poplavljena morem, osim vrlo kratkog razdoblja pri najnižoj razini oseke, tj. tijekom njezina zatišja. Tu se talože pijesci s proslojcima muljeva koji na površini sadrže asimetrične riplove s kosom laminacijom tipa riblje kosti i/ili jednosmjernom kosom laminacijom. Na gornjim slojnim površinama muljeva mogu se pojaviti pukotine isušivanja, tragovi otjecanja vode (*rill marks*) i tragovi mreškanja (*wrinkle marks*).

Zbog različite brzine i snage plimnih struja pijesci taloženi na niskoj plimnoj ravnici odlikuju se smanjivanjem veličine zrna od mora prema obali.

b) Srednja zona plimne ravnice ili plimna zona (*intertidal*) je tijekom plimnog ciklusa približno polovicu vremena poplavljena morem, a polovicu vremena iznad morske razine. Na njoj se talože pijesci nošeni plimnim strujama po dnu i muljevi nošeni u suspenziji, što obično rezultira horizontalnom laminacijom s izmjenama pjeskovitih i muljevitih lamina i flazerskom, valovitom i lećastom slojevitošću kao posljedicom promjena brzine i energije morskih struja. Na gornjim slojnim površinama česte su pukotine isušivanja, tragovi mreškanja, te asimetrični i interferencijski ili strujni riplovi.

c) Visoka zona plimne ravnice ili natplimna zona (*supratidal*) ravna je površina koja se tijekom plimnog ciklusa uglavnom nalazi iznad razine mora, osim kratko vrijeme pri plimnom maksimumu i tijekom plimnog zatišja kad je kratkotrajno poplavljena morem. To je obično uži ili širi pojas natplimne zone koji se pruža usporedno s niskom obalom, prema kojoj se mogu nalaziti brojne slane močvare.

Na visokoj plimnoj ravnici uglavnom se talože muljevi, odnosno vrlo sitan detritus koji su mogle donijeti oslabljene plimne struje koje su snagu i sedimente izgubile za prolaza preko niske i srednje plimne ravnice. Muljeviti talozi visoke plimne ravnice mogu imati manje–više jasno izraženu horizontalnu laminaciju, brojne pukotine isušivanja i bioturbaciju u obliku vertikalnih tragova rovanja.

Dvosmjerna kretanja vodenih struja i prijenosa detritusa uzrokuju posebne teksturno-strukturne odlike sedimenata na plimnim ravnicama i u plimnim kanalima po kojima se ti okoliši taloženja razmjerno lako mogu dijagnosticirati:

- jasna bočna granulometrijska diferencijacija s izrazitim smanjivanjem veličine zrna od donjeg prema gornjem dijelu plimne ravnice, odnosno od mora prema obali, kao posljedica opadanja brzine i energije plimnih struja od početka prema kraju plimnog ciklusa, kao i jačanja brzine i energije povratnih struja u plimnim kanalima u završnoj fazi oseka;
- učestala vertikalna izmjena pješčano–pelitnih sedimenata koji se odlikuju čestim prijelazima flazerske, valovite i lećaste slojevitosti (sl. 3–11), pri čemu su pješčani članovi taloženi tijekom jačih strujanja vode, tj. pri strujama više energije, a mulj (pelitni proslojci) tijekom tromih i slabih plimnih struja i/ili oseka;
- kosa slojevitost malih dimenzija (*small-scale cross-bedding*) koja je nastala pod utjecajem struja valova;
- mjestimice razvijena kosa slojevitost tipa riblje kosti (*herringbone cross-bedding*), u pravilu tamo gdje je plimom i osekom u suprotnim smjerovima prenošena podjednaka količina detritusa;
- muljne prevlake (*mud drapes*) po pjeskovito–prahovitim sedimentima koje nastaju tamo gdje je donos pjeskovito–muljevitog sedimenta uglavnom bio samo iz jednog smjera, primjerice povratnim strujama tijekom oseke;
- reaktivacijske površine (*reactivation surfaces*) unutar setova kosih lamina ili proslojaka kao posljedica lokalnih promjena smjerova transporta detritusa;
- svežnjevi taloga nastali tijekom razdoblja visokih i niskih plima (*spring-neap bundles*);
- česte pojave erozije malih dimenzija;
- bioturbacija, dok se
- horizontalno laminirani pješčani sedimenti pojavljuju znatno rjeđe, a laminacija uzlaznih riplova je vrlo rijetka.

Stalna progradacija plimnih ravnica, slično kako je to slučaj i kod karbonatnih sedimenata (vidi: Tišljar, 2001), glavni je uzročnik tvorbe ciklusa

positnjavanja naviše. Takvi ciklusi započinju pješčanim potplimnim talozima ili talozima donje zone plimne ravnice, a završavaju natplimnim muljevima ili muljevima gornje zone muljevite plimne ravnice. Naime, pri progradaciji plimne ravnice preko donje zone plimne ravnice, odnosno potplimne zone, progradira srednji, a zatim i gornji dio plimne ravnice, odnosno plimne i natplimne zone, što se odražava prekrivanjem pretežito pješčanih taloga potplimne zone pješčano–muljevitim talozima plimne zone i na koncu muljevitim talozima natplimne zone ili gornjeg dijela plimne ravnice.

U slučaju muljevitih plimnih ravnica ne nastaju ciklusi positnjavanja naviše, kako je to pobliže prikazano u sljedećem odjeljku.

Mjestimice na plimnim plićacima, posebice na ušćima plimnih kanala i u estuarijima, u makroplimnim uvjetima (plime >4 m) mogu nastati i **podvodne dine**, odnosno "**megariplovi**" ili "**pješčani valovi**", kao i pješčani prudovi. Dok se u plimnim kanalima talože pijesci s kosom slojevitošću srednjih i velikih dimenzija, za pješčane prudove na njihovim ušćima tipični su sitnozrnasti pijesci s riplastom laminacijom i ravnom laminacijom kao posljedicom premještanja pijesaka valovima.

17.4.2.1. Taloženje na muljevitim, miješanim pješčano–muljevitim i pješčanim plimnim ravnicama

Siliciklastične plimne ravnice s obzirom na prevladavajući tip taloga mogu biti muljevite, miješane pješčano–muljevite i pješčane.

Muljevite plimne ravnice (*mud flats*) muljeviti detritus uglavnom dobivaju suspenzijskim donosom sitnozrnastog materijala plimnim strujama s ušća muljevitih rijeka, ali i separacijom, odnosno ispiranjem sitnozrnastih pijesaka prednjeg žala i obalnog lica.

Muljevite plimne ravnice, naime, nastaju u područjima s blagim padinama unutarnjeg šelfa i u uvjetima visoke koncentracije suspendiranog sitnozrnastog detritusa u morskoj vodi. Pri svojem kretanju plimnim strujama na plimnu ravnicu i prema obali voda zbog postupnog gubitka energije najprije ostaje bez krupnozrnastog pješčanog detritusa, a najdalje na gornju plimnu ravnicu donosi najsitniji muljeviti detritus. Tipične teksturno-strukturne značajke muljevitih plimnih ravnica su horizontalna laminacija i mjestimice snažno bioturbirani muljeviti talozi.

Miješane pješčano–muljevite plimne ravnice (*mixed sand–mudflat*) se odlikuju pješčanim i muljevitim talozima s lećastom i flazerskom slojevitošću, pri čemu pješčani talozi uglavnom tvore lećaste oblike unutar laminiranih muljevitih taloga, a pješčano–prahoviti i prahni (siltni) talozi proslojke s riplovima u čijim se udolinama talože mulj ili glina u obliku flazerske slojeviti (vidi odjeljak 3.3.3.3 i sl. 3–11).

Pješčane plimne ravnice (*sandflat*) su pretežito sastavljene od pijesaka s kosom slojevitošću malih dimenzija ili kosom laminacijom, valnim i strujnim riplovima, flazerskom i valovitom slojevitošću, a nerijetko i kosom slojevitošću tipa riblje kosti.

Tijekom laganog strujanja vode u vršnoj fazi visoke razine vode, tj. pri maksimumu plime, kad je energija plimnih struja najmanja, na pješčanu se površinu plimne ravnice, odnosno na prethodno pri jačoj energiji plimnih struja istaloženi pijesak s riplovima, na zaštićenoj strani (*foresetovima*) i u koritima riplova taloži tanka prevlaka mulja i/ili gline. Zbog riplaste pješčane površine takva prevlaka tvori poseban oblik, tzv. **muljni plašt** (*mud drape*).

Muljni se plaštevi obično mogu dobro očuvati i litificirati jer zbog svojeg položaja na zaštićenoj strani ripla i u koritu ripla ostaju zaštićeni od erozije pri novoj plimi i kretanju pijeska kojim će biti prekriveni.

17.4.2.2. Taloženje u plimnim kanalima

Plimni kanali (*tidal channel*) su posebna značajka plimnih ravnica, a mogu se produžiti i u pliće dijelove potplimnih okoliša, tj. na gornji dio obalnog lica. Dimenzije su im jako promjenljive, tako da im je dubina od nekoliko centimetara ili decimetara pa do 5 m, s time da oplićavaju od donje zone plimne ravnice prema njezinoj gornjoj zoni, gdje su

obično prstasto razgranati i postupnim oplićavanjem nestaju na natplimnom dijelu plimne ravnice (sl. 17–5). Širina im može biti od nekoliko decimetara pa do više desetaka, čak i stotina metara. Obično imaju zavojiti oblik i nemaju stalni položaj na plimnoj ravnici, već zbog jake erozije na vanjskim dijelovima zavoja i tvorbe prudova na unutarnjem dijelu zavoja neprestano bočno migriraju poput korita meandrirajućih rijeka.

Bočna migracija plimnih kanala može iznositi i više desetaka metara na godinu, zbog čega plimni kanali mogu pretaložiti sedimente plimnih ravnica na velikim područjima. Plimni kanali predstavljaju glavni medij za donos taloga iz okoliša obalnog lica na plimnu ravnicu.

U širokim plimnim kanalima zbog migracije pijesaka nastaju posebni valoviti slojni oblici poznati kao **pješčani valovi** (*sand waves*) ili **podvodne** (**subakvatske**) **dine** visina često i od 1–2 m, koji su bitna dijagnostička značajka za rekonstrukciju taloženja u plimnim kanalima. Obično nastaju kretanjem pijesaka pri dominantnim strujama, u pravilu pri snažnim povratnim strujama niz kanal, tj. otjecanju vode s ravnice koritom kanala pri osekama.

Dno plimnog kanala obično je ispunjeno *lag*-sedimentom koji sadrži pojedinačne sitne valutice šljunka, krupnozrnasti pijesak i ljušture ili bioklaste školjaka, puževa i drugih mekušaca. **Prud na unutarnjem zavoju plimnog kanala** (*point bar*) obično se sastoji od tankoslojevitih ili laminiranih izmjena muljeva, glina, praha i pijesaka u obliku "bočne akrecijske slojevitosti" s nagibima prema središtu kanala (Reineck, 1967). Preko taloga pruda, nakon što je kanal manje–više potpuno ispunjen, slijede tipični tankolaminirani talozi plimnih ravnica. Na taj način ispune plimnih kanala tvore sekvenciju positnjavanja i oplićavanja naviše.

Zbog bočne migracije na strmijim rubovima plimnih kanala mogu nastati posebni, samo za plimne kanale karakteristični oblici kose slojevitosti poznati kao **uzdužna kosa slojevitost** (*longitudinal cross-bedding*) čije je pružanje kosih slojeva paralelno s rubom plimnog kanala, za razliku od normalnog pružanja kosih slojeva poprečno (transverzalno) na smjer toka, odnosno uzdužnu os plimnog kanala. **Poprečna kosa slojevitost**, naime, nastaje na dnu kanala pri kretanju pijeska nošenog povratnim strujama oseka pri otjecanju vode niz plimni kanal. Poprečnu kosu slojevitost obično prate i strujni riplovi i/ili pješčane dine, pa se zbog toga u talozima plimnog kanala obično nalaze dva tipa kose slojevitosti različite – poprečne i uzdužne – orijentacije s obzirom na uzdužnu os kanala.

Za **kanalne sedimente obalnog lica** karakteristični su dobro razvijeni valni riplovi malih dimenzija, dok su megariplovi rjeđi, a za visokoenergijski *shoreface* okoliš s dubinom vode >6 m šljunčani talozi u obliku dugačkih, asimetričnih valnih riplova. Valne dužine tih riplova obično su reda veličine od 100 do 150 cm s visinom ripla od 10 do 20 cm (Einsele, 1992). Šljunčani slojevi imaju decimetarske debljine, masivnu ili kososlojevitu unutarnju građu, a izmjenjuju se s tanjim pješčanim slojevima. Orijentacija kosih slojeva, kao i pakiranje i orijentacija valutica redovito ukazuju da je prijenos šljunčanog detritusa bio duž obalne crte.

17.4.3. Uvjeti taloženja na prednjem žalu i obalnom licu s prevlašću plimnih struja

Pijesci taloženi na prednjem žalu s prevlašću plimnih struja najčešće pokazuju izvrsno razvijene valne riplove i kosu slojevitost malog kuta nagiba od obale u smjeru mora. U srednjem dijelu prednjeg žala s visokom energijom valova mogu nastati **megariplovi** ili **podvodne dine** s *foresetovima* nagnutim prema obali (odjeljci 3.4.3.2 i 17.4.2.2), a na prednjem žalu s nižom energijom valova česti su simetrični i asimetrični valni riplovi ili jedan preko drugoga taloženi pješčani prudovi malih amplituda (Elliott, 1986).

Pijesci taloženi na prednjem žalu često sadrže lamine ili tanje slojeve s povišenom koncentracijom teških minerala. U pojedinim slučajevima to može imati i gospodarsko značenje, primjerice kao ležišta rutila, cirkona, ilmenita ili monacita (Einsele, 1992).

U plimnim kanalima, koji mogu biti i brojni, talože se pješčani sedimenti s malom debljinom slojeva koji se odlikuju slojevitošću malih riplova.

U donjem dijelu visokoenergijskog prednjeg žala (*foreshore*) s prevlašću plimnih struja, gdje je razli-

ka između razine oseke i razine plime veća od 1 m, i na obalnom licu ili potopljenom žalu (*shoreface*) s prevlašću plimnih struja nastaju niski pješčani hrptovi ispresijecani plitkim plimnim kanalima ispunjenim kososlojevitim ili kosolaminiranim pijeskom, kao i **podvodne dine** (odjeljak 3.4.3.2).

Podvodne (subakvatske) dine (*subaqueous dune*) su sedimentna tijela, ranije poznata i kao **"megariplovi"** (*megaripple*) ili **"pješčani valovi"** (*sand wave*), koja nastaju pod vodom dubine >1 m i strujama brzina >0,4 m/s u pravilu na visokoenergijskom prednjem žalu kao i na obalnom licu izloženom jakim plimnim strujama (olujnim plimama), ali i paralelno s obalnom crtom djelatnošću morskih struja na odobalju (*offshore*-u) na dubinama do 60 m (Anastas i dr., 1997).

Podvodne (subakvatske) dine imaju oblik asimetričnih riplova. Dine koje se odlikuju ravnim graničnim površinama kose slojevitosti poznate su kao **2-D dine**, a one kojima su granične površine kose slojevitosti koritaste i/ili snažno derane vodenim strujama kao **3-D dine** (Ashley i dr., 1990). Nagibi kosih slojeva – *foresetova* – na strmijoj, zavjetrinskoj padini (*lee slope*) obično iznose oko 10°, a u pojedinim slučajevima i do 20° (sl. 3–7 i 3–20).

Za donji dio visokoenergijskog prednjeg žala s prevlašću plimnih struja i plići dio obalnog lica s prevlašću plimnih struja karakteristične su male i srednje podvodne dine s dužinama riplova od 0.6–10 m i visinama riplova od 7,5 do 75 cm, a dijelom i velike podvodne dine s dužinama od 10 do 20 m i visinama od 75 cm do 150 cm (Ashley i dr., 1990).

Podvodne dine većih dimenzija su relativno postojana sedimentna tijela koja se mogu očuvati od pretaložavanja pa se u obliku kosih slojeva – klinostratificiranih *foresetova* – često nalaze u talozima donjeg dijela visokoenergijskog prednjeg žala s prevlašću plimnih struja. Posebice su karakteristične za prednji žal u područjima gdje je razlika između razine oseke i plime veća od 1 m, a mogu nastati i kretanjem pijesaka pri otjecanju vode s prednjeg žala niz široko korito plimnog kanala pri snažnim povratnim strujama tijekom oseka ili nakon visokih valova. U tom su slučaju setovi kosih lamina nagnuti od obale u smjeru mora.

Prijenosom velike količine siliciklastičnog i/ili bioklastičnog detritusa vodenim strujama – plimom i valovima – mogu se formirati podvodne dine s klinostratificiranim *foresetovima* kosih lamina vrlo velikih dimenzija. Primjerice u oligomiocenskim sedimentima Novog Zelanda nalaze se kososlojeviti biokalkareniti sastavljeni od bioklasta briozoja i bodljikaša i ljušturica bentosnih foraminifera nastali migracijom velikih podvodnih dina na morskom dnu dubine 40–60 m pod utjecajem snažnih plimnih struja kombiniranih s oceanskim strujama (Anastas i dr., 1997).

Izuzetni primjeri kososlojevitih *foresetova* podvodnih dina velikih dimenzija opisani su, uz druga sedimentna tijela taložena na obalnom licu i *offshore*-u, unutar badenskih priobalnih kososlojevitih biokalkarenita na jugoistočnim obroncima Psunja (Velić i dr., 2000). Kososlojeviti biokalkareniti su pretežito sastavljeni od bioklasta briozoja, bodljikaša, oštriga i koralinaceja, te siliciklastičnog detritusa pješčanih dimenzija. Bitne slojne značajke i kosu slojevitost velikih dimenzija tih pješčanih tijela prikazuje sl. 3–7.

Dok su velike podvodne dine razmjerno postojana sedimentna tijela koja se mogu očuvati od pretaložavanja, male su dine zbog dinamike migracije pijesaka pri plimnim strujama, povratnim strujama oseke i valovima jako podložne pretaložavanju i zbog toga se teže i rjeđe fosilno očuvaju (odjeljak 3.4.3.2).

18. Okoliši taloženja na aridnim i evaporitnim klastičnim obalama

18.1. Taloženje evaporita u zajednici s miješanim siliciklastično–karbonatnim sedimentima

Evaporitni sedimenti nastaju u priobalnim područjima s aridnom i semiaridnom klimom unutar zatvorenih laguna i zaljeva, a osobito u *sabkhama* ili salinama u natplimnoj zoni (*supratidalu*), gdje je isparavanje vode jače od dotoka oborinske ili morske vode, što uzrokuje stalno povećanje saliniteta.

Na rubovima karbonatnog šelfa i u najplićim dijelovima karbonatne platforme, tj. u *intertidalno–supratidalnoj* zoni, evaporiti nastaju samo u zajednici s karbonatnim sedimentima (vidi Tišljar, 2001).

U priobalnim područjima s aridnom i semiaridnom klimom evaporiti se mogu taložiti i u zajednici sa sitnozrnastim klastičnim i karbonatnim sedimentima, kao što je to danas slučaj na obalama Crvenog mora u Saudijskoj Arabiji, u Elatskom zaljevu na Sinaju i Baja Californiji u Meksiku. U takvim se uvjetima i okolišima, sličnim onim u karbonatnim salinama ili *sabkhama*, talože siliciklastični pješčano–muljeviti talozi (muljnjaci, prahovnjaci, šejlovi) ili mješavina tih taloga s karbonatnim sedimentima zajedno s evaporitima.

Najčešći evaporitni minerali (Hardie, 1984) su:

sulfati:

gips	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
anhidrit	$CaSO_4$
glauberit	$CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$
basanit	$CaSO_4 \cdot \frac{1}{2}H_2O$
polihalit	$2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$
epsomit	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$
kizerit	$MgSO_4 \cdot 2H_2O$
kainit	$MgSO_4 \cdot KCl \cdot 2\frac{1}{4}H_2O$
mirabilit	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$
tenardit	Na_2SO_4

soli:

halit	NaCl
bišofit	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$
karnalit	$MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$
silvin	KCl

karbonati:

aragonit	$CaCO_3$
kalcit	$CaCO_3$
dolomit	$CaCO_3 \cdot MgCO_3$
burkeit	$Na_2CO_3 \cdot 2Na_2CO_4$
šortit	$2CaCO_3 \cdot Na_2CO_3$
trona	$NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$

Sabkha ili **salina** je jezerce ili bara morske vode povišenog saliniteta u obalnom području, u pravilu u natplimnoj zoni u uvjetima tople i suhe (aridne) klime u kojoj je morska voda izložena snažnoj evaporizaciji, tako da se iz nje izlučuju mnogi sulfati, soli i karbonati.

Siliciklastične *sabkhe* se po taložnim uvjetima bitno ne razlikuju od ***sabkha* s karbonatnom sedimentacijom**, posebice u pogledu tvorbe i teksturno-strukturnih odlika sulfata i cijanobakterijskih livada. Međutim, razlika je ipak u tome što je u temeljnim vodama siliciklastičnih *sabkha* znatno manja koncentracija kalcija, jer je unutar taložnog sustava takvih *sabkha* količina kontinentalne slatke vode obično znatno veća zbog učestalijih oborina. Zbog toga je i glavna razlika u odnosu na *sabkhe* s karbonatnom sedimentacijom zajednica evaporita sa siliciklastičnim pješčanim i muljevitim, a ne karbonatnim talozima. U siliciklastičnim *sabkhama*, naime, karbonati, posebice ranodijagenetski dolomiti, nastaju zajedno s gipsom unutar siliciklastičnog mulja, a ne kao čisti karbonatni talozi, zbog čega siliciklastični muljevi sadrže i promjenljive količine karbonata (Schreiber, 1986).

Zbog naglih promjena u količini pritjecanja morske vode i oborinskih voda u odnosu na intenzitet evaporacije, kao i udjela donesenog siliciklastičnog materijala prema autohtono izlučenom karbonatnom

sedimentu, tu postoje velike razlike u uvjetima taloženja. Tamo gdje je utjecaj slatkih oborinskih voda manji i u siliciklastičnim *sabkhama* se mogu izlučiti značajne količine evaporita u zajednici s karbonatima, tako da su evaporitne sekvencije vrlo slične onima u *sabkhama* s karbonatnom sedimentacijom, kako je to pobliže objašnjeno u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001). Karbonatni sedimenti u takvim okolišima mogu nastati izravnim izlučivanjem iz vode saline ili *sabkhe* hvatanjem sitnog karbonatnog taloga na cijanobakterijske livade ("algalne livade") ili povremenim donosom karbonatnog taloga (mulja, peleta, sitnih ljušturica organizama) iz otvorenog mora plimnim strujama i olujnim valovima.

S druge pak strane, udio evaporitnih sedimenata (gipsa, anhidrita, halita i K–Mg soli) ovisi o intenzitetu isparavanja, koncentraciji, sastavu i salinitetu vode u salini ili *sabkhi* te o količini naplavljenog siliciklastičnog i karbonatnog detritusa, kao i obrocima taloženja.

Akumulacija evaporitnih sedimenata, odnosno obroci njihovog taloženja, 10 do 100 puta su veći od taloženja drugih sedimenata, što je vidljivo iz sljedećeg primjera: dok se za 1.000 godina u *sabkha*-uvjetima istaloži oko 1 m debeo sloj karbonata i sulfata, u slanim priobalnim barama za isto se vrijeme istaloži od 1 do 40 m debeo sloj gipsa ili 10 do 100 m debeli sloj halita (Schreiber i Hsü, 1980).

U recentnim obalnim *sabkhama* Sredozemnog mora gdje prevladavaju semiaridni do aridni klimatski uvjeti (npr. Španjolska, Levant, sjeverna Afrika) unutar miješanih karbonatno–siliciklastičnih sedimenata taloži se gips u obliku nodula ili odvojenih kristalnih druza.

Vertikalni slijed litoloških članova u tipičnoj evaporitnoj sekvenciji taloženoj u takvim *sabkhama* u priobalnim depresijama u Egiptu prema Westu i dr. (1979) odozdo naviše je sljedeći:

- glaukonitični pijesak na početku sekvencije koji sadrži ljušturice, a taložen je u lagunskom okolišu;
- laminirani pijesak s pojedinačnim kristalima gipsa koji su kristalizirali u hiperslanoj temeljnoj vodi plimne zone (*intertidala*);
- laminirani pijesak s velikim kristalima, nodulama i slojevima gipsa koji je kristalizirao iznad razine temeljne vode u natplimnom okolišu (*supratidal*);
- gipsne nodule sastavljene od malih kristala gipsa koji su kristalizirali u uvjetima naglog porasta saliniteta od oko 60 na 300‰;
- laminirani pijesak s pojedinačnim kristalima halita i gipsa, i na vrhu sekvencije
- gipsno–halitne kore nastale u natplimnim uvjetima.

U siliciklastičnim *sabkhama* Baja California u Meksiku, na primjer, postoje slana jezera u kojima se izlučuje halit zajedno s glinovito–siltnim ili muljevitim talogom, a dolomit uglavnom nastaje samo u donjem dijelu sekvencije u uvjetima kakvi vladaju ispod razine temeljne vode. Iznad te razine karbonatni je materijal (sitne krhotine ljušturica) nepravilno raštrkan u siliciklastičnom mulju i nije dolomitiziran ili tu uopće nema karbonata (Schreiber, 1986).

Fizikalno-kemijski i sedimentološki uvjeti izlučivanja evaporita, kao i njihove teksturno-strukturne i petrološke značajke, podrobnije su prikazani u "*Sedimentologiji karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

19. Plitkomorski klastični okoliši taloženja – šelf

19.1. Opće značajke taloženja i podjela okoliša taloženja na šelfu

Plitkomorski klastični okoliši taloženja obuhvaćaju morski pojas – šelf – normalnog saliniteta između dijela mora u kojem prevladavaju priobalni (*nearshore*) procesi i dijela u kojem prevladavaju oceanski procesi, tj. od donje granice obalnog lica ili potopljenog žala (sl. 17–1) dubine najčešće 5–20 m, pa do ruba kontinentalne padine, koja se obično nalazi na dubinama između 100 i 500 m (Johnson i Baldwin, 1986). Pritom se na šelfu razlikuju dvije zone: unutarnji ili gornji šelf i vanjski šelf, u kojima se prema tomu jesu li izloženi uvjetima visoke ili niske energije mora obično razlikuju niskoenergijski i visokoenergijski uvjeti.

Unutarnji šelf ili **gornji šelf** (*inner shelf, offshore, upper offshore*) *je zona šelfa između donje granice obalnog lica ili potopljenog žala, tj. od osnovice valova lijepog vremena (obično 5–20 m), pa do dubine od 50–200 m koja se nalazi pod utjecajem plimnih struja i valova.*

Unutarnjim je šelfom, dakle, obuhvaćen i dio prijelazne obalne zone (*offshore transition zone*) prikazane na sl. 17–1.

Šelfna mora s niskom energijom ili taložni uvjeti tzv. **niskoenergijskog šelfa** karakteristični su za epikontinentalna mora u kojima je veza s otvorenim morem slaba, a donos pješčano–muljevitog detritusa s kopna omogućen s više strana.

Šelfovi s visokom energijom ili taložni uvjeti tzv. **viskoenergijskog šelfa** nalaze se uz šelfne dijelove perikontinentalnih ili šelfnih mora i odlikuju se slabo izraženim reljefom i vrlo malim nagibom morskog dna (oko 1°).

U plitkomorskim okolišima s klastičnom sedimentacijom – šelfovima – važnu ulogu imaju brojni fizikalni, biološki i kemijski procesi, slično kao i na karbonatnim platformama (Tišljar, 2001). No, svakako najvažniji utjecaj na uvjete taloženja tu imaju fizikalni procesi, kao što su izmjene struja plima i oseka, valovi i morske struje, osobito na plitkom šelfu.

Plima i oseka ili morske mijene, odnosno naizmjenično dizanje i spuštanje morske razine zbog privlačne sile Mjeseca i Sunca ovisno o njihovom međusobnom položaju prema Zemlji, izmjenjuju se svakih 6 sati i približno 12 minuta (dvije plime i dvije oseke tijekom dana i noći). Kako je to već podrobnije prikazano u poglavlju 17.1, one imaju važan utjecaj na uvjete taloženja na unutarnjem šelfu. Približavanjem vodene mase pokrenute plimom plićem dijelu bliže obali plimno strujanje se postupno razdvaja na smjer plime prema obali i smjer paralelno s obalom. Djelovanjem plimnih struja paralelnih s obalom nastaju tzv. progresivni plimni valovi koji mogu imati velike brzine i veliku energiju.

U epikontinentalnim morima, za razliku od šelfova, plimne struje i progresivni plimni valovi imaju bitno manju energiju i brzinu.

Valovi su važan fizikalni čimbenik prijenosa i taloženja sedimenata na šelfu, posebice tijekom jakih vjetrova i oluja kad djelatnost valova dopire i do dubine od 200 m, što se označava kao osnovica valova olujnog vremena (*storm-wave base*), kako je to pobliže prikazano u poglavlju 17.1. Pritom se uloga valova uglavnom svodi na podizanje sedimenata s morskog dna i njihovo miješanje u uzburkanu vodenu masu. To uzrokuje pretaložavanje i granulometrijsku separaciju sedimenata – brže taloženje krupnijezrnastog i sporije taloženje sitnozrnastog sedimenta iz suspenzije – ali i njihovo prenošenje prema obali, a povratnim strujama zatim ponovno natrag na šelf.

Tijekom jakih olujnih valova povratne struje mogu sa žala i gornjeg dijela unutarnjeg šelfa prenijeti goleme količine sedimenata u dublji dio šelfa (Morton, 1981). Za lijepog vremena valovi uglavnom prenose materijal samo prema obali, tj. na plići dio šelfa i na obalno lice (potopljeni žal), o čemu je više riječi bilo u poglavlju 17.

Na šelfovima obično djeluju i jače ili slabije stalne ili periodične morske struje koje se uglavnom kreću paralelno s obalom šelfa i sudjeluju u raspodjeli i taloženju materijala:

- na šelfu s prevlašću djelatnosti valova sezonske fluktuacije u intenzitetu valova i struja koje na mahove uzrokuju aktivni prijenos uglavnom sitnozrnastog sedimenta;
- na šelfu s prevlašću djelatnosti plima snažne pridnene struje koje dnevno prenose goleme količine pješčanog detritusa;
- na šelfu s dominacijom oceanskih struja djeluju manje–više stalne slabe struje pod utjecajem oceanskih struja;
- na šelfu s prevlašću olujnih valova snažni valovi izazvani kretanjem velikih vodenih masa koji imaju dovoljno visoku frekvenciju da iznad osnovice valova olujnog vremena mogu uzrokovati prijenos i taloženje velike količine detritusa poznate kao **olujni sedimenti** ili **tempestiti** (*storm deposits, tempestites*), i
- struje uzrokovane fluktuacijama morske razine pri kojima su tijekom razdoblja relativnog spuštanja razine, odnosno regresije, krupnozrnasti sedimenti donošeni riječnim strujama taloženi preko sedimenata prijašnjeg šelfa uz tvorbu sekvencija pokrupnjavanja naviše, a tijekom razdoblja relativnog dizanja morske razine – transgresije – prevladavaju procesi pretaložavanja, tako da na šelf dopiru samo sitnozrnasti sedimenti (muljevi, gline) tvoreći sekvenciju positnjavanja naviše.

Važna značajka šelfnih sedimenata je bioturbacija. Naime, bentosni organizmi koji žive na morskom dnu ili se kreću po sedimentu i unutar njega, hrane se muljem (muljožderi), ruju i prekopavaju taloge na dnu, dakle bioturbiraju taloge, posebice u uvjetima niže energije i veće dubine vode. Na taj način imaju važan utjecaj na teksturno-strukturne značajke šelfnih sedimenata.

Zbog različitih fizikalnih i bioloških procesa na šelfovima i u epikontinentalnim morima vladaju različiti sedimentološki uvjeti pa se talože sedimenti različitih facijesnih karakteristika. Na temelju prevladavajućih fizikalnih uvjeta Johnson i Baldwin (1986) razlikuju tri glavne skupine facijesa u plitkomorskom taložnom sustavu unutarnjeg šelfa s klastičnom sedimentacijom. To su:

- facijes sedimenata unutarnjeg šelfa pretežito taloženih pod utjecajem plimnih struja (*tide-dominated offshore facies*);
- facijes sedimenata unutarnjeg šelfa pretežito taloženih pod utjecajem valova i oluja (*wave- and storm-dominated offshore facies*), i
- facijes plitkomorskih muljevitih sedimenata unutarnjeg šelfa (*mud-dominated offshore facies*).

19.2. Taloženje na unutarnjem šelfu pod utjecajem plimnih struja

Plitkomorski okoliši perikontinentalnih mora, odnosno šelfova s velikim razlikama između razine oseke i plime (= mezoplimni i makroplimni uvjeti) odlikuju se jakim i brzim strujama plima i oseka koje uzrokuju stalno ritmično premještanje sedimenata. U takvim okolišima u slučaju jakog unosa pješčano–muljevitog detritusa s kopna taj je detritus izložen neprestanom prijenosu snažnim strujama plima i oseka i odvajanju pijeska od mulja i gline, pa na šelfu nastaju specifični oblici sedimentnih tijela poznati kao podvodne dine ili pješčani valovi, plimni pješčani hrptovi, pješčane pruge i pješčani tempestiti (sl. 19–1A).

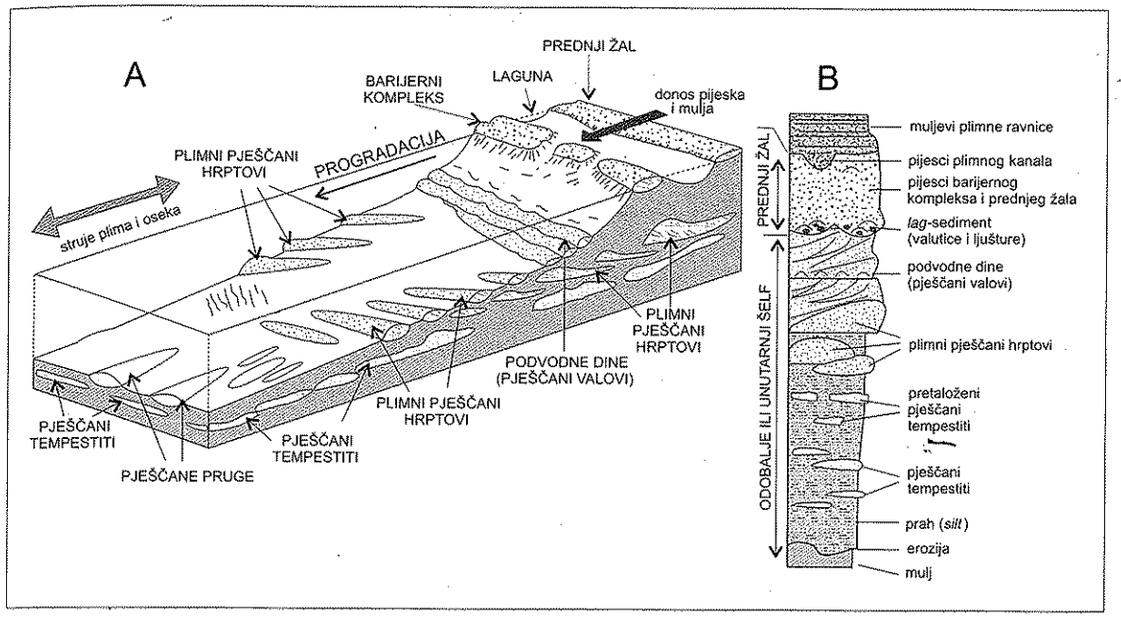
Podvodne (subakvatske) dine (odjeljak 17.4.3), ranije poznate pod nazivom pješčani valovi (*sand waves*) linearna su valovita pješčana tijela na dnu plitkog šelfa orijentirana paralelno s obalnom crtom, tj. poprečno na smjer plimnih struja. Odlikuju se ravnim krestama, asimetričnim poprečnim presjekom i dobro izraženim padinama na zaklonjenoj strani pješčanog vala koja ima nagib <15°. Nastaju na dnu plitkog šelfa prijenosom pijeska strujama plima i oseka u mezoplimnim i makroplimnim uvjetima (razlike između plima i oseka 2–4, odnosno >4 m). Imaju valne dužine >30 m (obično 150–500 m) i amplitude >1,5 m, uglavnom od 3 do 15 m.

Sastoje se od dobro sortiranih pijesaka s jasnom kosom slojevitošću čiji setovi mogu biti debeli od 1 do 10 m, a rjeđe i do 20 m. Nagibi kosih lamina u pravilu iznose između 5 i 10° i položeni su niz strmiju, zaklonjenu padinu vala u smjeru struje. Pri dnu pješčanog vala česte su erozijske površine, a između pješčanih valova isprani krupnozrnasti pijesci kao *lag*-sedimenti.

Erozijske površine kojima su presječeni pojedini setovi nastale su ili tijekom kratkotrajnih visokoenergijskih strujanja uzrokovanih olujnim valovima, za vrijeme dužeg razdoblja vjetrovitog vremena ili pri plimnim strujama koje su bile pojačane olujama. U takvim uvjetima pojačane energije vode, kao i promjena smjerova strujanja, voda svojom energijom erodira vršni dio nevezanog pijeska taloženog u obliku podvodne dine ili pješčanog vala. Pritom se dio pijeska odnosi, a dio može ostati premješten na istome pješčanom valu. Erozijske površine na šelfu mogu imati velike dužine i veliko bočno protezanje (100–1000 m), nizak reljef, pretežito <1 m, i u pravilu nemaju oblik dubljih kanala. Često su udružene sa slojevima obogaćenim školjkašima ili krupnijim zrnima, granulama i valuticama, tj. ispranim ili *lag*-sedimentima. Mjestimice se na erozijskim površinama nalaze fosfatne i glaukonitne mineralizacije, a često su i intenzivno bioturbirane.

Plimni pješčani hrptovi (*tidal sand ridges, tidal sand banks*) ravna su izdužena pješčana tijela velikih dimenzija, čija je uzdužna os orijentirana okomito ili do približno 20° koso na smjer najjačih plimnih struja, a u poprečnom presjeku imaju asimetričan oblik. Nastaju isključivo pri vrlo jakim plimnim strujama brzina >100 cm/s (Johnson i Baldwin, 1986).

Na unutarnjem šelfu plimni pješčani hrptovi obično, ali ne i uvijek, zauzimaju prijelazni položaj između zone pješčanih pruga i zone velikih pješčanih valova, odnosno podvodnih dina (sl. 19–1A). Dužina im varira od 20 do 50 km, širina od stotinjak



Slika 19–1 Taložni sustav unutarnjeg šelfa (djelomice modificirano prema Einseleu, 1992). A – Shematski prikaz rasporeda sedimentnih tijela na unutarnjem šelfu s prevlašću djelatnosti plimnih struja u uvjetima intenzivnog donosa pješčano–muljevitog detritusa s kopna i priobalnog pješčanog barijernog kompleksa. B – Idealizirana sekvencija pokrupnjavanja naviše nastala progradacijom pješčanog barijernog kompleksa u unutarnji šelf s prevlašću plimnih struja.

metara do 3 km, a visina od nekoliko metara pa do nekoliko desetaka metara. Pojavljuju se, ovisno o dimenzijama hrptova, dubini vode i jačini plimnih struja, na međusobnim razmacima od nekoliko pa do 12 km. Sastavljeni su od dobrosortiranog srednjozrnastog i sitnozrnastog pijeska s kosom slojevitošću malog nagiba, a mogu sadržavati i fragmente ljuštura bentosnih organizama. Kosa slojevitost im nije jednolična: slabo je razvijena na blažoj, a dobro na strmijoj, prema obali nagnutoj padini hrpta. To je posljedica jake migracije i prijenosa pijeska plimnim strujama i njegovog slaganja niz strmije padine hrpta. Nagib je kosih lamina blag i u smjeru strmije padine uglavnom iznosi 4–7°. U udubljenjima između hrptova u pravilu se pojavljuje isprani sediment, tj. bioklastični ili sitnozrnasti šljunčani *lag*-sediment (Off, 1963).

Pješčani hrptovi neprestano migriraju po dnu plitkog šelfa, a glavni smjer njihove migracije ovisi o tome prevladava li na šelfu prijenos pijeska strujama plime ili povratnim strujama pri osekama.

Kao dobar primjer sedimenata taloženih na plitkom šelfu pod utjecajem plimnih struja iz naše literature mogu poslužiti eocenski kososlojeviti pješčenjaci otoka Raba koje Zupanič i Babić (1991) interpretiraju kao taloge nastale migracijom jednostavnih i kompleksnih dina slično kao što je to slučaj s recentnim "kompleksnim pješčanim valovima" s blagim stranama. Pretežito su to sitnozrnasti, rjeđe srednjozrnasti pješčenjaci u kojima dominiraju zrna kvarca nad karbonatnim zrnima i bioklastima molusaka i bentosnih foraminifera. Sastoje se od planarnih i koritasto kososlojevitih setova debljine 0,04 do 1,5 m s blago nagnutim ili približno horizontalnim graničnim površinama između kososlojevitih setova ili nizova.

Foresetovi unutar svežnjeva mogu imati uglasti ili tangencijalni bazalni kontakt i u donjem dijelu nejasnu laminaciju valnih riplova. Kut nagiba *foreseta* lamina varira od 27 do 34°, a reaktivacijskih lamina od 16 do 21°, izuzetno i do 31°. Unutarnja građa kososlojevitih nizova pokazuje sustavno ponavljanje bočnih priraštenih jedinica odijeljenih površinama koje čine svežnjevi *foreset* lamina (*bundles*), što se objašnjava periodičkim poludnevnim preobrtajima plimnog (*tidalnog*) toka, uz naizmjenično djelovanje dominantne i podređene plime. Bočni se slijed svežnjeva *foresetova* lamina odlikuje naizmjeničnim tendencijama stanjivanja i podebljavanja svežnjeva uz istodobno naizmjenično slabljenje i jačanje erozijskog presjecanja. Takav je bočni slijed svežnjeva, u skladu s tumačenjima Vissera (1980), interpretiran periodičnim (dvotjednim) izmjenama jačih i slabijih plimnih struja povezanih s lunarnim ciklusima visokih i niskih plima (Zupanič i Babić, 1991). Autori smatraju da je u eocenskim *tidalnim* okolišima Raba dominirala jedna *tida* generalno usmjerena prema jugozapadu, što je uzrokovalo izrazitu zastupljenost takvog dominantnog smjera kosih slojeva.

Pješčane pruge (*sand ribbons*) pješčana su sedimentna tijela ili slojni oblici izrazito izduženih oblika usporedno sa smjerom plimnih struja maksimalne brzine (sl. 19–1A). Nastaju u najdubljem dijelu unutarnjeg šelfa – *offshore*-a. Sastoje se od sitnozrnastih pijesaka nagomilanih u pruge ili uske dugačke trake dužine 3 do 15 km, širine do 200 m i visine do 1 m. Između njih obično se nalaze tanke pruge ispranog *lag*-sedimenta sastavljenog od sitnog šljunka i/ili krupnog pijeska, a preostale su nakon ispiranja i odnošenja sitnog pijeska s dna šelfa jakim plimnim strujama.

Na unutarnjem šelfu pod utjecajem plimnih struja, odnosno šelfu s velikim razlikama između razine oseke i plime (mezoplimni i makroplimni uvjeti), i velikim obrocima unosa pješčano–muljevitog detritusa s kopna u progradacijskom taložnom slijedu nastaje karakteristična sekvencija pokrupnjavanja naviše. Kako to shematski prikazuje sl. 19–1B **sekvencija pokrupnjavanja naviše** nastala progradacijom pješčanog barijernog kompleksa u unutarnji šelf s prevlašću plimnih struja sastoji se od taloga unutarnjeg šelfa i taloga prednjeg žala.

Talozi unutarnjeg šelfa uglavnom su zastupljeni homogenim prahom i/ili muljevima u koje su u donjem dijelu sekvencije uloženi pojedinačni tanki pješčani tempestiti, a u srednjem dijelu sekvencije pretaloženi pješčani tempestiti. Talozi unutarnjeg šelfa završavaju pješčanim tijelima taloženim kao plimni pješčani hrptovi i na vrhu obično debelim paketom kososlojevitih pijesaka koji su prenošeni i akumulirani kao podvodne (subakvatske) dine ili pješčani valovi (sl. 19–1B).

Talozi prednjeg žala u pravilu imaju erozijski kontakt s kososlojevitim pijescima šelfnih pješčanih valova, a započinju *lag*-sedimentom izgrađenim od krupnozrnastog pijeska, valutica šljunka sa ili bez ljuštura školjkaša i drugih molusaka (sl. 19–1B). Glavni dio sedimenata prednjeg žala, odnosno vrha sekvencije pokrupnjavanja naviše nastale progradacijom pješčanog barijernog kompleksa u unutarnji šelf s prevlašću plimnih struja, čine srednjozrnasti do krupnozrnasti pijesci barijernog kompleksa i prednjeg žala ili pijesci prednjeg žala i obalnog lica s prevlašću plimnih struja, pobliže opisani u odjeljku 17.4.3.

Sekvencija pokrupnjavanja naviše nastala progradacijom pješčanog barijernog kompleksa u unutarnji šelf s prevlašću plimnih struja obično je prekrivena sedimentima plimne ravnice (sl. 19–1B), bilo muljevite bilo pješčano–muljevite (odjeljak 17.4.2).

19.3. Taloženje na unutarnjem šelfu pod utjecajem valova i oluja

19.3.1. Uvjeti taloženja na unutarnjem šelfu pod utjecajem valova i oluja

Na unutarnjem šelfu su procesi taloženja tijekom lijepog vremena, kao i na obalnom licu plitkih mora, uglavnom ograničeni na pretaložavanje taloga djelatnošću valova i bioturbacijsku djelatnost organizama. Međutim, pod utjecajem valova nastalih vjetrovima i olujama velike se količine detritusa prenose u obliku uskovitlanih tokova i suspenzija velike gustoće. Premda takvi visokoenergijski uvjeti, u usporedbi s ukupnim trajanjem taloženja u plitkim morima s klastičnom sedimentacijom, traju razmjerno kratko, zbog visoke je energije vode pokrenuta golema masa pijesaka i muljeva koja je zatim ponovno istaložena u obliku novih sedimentnih tijela karakterističnih teksturno-strukturnih značajka. To je razlog zašto sedimenti nastali taloženjem na unutarnjem šelfu pod utjecajem valova i oluja imaju vrlo veliki udio, odnosno velike debljine unutar klastičnih taloga plitkih mora.

Dok je tijekom lijepog vremena djelatnost valova u takvim morima uglavnom ograničena na dubine od 5 do 15 m, tj. do **osnovice valova lijepog vremena** (*fairweather wave base*), tijekom jakih vjetrova i olujnog nevremena, uz brzine olujnih valova i struja i više od 60 cm/s, njihova djelatnost dopire mnogo dublje – doseže do dubine od stotinjak metara, što se označava kao **osnovica valova olujnog vremena** (*storm wave base*).

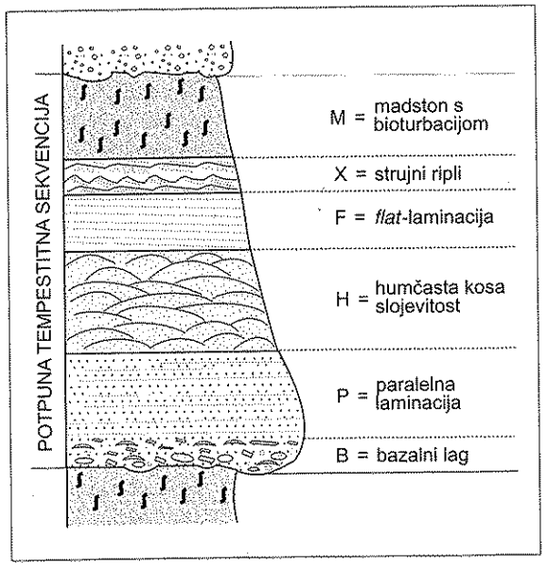
Najvažniji su oblici sedimentnih tijela i teksturno-strukturne značajke taloga nastalih taloženjem pod utjecajem valova i oluja simetrični i asimetrični riplovi, kosa laminacija valnih riplova (*wave ripple cross-lamination*), oscilacijski riplovi, a poglavito humčasta kosa slojevitost (sl. 3–9). Debljina, oblik i geometrija, sastav, teksturno-strukturna obilježja sedimentnih tijela nastalih djelovanjem valova i oluja, tj. tempestitnih sekvencija, tempestita ili olujnih taloga, ovise o lokalnim uvjetima, od kojih su najvažniji trajanje i snaga olujnih valova, granulometrijske značajke sedimenata na dnu, blizina izvorišnog područja detritusa, te položaj i smjer prijenosa materijala olujnim valovima.

19.3.2. Tempestitne sekvencije i tempestiti ili olujni sedimenti

Talozi nastali pri olujnomom vremenu, poznati kao **tempestiti** ili **olujni sedimenti**, imaju posebnu građu koja u idealnim uvjetima tvori "idealnu tempestitnu sekvenciju", o čemu je već bilo riječi pri tumačenju humčaste kose slojevitosti (odjeljak 3.3.3.2.3).

Idealizirana tempestitna BPHFXM-sekvencija (sl. 19–2) nastala u taložnom ciklusu pri olujnom i lijepom vremenu ima obično debljinu od 0,2 pa do 1,5 m i ima, odozdo naviše, sljedeće značajke (Dott i Bourgeois, 1982):

– započinje erozijom ravne ili valovite površine podinskog sloja, tj. tzv. olujnom erozijom (*storm erosion*), ili donjom slojnom površinom koja se odlikuje tragovima na donjoj slojnoj površini



Slika 19–2 Idealizirana tempestitna BPHFXM-sekvencija kakva nastaje pri taloženju proksimalnih tempestita.

("*sole marks*" – tragovima tečenja, vučenja, zadiranja, usijecanja, i sl.), a vrlo često i "*gutter casts*" oblicima (Leckie i Krystinik, 1989; Einsele, 1992; Cheel i Leckie, 1993). Na erozijskoj površini slijedi tanki sloj *lag*-sedimenta koji je sastavljen od valutica, školjaka ili bioklasta plitkomorskih organizama i mulja. To je član **B = bazalni lag**;

- slijedi glavni sloj olujnih sedimenata koji započinje horizontalnom laminacijom. To je član **P = paralelna** ili **horizontalna laminacija**;
- nastavlja se intervalom humčaste kose slojevitosti (*HCS*), koja u donjem setu ima nagib uglavnom do 10, najviše do 15°. To je član **H = HCS** (humčasta kosa slojevitost), koji naviše postupno prelazi u
- "*flat*"-laminaciju. To je član **F = *flat*-laminacija**.
- na glavnom sloju olujnih sedimenata slijede sedimenti taloženi u uvjetima slabljenja oluje (*waning storm deposition*) u obliku slojeva pijesaka s riplovima koji upućuju na povratni niskoenergijski režim strujanja vode. To je član **X = valni riplovi**, a
- sekvencija završava **muljevima taloženim nakon oluje u razdoblju lijepog vremena** (*post-storm/fairweather mud deposition*), bilo da se talože iz suspenzije uskovitlane prethodnom olujom bilo u normalnim uvjetima kakvi vladaju tijekom lijepog vremena. To je član **M = mulj**.

Ovakva idealizirana tempestitna sekvencija rijetko se očuva u potpunosti, jer je najčešće izrazito izmijenjena naknadnom erozijom i djelatnošću vodenih struja, kao i bioturbacijom (odjeljak 3.3.3.2.3).

Teksturno-strukturne, granulometrijske i litološke značajke tempestitnih sekvencija ovise o brojnim čimbenicima, među kojima su najvažniji učestalost oluja i mjesto njihovog taloženja – od okoliša blizu osnovice valova lijepog vremena do osnovice valova olujnog vremena, dakle od donjeg dijela obalnog lica ili potopljenog žala (*shoreface*), preko prijelazne obalne zone (*offshore transition*) do unutarnjeg ili vanjskog šelfa (vidi sl. 17–1). Zbog toga se obično razlikuju dva temeljna tipa siliciklastičnih tempestitnih sekvencija (Dott i Bourgeois, 1982; Walker i dr., 1983; Einsele, 1992):

- sekvencija proksimalnih tempestita, i
- sekvencija distalnih tempestita.

Idealna sekvencija proksimalnih tempestita odgovara gore opisanoj i na sl. 19–2 prikazanoj sekvenciji. Karakteristična je za proksimalne tempestite, tj. tempestite nastale na manjim dubinama vanjskog ili unutarnjeg šelfa i u donjem dijelu potopljenog žala ili obalnog lica. Često se umjesto nazivaa "idealna sekvencija proksimalnih tempestita" koriste nazivi "proksimalni tempestiti" ili "pješčani tempestiti".

Sekvencija distalnih tempestita (često poznata i kao "distalni tempestiti", "pješčano–muljni tempestiti" ili "muljni tempestiti") uglavnom nastaje na unutarnjem šelfu, u pravilu u visokoenergijskim uvjetima u njegovom dubljem dijelu gdje su tokovi nastali olujama još uvijek dovoljno snažni za pretaložavanje sitnozrnastog pješčanog i muljevitog taloga u obliku tankih slojeva s humčastom kosom slojevitošću. Distalni tempestiti se na šelfu obično nalaze do dubina od 50 m (Einsele, 1992).

Tako nastali tanki pješčani slojevi s humčastom kosom slojevitošću izmjenjuju se s debljim slojevima mulja koji je iz suspenzije sporo taložen nakon slabljenja oluje i tijekom lijepog vremena (sl. 19–3B). Na članu s humčastom kosom slojevitošću ili gradiranom sloju obično slijedi sitnozrnasti talog s oscilacijskim riplovima taložen pri slabljenju struja, a na njemu mulj istaložen iz suspenzije nakon oluja ili mulj donešen olujnim strujama iz drugih dijelova šelfnog plićaka.

Distalni tempestiti, međutim, mogu nastati i pri geostrofičnim strujama koje se kreću usporedno s obalom (Leckie i Krystinik, 1989).

Na šelfovima današnjih mora recentni se tempestiti pojavljuju u prosjeku svakih 20 do 100 godina i vezani su uz djelovanje hurikana i orkana, a fosilno očuvani tempestiti u starim se sedimentima i stijenama pojavljuju u znatno većim vremenskim razmacima, jer se svaki tempestit zbog naknadnog pretaložavanja nije uvijek mogao očuvati. Vremenski interval između dva tempestita u vertikalnom slijedu sedimenata debljine od 1 m, koji sadrži 2 do 5 tempestitnih slojeva, ima vjerojatno red veličine od 1.000 do 10.000 godina.

Po svojem litološkom sastavu, osobito članovima B, P, F i M, idealna tempestitna sekvencija slična je Bouminoj turbiditnoj sekvenciji srednjozrnastih turbidita (sl. 20–2), pa je moguća zamjena tempestita i turbidita, što se nerijetko događa u geološkoj praksi. Takva zamjena dovodi do bitne razlike u interpretaciji uvjeta i okoliša taloženja.

Turbiditi se mogu u starim sedimentima, tj. stijenama, kao stijenski zapis fosilno očuvati samo zato što su taloženi ispod osnovice valova olujnog vremena, dakle dublje od tempestita. Naime, talozi taloženi iz turbiditnih struja iznad osnovice valova olujnog vremena bili bi pretaloženi pri olujama djelatnošću valova i njihovih oscilirajućih tokova. Dakle, iznad osnovice valova olujnog vremena fosilno se nikako ne mogu očuvati više desetaka ili stotina metara debeli slijedovi sedimenata s kontinuitetom vertikalnog redanja turbiditnih sekvencija.

Osim po humčastoj kosoj slojevitosti (H član), simetričnim valnim riplovima (X član) i faunističkim karakteristikama (plitkomorski organizmi u tempestitima, dubokomorski ili pučinski organizmi u intervalima T_d i T_e u turbiditima) tempestiti se od turbidita, ipak, najbolje i najviše razlikuju po tomu što se turbiditi pojavljuju u potpuno drukčijem vertikalnom slijedu od tempestita.

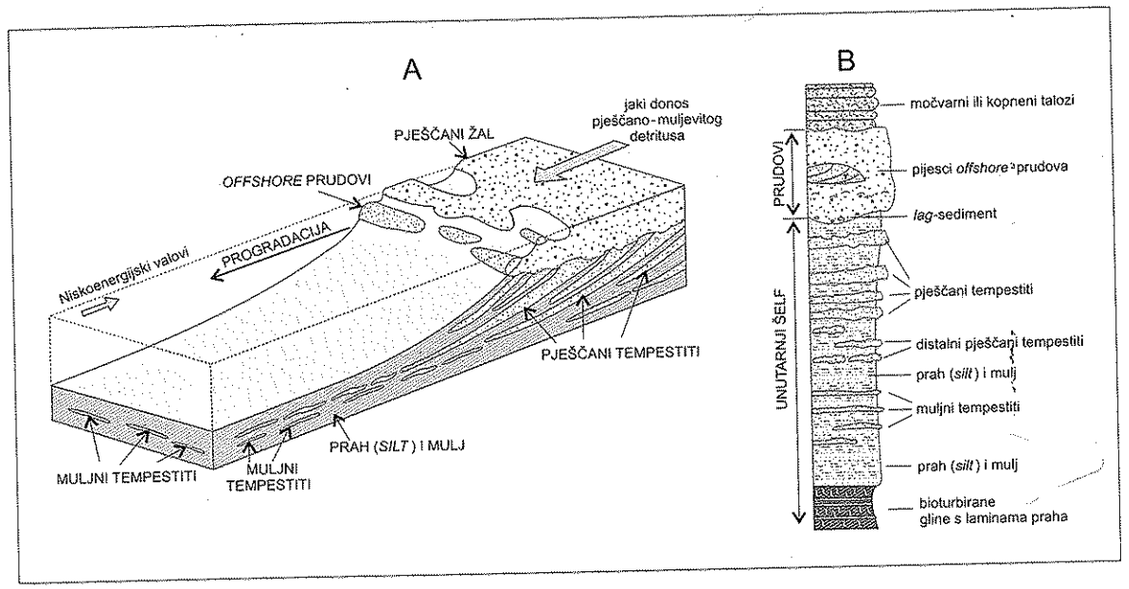
Za razliku od tempestita, koji se obično pojavljuju kao pojedinačni tanki slojevi, odnosno sekvencije unutar debelog paketa plitkomorskih muljevitih naslaga (raspona *shoreface–offshore–outer/inner shelf*), turbiditi tvore debeli slijed naslaga sastavljenih od turbiditnih sekvencija unutar dubljevodnih i/ili padinskih sedimenata (odjeljak 20.2.3.1).

19.3.3. Taložni sustav unutarnjeg šelfa pod prevlašću djelatnosti valova niže energije

Unutarnji šelf epikontinentalnih mora obično nije izložen tako visokim i jakim valovima kako je to slučaj na kontinentalnim šelfovima, odnosno šelfovima otvorenih mora i oceana. Zbog znatno manjih morskih površina izloženih djelovanju vjetrova, a time i manjih daljina privjetrišta nedovoljnih za tvorbu visokih valova (poglavlje 17.1), unutarnji šelf epikontinentalnih mora obično se, osim pod prevlašću plima (poglavlje 19.2), nalazi pod prevlašću djelatnosti valova niže energije, pa su taložni procesi u njemu donekle različiti od onih u šelfu češće izloženom jakim olujnim valovima.

Za šelfni taložni sustav pod prevlašću valova niže energije u plitkim epikontinentalnim morima s jakim donosom pješčano–muljevitog detritusa s kopna karakteristični su intenzivno bioturbirani pješčano–muljeviti sedimenti taloženi tijekom lijepog vremena iznad osnovice valova lijepog vremena, koja se na takvom šelfu obično nalazi na 5–15 m dubine. Ispod te osnovice talože se muljevi i gline u kojima se mogu nalaziti pučinski fosili i tanki proslojci ili lamine praha i/ili sitnog pijeska s bentosnom fosilnom zajednicom.

Tijekom razdoblja s vjetrovitim vremenom talože se tanki slojevi tempestita, jer se s morskog dna od osnovice valova olujnog vremena, obično dubine od tridesetak do pedesetak metara, pa do osnovice valova lijepog vremena i pliće prema obali sve do stražnjeg žala prenosi znatna količina sitnozrnastog



Slika 19–3 Taložni sustav unutarnjeg šelfa plitkih epikontinentalnih mora s jakim donosom pješčano–muljevitog detritusa s kopna i prevlašću valova niže energije (djelomice modificirano prema Einseleu, 1992). A – Shematski prikaz rasporeda muljnih i pješčanih tempestita unutar homogenih muljeva, siltova i glina. B – Sekvencija pokrupnjavanja naviše nastala progradacijom pješčanih prudova u unutarnji šelf.

pješčanog i pješčano–muljevitog detritusa. Slabljenjem vjetra i snage valova takav se detritus taloži u obliku tanjih slojeva s humčastom kosom slojevitošću. To su tanki slojevi sitnozrnastih pješčanih, pješčano–muljnih i muljnih tempestita (sl. 19–3A). Naime, u nižem, dubljem dijelu unutarnjeg šelfa unutar manje–više homogenih muljeva i glina talože se muljni tempestiti, a u gornjem, plićem dijelu pješčano–muljni i pješčani tempestiti (sl. 19–3A).

Zbog progradacije pijesaka prednjeg žala i obalnog lica, kao i progradacije plažno–šelfnog sustava, u šelfovima plitkih epikontinentalnih mora s jakim donosom pješčano–muljevitog detritusa s kopna i prevlašću valova niže energije nastaje **sekvencija pokrupnjavanja naviše** s osobitim vertikalnim slijedom (sl. 19–3B).

Za razliku od sekvencije pokrupnjavanja naviše nastale progradacijom pješčanog barijernog kompleksa u unutarnji šelf s prevlašću plimnih struja (sl. 19–2B) ova sekvencija sadrži bitno manje pijesaka, jer se u ovom slučaju ne talože pijesci plimnih pješčanih hrptova, pješčanih valova i pješčanih barijera, već samo šelfni muljevi i prah s tankim uloškima pješčanih i muljnih tempestita, te pijesci *offshore*-prudova. Takva je sekvencija obično prekrivena močvarnim ili kopnenim sedimentima (sl. 19–3B).

19.4. Facijesi plitkomorskih muljevitih sedimenata unutarnjeg šelfa

Po udjelu u ukupnoj građi i sastavu sedimenata taloženih u plitkim morima s klastičnom sedimentacijom muljeviti sedimenti su najrašireniji i najzastupljeniji facijes u geološkoj prošlosti. Najvažnija njihova sedimentološka značajka je taloženje velikih količina muljeva, glina i praha (silta), odnosno pelitnih sedimenata, koji su intenzivno bioturbirani i sadrže skelete planktonskih organizama, dok su pojave bentosnih organizama vezane samo za strogo određene uvjete na šelfu.

Sitnozrnasti muljeviti i glinoviti detritus u okolišima unutarnjeg šelfa, odnosno u plitkim morima s klastičnom sedimentacijom, uglavnom se taloži u razdobljima lijepog vremena, a periodi s olujnim vremenom obilježeni su koncentracijom pretaloženog skeletnog detritusa u obliku kokina ili tanjih "olujnih slojeva", odnosno muljnih tempestita. To je posljedica naglog taloženja krupnih bioklasta i skeleta ili krupnozrnastijeg praha i prahom bogatog mulja iz uzburkane vode nakon slabljenja oluje, i dugotrajnog taloženja glinom bogatijeg i sitnozrnastog mulja iz suspenzije nastale olujnim uzburkivanjem vode i taloga iznad osnovice olujnih valova.

Razdoblja lijepog vremena i malih obroka taloženja (spore sedimentacije) obično su obilježena intenzivnom bioturbacijom.

Unutar facijesa plitkomorskih muljevitih sedimenata razlikuju se tri glavna facijesa: a) facijes normalnih muljeva, b) facijes muljeva zaštićenog šelfa, i c) facijes kerogenskih muljeva. Zbog periodičkih promjena razdoblja s uvjetima većeg ili manjeg nedostatka kisika na dnu šelfa često se u vertikalnom slijedu izmjenjuju "normalni" i "kerogenski" muljevi s muljevima koji sadrže tipičnu faunu zatvorenih i zaštićenih šelfova, odnosno muljeviti facijesi tipa *a*, *b* i *c*.

a) Facijes normalnih muljeva (*normal mud facies*) se sastoji od glina i muljeva, odnosno glinjaka i muljnjaka (*claystone*, *mudstone*) s različitom epifaunom i zajednicom bentosnih organizama koji ruju i prekopavaju mulj (*burrowing organisms*), ili se hrane muljem bilo iz suspenzije bilo u talogu (*deposit-feeding organisms*, *suspension-feeding organisms*), pa je bitna značajka tog facijesa bioturbacija.

b) Facijes muljeva zaštićenog šelfa (*restricted mud facies*) sadrži malo epifaune i organizama koji ruju i prekopavaju mulj i hrane se muljem, pa su bioturbacije ovdje rijetkost. Tu se rijetko pojavljuje uglavnom bentosna fauna poput posebnih vrsta školjkaša koje se hrane muljevima (*Posidonia* i *Inoceramus*).

c) Facijes kerogenskih muljeva (*bituminous mud facies*) sastoji se od muljeva i glina, odnosno muljnjaka i glinjaka, koji su bogati kerogenom i/ili bitumenom i rijetko sadrže bentosne rodove spomenute kod facijesa *b*. Bioturbacija je u ovom facijesu velika rijetkost ili potpuno izostaje, jer su na dnu vladali reduktivni uvjeti zbog nedostatka kisika, tj. ekološki nepovoljni uvjeti za život organizama koji prekopavaju, ruju i hrane se muljem. To je okoliš u kojem na morskom dnu vlada potpuni mir, bez fizikalne djelatnosti struja i valova, pa su u takvim uvjetima bez bioturbacija i pretaložavanja taloga lamine bogate kerogenom ostale dobro očuvane ili potpuno nedirnute. Stoga su stijene ovog facijesa važan izvor ugljikovodika. Ovom facijesu pripada veliki dio muljnjaka, lapora ili marlita i naftnih šejlova (sl. 7–3, 7–5 i 7–8) koji su nabušeni u gotovo svim naftnim bušotinama u Panonskom bazenu, posebice u poljima Obod, Beničanci, Ladislavci, Štefkovica, Crnac, Klokočevci i dr. (Tišljar, 1993).

20. Dubokomorski klastični okoliši taloženja

Dubokomorski klastični okoliši taloženja obuhvaćaju morska područja koja se nalaze ispod razine djelatnosti valova olujnog vremena, tj. od dubine približno 150 do 200 m na gornjem rubu kontinentalne padine, preko kontinentalne padine i bazenske ravnice do velikih morskih dubina.

Tom sustavu okoliša obično se pribrajaju i pelagični i hemipelagični okoliši, no pelagični u ovoj knjizi neće biti posebno prikazani, jer su zbog najčešće visokog udjela karbonata i sedimentološke povezanosti s karbonatnim sedimentima podrobnije opisani u poglavlju 14.3 u knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

20.1. Resedimentacijski procesi: erozija, prijenos i taloženje u dubokomorskim okolišima

Klastični detritus koji se nakon dužeg ili kraćeg prijenosa taloži u dubokomorskim okolišima može potjecati od erozije i trošenja stijena na kopnu ili od erozije i pretaložavanja taloga na podmorskim (kontinentalnim) padinama i/ili ravnom morskom dnu. Detritus nastao fizikalnim i kemijskim trošenjem stijena na kopnu prenosi se u more ili ocean rijekama, ledenjacima ili vjetrom, pri čemu se njegov preteženi dio taloži u deltama ili okolišima plitkog šelfa, kao i na gornjim dijelovima padina, a tek je manji dio morskim strujama i suspenzijom izravno odnešen u dublje dijelove otvorenog mora ili oceana.

Važan izvor detritusa za akumulaciju u dubokomorskim okolišima mogu biti sedimenti primarno taloženi na gornjem dijelu morskih padina ili na tzv. **gornjim padinskim zastorima** (*upper slope-aprons*), koji se poradi postupnog povećanja nagiba padine, prekoračenja kuta trenja zbog velike debljine taloga, tektonskih šokova, odrona i klizanja, kao i podmorske erozije, pokrenu različitim mehanizmima niz padinu i potom se pretaložavaju u **donjim dijelovima padine** ili na **bazenskoj ravnici** u obliku sedimentnih tijela lepezastih ili drugih oblika.

Erozija, transport i taloženje siliciklastičnog i/ili biogenog bazenskog materijala u dubokom moru obuhvaća tri glavne skupine procesa:

- procese resedimentacije, odnosno pretaložavanje detritusa koji je prethodno nataložen na plitkom šelfu ili na padini dubokomorskog bazena;
- procese taloženja detritusa prenošenog strujama pri morskom dnu, tj. pridnenim strujama, i
- procese taloženja sitnozrnastih sedimenata iz površinskih struja koje nose pelagični detritus.

Svaki od tih procesa može u dubokomorskom sustavu taloženja djelovati samostalno, iako često djeluju dva ili čak i sva tri procesa istodobno, ali s različitim udjelom.

Procesima taloženja djelatnošću pridnenih struja pripadaju unutarnje struje plima i valova, kanjonske struje i konturne struje, a procesima taloženja djelatnošću površinskih struja i pelagične sedimentacije flokulacija i peletizacija.

20.1.1. Prijenos materijala na podmorskim padinama

Resedimentacijski procesi obuhvaćaju odrone kamenja, lavine, puzanja, klizanja i slampove, debritne tokove, zrnske, fluidizacijske i likvefakcijske tokove, mutne ili turbiditne struje i muljne tokove.

U odjeljku 2.2.2.2 pobliže su objašnjeni, a na sl. 2–1 shematski prikazani mehanizmi gravitacijskih kretanja mase sedimenata niz padinu puzanjem (A), translacijskim klizanjem (B) i rotacijskim klizanjem ili slampiranjem (C). U odjeljcima 2.2.2.5–2.2.2.7 detaljnije su opisani debritni, muljni i turbiditni tokovi, a na sl. 2–2 shematski su prikazani mehanizmi gravitacijskih kretanja mase sedimenata debritnim tokom (B) i muljnim tokom (C).

Podmorski odroni kamenja (*rock falls*) i **lavine** (*avalanche*) nagli su i brzi odroni stijenskog kršja pod djelovanjem sile teže niz strme podmorske padine slobodnim padom i kotrljanjem pojedinačnih klasta.

Ti su procesi razmjerno rijetki i uvijek vezani na podmorske litice i strmije kontinentalne padine, jer su nagibi na drugim podmorskim padinama većinom preblagi za takav gravitacijski prijenos materijala.

Podmorski kameni odroni na strmim rasjednim podmorskim padinama, strmim rubovima karbonatnih platforma ili u duboko usječenim submarinskim kanjonima, ponajčešće u podnožju podmorskih kanjona ili jaruga ili na rasjednim brazgotinama, inicirani su intenzivnom i naglom erozijom, potresima ili tektonskim šokovima. Bitna značajka tako nastalog i prenošeno detiritusa – stijenskog kršja – vrlo je loša sortiranost klasta, njihovo slabo habanje i zaobljavanje.

Akumulacije stijenskog kršja nastale odronima sadrže loše sortirane, neorganizirane klaste koji se odlikuju klastnom potporom i mogu uključivati pojedinačne veće blokove – **olistolite** – promjera ponegdje i većeg od nekoliko desetaka metara (vidi poglavlje 3.6 i odjeljak 5.3.3.2). Takva sedimentna tijela obično imaju paralelno s padinom izdužen oblik, a okomito na padinu vrlo malu širinu.

Klizanja i slampiranja (*sliding and slumping*) obuhvaćaju premještanja velikih količina polukonsolidiranih masa sedimenata niz blagu padinu po površini smicanja sve dok sedimenti još uvijek zadržavaju nekakav unutarnji sklad s obzirom na slojevitost, odnosno dok još uvijek zadržavaju nekakvu unutarslojnu koherenciju (poglavlja 3.6 i 5.3, sl. 2–1B, C).

Dok klizanje obuhvaća samo bočno premještanje sedimenata uzduž jednostavne ili slabo rotirane površine smicanja i uzrokuje malu internu poremećenost, slampiranje obuhvaća jača unutarnja poremećenja taloga i boranja površina smicanja (Stow, 1986).

Klizanja predstavljaju kretanja taloga niz neku padinu i njihovo resedimentiranje sa samo manjim unutarnjim teksturno-strukturnim deformacijama koje ovise o tomu je li klizanje bilo translacijskog ili rotacijskog tipa (odjeljak 2.2.2.2, sl. 2–1B, C i 20–11). Pri dnu padine (sl. 2–1B) mase koje su klizale niz padinu obično tvore humčasta ili brežuljkasta sedimentna tijela (sl. 2–1B) ili pak klizne lobove ili režnjeve (*creep lobes*).

Pojedini jače litificirani dijelovi se klizanjem ili slampiranjem kidaju, brečiraju i uklapaju u homogenizirane plastične taloge, a dimenzije tih sedimentnih tijela vrlo su varijabilne. Velike mase taloga koji su pretrpjeli rotacijska klizanja pri dnu padine tvore slampove velikih dimenzija – megaslampove, a na padini na mjestu odakle je talog počeo klizati ostaju slampni ožiljci ili slampne brazgotine (sl. 20–11).

Slampovi poluvezanih taloga mogu se na dugačkim padinama razviti u debritne tokove iz kojih se talože siliciklastični ili karbonatni debriti (sl. 20–1).

Gravitacijski tokovi pripadaju najvažnijim resedimentacijskim procesima na podmorskim padinama, pa su detaljnije objašnjeni u odjeljku 2.2.2.3 (sl. 2–2). Obuhvaćaju zrnske tokove, debritne (detritne) tokove, fluidizacijske i likvefakcijske tokove, te sedimentološki posebice značajne mutne tokove ili turbiditne struje (sl. 20–1, 20–5 i 20–11). Najvažniju ulogu pri taložnim procesima na podmorskim padinama imaju debritni i turbiditni tokovi, kako je to podrobnije prikazano u odjeljcima 20.2.2 i 20.2.3.

Debritni tokovi mogu na podmorskim padinama, kanjonima i jarcima, kao i njihovim krajevima na stopi padine, tvoriti značajne akumulacije kršja poznate pod imenom debriti, talozi debritnih tokova ili olistostrome (odjeljak 20.2.2, sl. 2–2B). Značajni su i zbog toga što se iz njih mogu razviti turbiditni tokovi (sl. 20–1).

Turbiditne struje (*turbidity currents*) obuhvaćaju gravitacijske tokove u kojima su veći klasti, zrna i sitnozrnasti materijal podržavani u toku jakom turbulencijom fluida, pa se mogu prenositi na vrlo velike udaljenosti niz dugačke padine malog kuta nagiba od svega 0,5–1° (odjeljak 2.2.2.7). S obzirom na međusobne udjele taloga i fluida, te granulometrijski sastav taloga razlikuju se turbiditne struje velike i male gustoće iz kojih se mogu taložiti krupnozrnasti, srednjozrnasti ili pješčani i sitno-

zrnasti ili muljni turbiditi (odjeljak 20.2.3, sl. 20–1, 20–2, 20–3, 20–6 i 20–10).

20.1.2. Pridnene i površinske struje, pelagično taloženje i hemipelagični talozi (hemipelagiti)

Normalne struje pri morskom dnu (pridnene struje) obuhvaćaju procese erozije, prijenosa i taloženja sedimenata na morskom dnu pri kojima se sedimenti ne prenose u suspenziji. Mogu strujati uz padinu, niz padinu ili uzdužno s padinom (**konturne struje** – odjeljak 20.2.4).

Površinske struje i pelagično taloženje obično su krajnji i konačni proces taloženja pelagičnog materijala kroz debeli vodeni sloj dubokog mora s klastičnom sedimentacijom. Pelagično je taloženje značajnije u karbonatnoj sedimentaciji, jer su to pretežito biogeni talozi koji se uglavnom sastoje od karbonatnih, a rjeđe i kremičnih skeleta planktonskih organizama. U mnogim područjima dubokog mora, osobito na kontinentalnim padinama i u kopnom okruženim marinskim bazenima, uz pelagične taloge ili samostalno mogu se taložiti velike količine hemipelagičnih taloga koji sadrže obilan udio siliciklastičnog materijala – gline, sitnih zrnaca kvarca, feldspata i vulkanskog pepela.

Prema Bergerovoj (1974) klasifikaciji pelagičnih sedimenata razlikuju se pelagični talozi, hemipelagični muljevi i pelagično–hemipelagični talozi.

Pelagični talozi se odlikuju visokim udjelom karbonatne komponente i pripadaju karbonatnim sedimentima, kako je to podrobnije prikazano u knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

Hemipelagični talozi sadrže >25% čestica siliciklastičnog, vulkanskog i neritičkog podrijetla promjera >5 μm. S obzirom na sastav, među hemipelagičnim talozima razlikuju se:

a) kalcitični hemipelagični muljevi, koji sadrže >30% $CaCO_3$ i mogu biti:

– laporni hemipelagični muljevi, ako sadrže od 30 do 66% $CaCO_3$,

– kredasti hemipelagični muljevi, s >66% $CaCO_3$, i

– skeletni hemipelagični muljevi, ako sadrže >30% skeleta planktonskih foraminifera ili nanofosila;

b) siliciklastični hemipelagični muljevi, koji sadrže <30% $CaCO_3$ i >70% kvarca, feldspata i tinjaca klastičnog podrijetla, i

c) vulkanogeni hemipelagični muljevi, koji pretežito sadrže vulkanski materijal (pepeo, palagonit i sl.) i <30% $CaCO_3$.

Hemipelagični talozi ili hemipelagiti po litološkim su značajkama slični muljevitim konturitima, koji uz siliciklastični detritus sadrže i biogeni detritus (odjeljak 20.2.4). Odlikuju se homogenom i masivnom neslojevitom teksturom, najčešće posljedicom intenzivnog bioturbiranja zbog kojeg ne pokazuju nikakve znakove vertikalnog redanja sekvencija niti strujnu laminaciju. Talože se u blizini kontinenata i kontinentalnih padina odakle i potječe njihov terigeni detritus, odnosno prah (silt) i glina, kao i vulkanoklastični i plitkomorski ili neritički materijal.

Mješoviti pelagično–hemipelagični talozi imaju varijabilan sastav, pa se dijele na taloge u kojima prevladavaju:

– cikličke izmjene dolomita i sapropelita,

– crne gline i sapropeliti,

– silicificirani glinjaci i muljnjaci ili dijagenetski rožnjaci, i

– pelagično–hemipelagični vapnenci sastavljeni od kokolita, planktonskih foraminifera i pteropoda (= aragonitnih ljušturica planktonskih gastropoda i heteropoda koji su živjeli pri morskoj površini u toplim vodama).

Iz Bergerove klasifikacije hemipelagičnih sedimenata proizlazi da su to sitnozrnasti talozi sastavljeni od >25% siliciklastičnog materijala pelitnih dimenzija (>5 μm) klastičnog ili vulkanoklastičnog podrijetla (gline, praha, vulkanskog pepela), te promjenljivog udjela skeleta planktonskih organizama karbonatnog ili kremičnog tipa (vapnenačkog mulja, kokolita, planktonskih foraminifera, dijatomeja, silikoflagelata, radiolarija).

Mnogi naši geolozi, međutim, u "hemipelagične taloge" ili "hemipelagite" svrstavaju mikritne vapnence (madstone i vekstone) u kojima se pojavljuje mali udio pučinskih organizama i koje zbog toga ne mogu smatrati tipičnim pelagičnim vapnencima, nego "polupelagičnim vapnencima", što dovodi do petrološke i sedimentološke zbrke, odnosno do zamjene gotovo čistih karbonatnih sedimenata sa siliciklastičnim ili vulkanskim detritusom bogatim hemipelagičnim talozima.

20.2. Facijesi dubokomorskih klastičnih okoliša taloženja

U dubokomorskim okolišima, kako je to prikazano u prethodnom odjeljku, vladaju vrlo različiti procesi i mehanizmi taloženja, pa tu mogu nastati sedimenti vrlo različitih litoloških, teksturno-strukturnih, bioloških i sedimentoloških značajki i oblika sedimentnih tijela, odnosno različiti facijesi.

Među glavne facijese nastale resedimentacijskim procesima na padini, u podnožju padine ili u široj okolici dna padine i bazenske ravnice ubrajaju se facijesi slampova i klizišta, debriti i turbiditi, a među glavne tipove facijesa nastalih normalnom bazenskom sedimentacijom u dubokom moru konturiti, hemipelagiti i pelagiti.

20.2.1. Facijes slampova i klizišta

Facijes slampova i klizišta obuhvaća litološki vrlo različite tipove sedimenata čiji su visokokoherentni slojevi klizali po stijenama podine koje pri klizanju nisu pretrpjele praktički nikakvu deformaciju, za razliku od stijena koje kližu (sl. 2–1B, C i 20–11). Pri klizanju paket stijena koje kližu niz padinu nagiba >1° prevaljuje kraći ili duži put (od nekoliko metara do više desetaka kilometara).

Najvažnija teksturno-strukturna odlika tog facijesa su deformacije primarnog rasporeda, oblika i međusobnog položaja i odnosa slojeva. To su različiti tipovi boranja, naguravanja, rotacijskih slampova, tvorbe loptastih oblika iz prvobitno ravnih slojeva, svinuta i vijugava boranja, slampne brazgotine i sl. (poglavlje 3.6 i sl. 2–1C i 20–11). U većini slampova osi pojedinih bora slampiranja pokazuju istoznačnu orijentaciju – smjer slampiranja općenito je približno okomit na glavni azimut osi slampa, a određuje ga položaj prednje strane nagiba poleglih ili nagnutih boranih oblika (sl. 2–1C).

Facijes sedimenata nastao klizanjem i slampiranjem može imati vrlo varijabilnu debljinu i prostiranje – može biti vrlo tanak (<10 cm) i bočno vrlo rasprostranjen, ali i debljine veće od 100 m, ponegdje i do 500 m, uz obujam sedimentnog tijela i do 300 km^3.

20.2.2. Facijes debrita

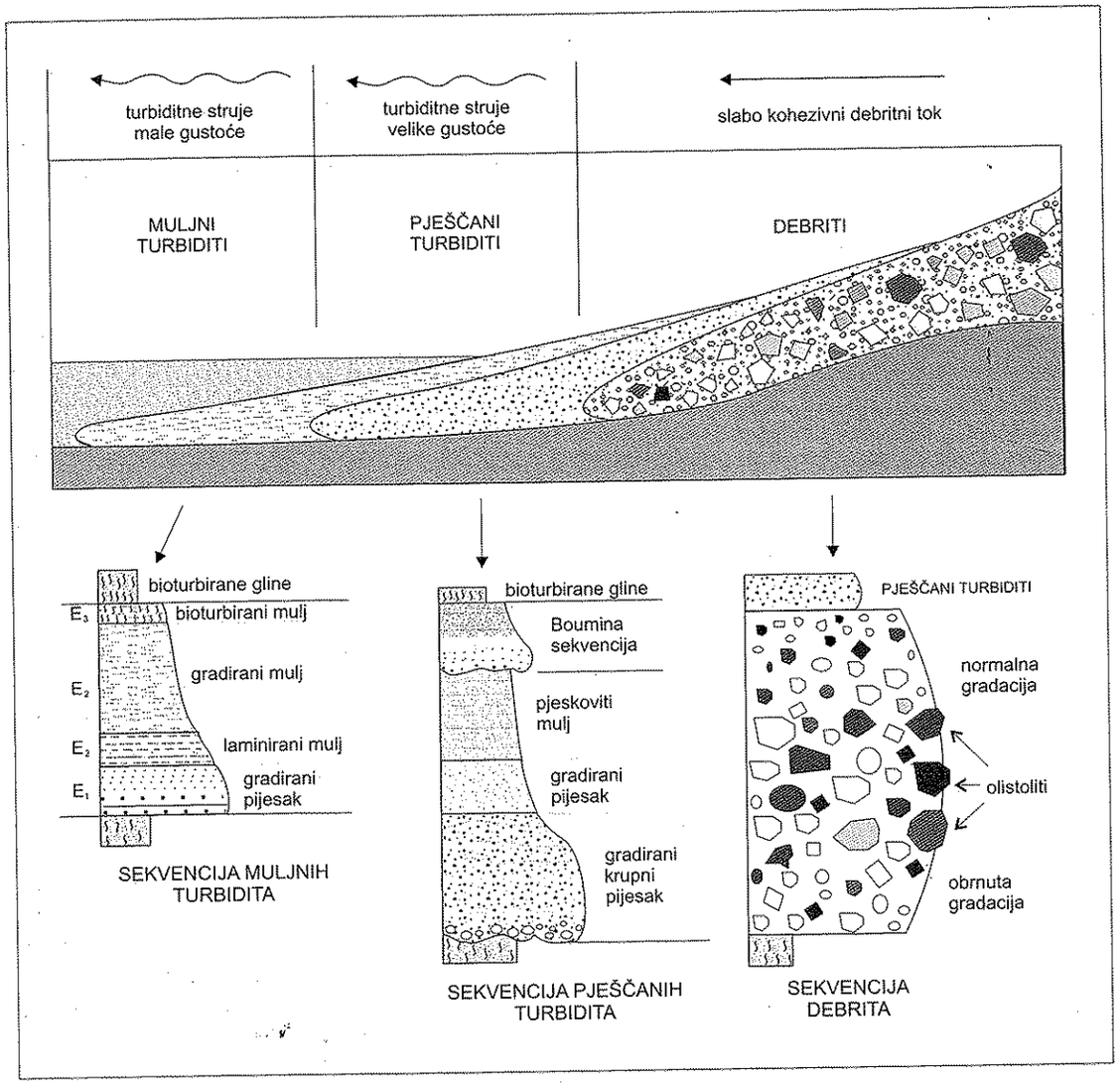
20.2.2.1. Sastav i teksturno-strukturne značajke debrita

Debriti ili **talozi debritnih tokova** (*debrites*, *debris flow deposits*), koji po mnogim autorima obuhvaćaju i olistostrome ili "megaturbidite" (sl. 2–2B), sastoje se od litološki vrlo heterogenih komponenata: od muljeva koji sadrže samo malo pješčanog detritusa do klasta dimenzija blokova – olistolita – promjera od nekoliko centimetara do više desetaka, pa i stotina metara (odjeljak 5.3.3.2).

Tipični se debriti sastoje od klasta različitih dimenzija i srednjozrnastog do sitnozrnastog matriksa u takvom međusobnom omjeru da klasti imaju matriksnu potporu – klasti "plivaju" u sitnozrnastom matriksu (sl. 5–7 i 5–8). Klasti potječu od snažnog fizikalnog trošenja – erozije – stijena izvan taložnog prostora (ekstraklasti), a dijelom i od erozije starijih sedimentnih stijena unutar taložnog prostora (intraklasti).

U debritima taloženim uz strme podmorske padine nastale navlakama ili reverznim rasjedima, kao i u tektonski intenzivno poremećenim zonama i zonama tektonskog melanža, a posebice u olistostromama, često se nalaze olistoliti velikih dimenzija – volumena od više desetaka pa i stotina metara, tako da su na manjim izdancima slični netaknutim stijenskim masama.

Debriti u pravilu ne pokazuju nikakve znakove slojevitosti niti neku određenu unutarnju organiza-



Slika 20–1 Idealizirani prikaz horizontalnog i vertikalnog rasporeda debritnih i turbiditnih facijesa na padini i dijelu bazenske ravnice nastalih taloženjem iz gravitacijskih tokova. Boumina turbiditna sekvencija podrobnije je prikazana na sl. 20–3; E_1 do E_3 su jedinice Piperovih muljnih ili sitnozrnastih turbidita pobliže prikazanih na sl. 20–10.

ciju – imbrikaciju – klasta i muljevitog detritusa, ili pokazuju samo nejasnu obrnutu gradaciju i horizontalnu orijentaciju pločastih i izduženih klasta (sl. 20–1). Izuzetak je vrh debritnog tijela bogatog muljevitim matriksom, u kome se mogu pojaviti zdjelaste strukture i strukture istiskivanja vode.

Podloga debrita može biti erozijska ili pokazivati tragove deranja ili, ako se tok kretao po strmoj padini, mjestimice sadržavati krupnozrnasti materijal u obliku kanala ispunjenih krupnozrnastim detritusom, tj. kanale po kojima se kretao debritni tok (sl. 20–1).

Najniži dio debritnog tijela može biti inverzno gradiran, pri čemu je obrnuta gradacija u donjem dijelu debritnog tijela nastala trenjem i "zamrzavanjem" (*freezing*) detritusa pri njegovoj progradaciji.

Debriti se podjednako često nalaze i u recentnim dubokomorskim okolišima i u starim geološkim stijenskim kompleksima, a ponegdje pokrivaju područja od nekoliko tisuća prostornih kilometara nakon što su se kretali više stotina kilometara preko padina blagih nagiba – samo 1–2° (Stow, 1986). Debljine sloja debrita variraju od nekoliko desetaka centimetara do nekoliko desetaka metara.

20.2.2.2. Debritna sekvencija i prijelaz u turbidite

Prema Thorntonu (1984) standardna debritna sekvencija ima sljedeće značajke:

- u donjem se dijelu sekvencije nalazi zona sitnozrnastih sedimenata s lećastom laminacijom,
- srednji dio sekvencije obilježen je zonom s borama velikih kutova, nejasnim slampnim borama i konvolucijom,
- pri vrhu sekvencije je zona bogata klastima koji imaju muljevitu potporu i pokazuju tragove istiskivanja vode i zdjelaste oblike (*dish structures*), a
- kraj sekvencije je obilježen ili postupnim prijelazom u sitnozrnaste muljevite turbidite ili oštrim prijelazom klasta u muljevite sedimente, pri čemu pojedini klasti strše i zadiru u krovinske sedimente (sl. 2–2B i 20–1).

Nejasna normalna gradacija, koja se može pojaviti u gornjem dijelu debritnog tijela, obično čini prijelaz u krovinske turbidite preko debritno–turbiditnog međučlana. Taj se međučlan u pravilu nalazi u vršnom i distalnom dijelu debritnog tijela između debrita i pješčanih turbidita ili debrita i taloga nastalih iz muljnih tokova koji se nastavljaju bočno od debrita u dubljevodni taložni prostor (sl. 20–1).

U pojedinim slučajevima debriti mogu biti izravno prekriveni novim, kasnijim debritom, pješčanim (sl. 20–1) ili muljnim turbiditima, ili talozima muljnog toka (*mud flow deposits*), tj. talozima bogatim siltnim i muljevitim matriksom koji sadrže samo rijetke pojedinačne klaste, uglavnom intraklaste nastale procesima slampiranja na strmoj padini (Einsele, 1992).

Ako su takvi procesi i tokovi izazvani tektonskim šokovima, njihove taloge neki autori, primjerice Mutti i dr. (1984), označavaju imenom "seizmoturbiditi".

20.2.2.3. Vapnenački debriti

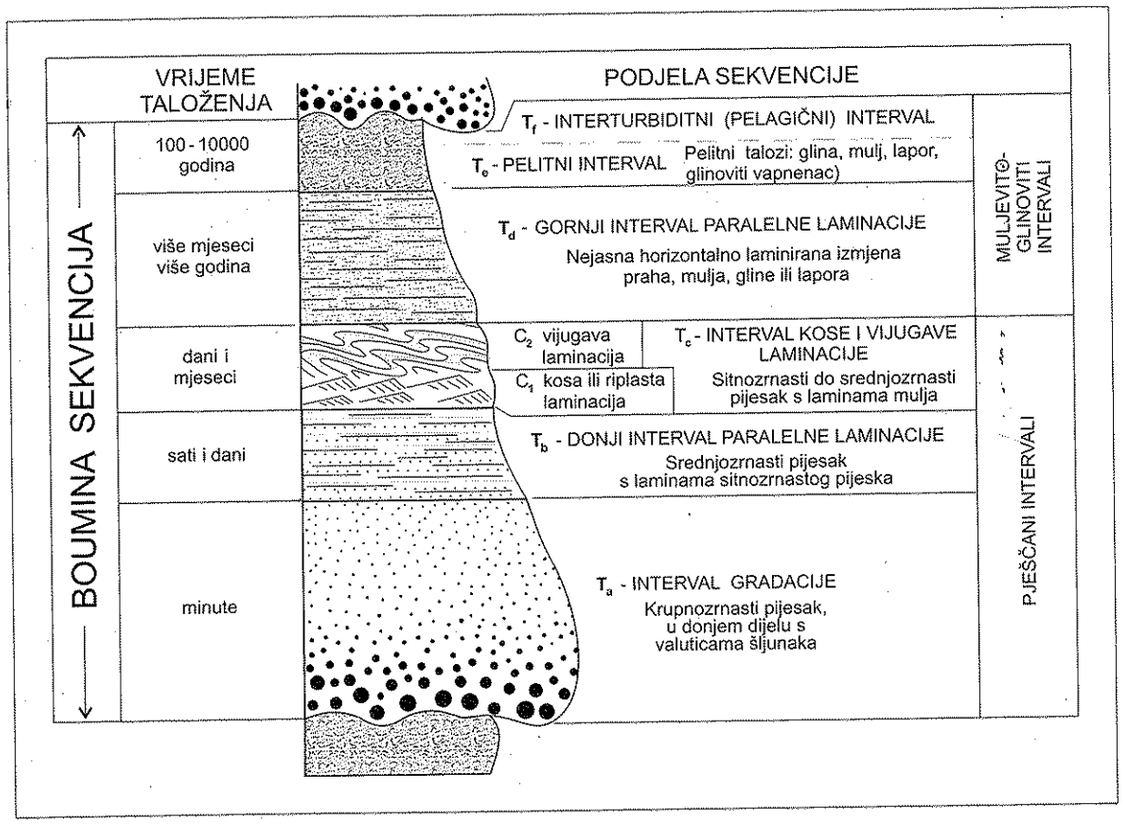
Poseban tip debrita su **vapnenački debriti** (*calcareous debrites*) koji nastaju na strmim i prostranim podmorskim padinama urušavanjem ili kolapsiranjem, kako je to pobliže prikazano u knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001). Glavni čimbenici nastajanja vapnenačkih debrita su procesi brečiranja platformnih karbonata tektonskim deformacijama, primjerice tijekom riftinga ili tektonskog drobljenja pri navlačenju (Füchtbauer i Richter, 1983).

Vapnenački debriti su obično zastupljeni slojevima megabreča sa sedimentnim tijelom oblika pokrova ili ploče. Pretežito se sastoje od karbonatnih klasta s klastnom potporom, a sadrže i manje količine sitnozrnastog matriksa.

Karbonatne megabreče su fosilni, dobro litificirani karbonatni debriti sastavljeni od uglastih klasta promjera većeg od 1 m (Mountjoy i dr., 1972). Pojedini veliki klasti u megabrečama potječu od odlamanja dijelova grebena i na izdancima se, zbog prevrtanja, odlikuju drukčijom geopetalnom orijentacijom od izvorne u kakvoj su se nalazili unutar grebena. Takvi se veliki klasti plitkomorskih vapnenaca u zajednici s megabrečama pojavljuju unutar dubljevodnih madstona ili vapnenačkih turbidita kao "egzotični blokovi" (Tišljar, 2001).

Karbonatne megabreče najčešće imaju pločasti oblik ili oblik linearnih kanala dimenzija ne većih od nekoliko stotina metara do nekoliko kilometara.

U vapnenačke debrite može se uvrstiti i veliki dio vapnenačko–dolomitnih "Jelarskih breča" naših krških područja, kako je to podrobnije prikazano u odjeljku 5.3.3.2, kao i miocenske vapnenačke i dolomitne breče naftnih polja istočne Slavonije (sl. 5–6 i 5–8).



Slika 20–2 Shematski prikaz kompletne Boumine turbiditne sekvencije s intervalima T_a do T_e.

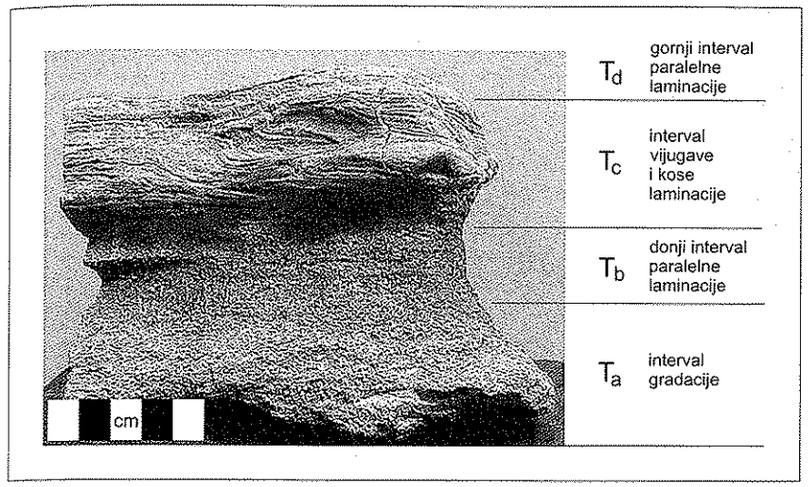
20.2.3. Facijes turbidita

Sedimenti taloženi iz turbiditnih struja nazivaju se **turbiditi** (Kuenen, 1957), o čemu je više riječi bilo u odjeljku 2.2.2. Njihova temeljna litološka i sedimentološka odlika je pravilnost vertikalnog redanja detritusa određenih granulometrijskih i teksturno-strukturnih značajki kao posljedice načina prijenosa i taloženja iz turbiditnih tokova.

20.2.3.1. Sedimentacija iz turbiditnih struja: Boumine sekvencije i srednjozrnasti turbiditi

Ritmično vertikalno redanje slojeva pijesak–pelit–glina u flišu bilo je do razrade i objašnjenja taloženja tih sedimenata mehanizmom turbiditnih tokova (Kuenen, 1937, 1951, 1959; Kuenen i Migliorini, 1950; Bouma, 1962, 1964; Walker, 1965; Allen, 1984) tumačeno kao posljedica neprestane vertikalne tektonike, pa su navedeni radovi bili prava revolucija u shvaćanju i tumačenju sedimentacije u dubokomorskim okolišima. Laboratorijske potvrde turbidita i Bouminih sekvencija s intervalima karakterističnih tekstura (sl. 20–2 i 20–3) dobili su i eksperimentalno dokazali Harms i Fahnestock (1965).

Model turbiditnih lepeza i submarinskih kanjona pri tumačenju oblika i geometrije turbiditnih sedimentnih tijela u literaturu uvode Normark (1969, 1974, 1978), Nelson i Kulm (1973) i Lowe (1982), različitih submarinskih lepeza Mutti i Ricci Lucchi



Slika 20–3 Pješčani turbiditi eocenskog fliša Istre: Boumina sekvencija započinje neravnom donjom slojnom površinom kao posljedicom erozijske djelatnosti turbiditnog toka i predmeta koje je nosio tok. Sekvencija se odlikuje dobro razvijenim litološkim i teksturno–strukturnim značajkama intervala T_a i T_b te posebice intervala T_c, dok je od intervala T_d zbog trošenja očuvan samo početni, najjače litificirani dio.

(1972, 1975), a lepeza nastalih iz padinskih zastora (*slope aprons*) Stow (1986), o čemu će više riječi biti u poglavlju 20.3.

20.2.3.1.1. Taloženje iz turbiditnih tokova

S obzirom na to da se iz turbiditne struje najprije, i to brzo, istalože najkrupnija zrna iz donjeg dijela čela toka koja su u njoj bila prenošena vučenjem, a zatim sve sitnija zrna koja su u struji bila vučena iza čela toka i u suspenziji iznad dna pa su duže putovala i sporije se taložila, šljunak i krupnozrnasti pijesak imaju gradacijsku slojevitost (T_a na sl. 20–2 i 20–3). Pretežiti dio krupnozrnastog detritusa iz čela i prednjeg dijela tijela turbiditnog toka istaloži se za nekoliko minuta (Hesse, 1992) pa do najviše nekoliko sati (Kuenen, 1967).

Nakon što je istaložen sav materijal iz čela i neposredno iza čela turbiditnog toka, a to je obično pretežiti dio vučenog krupnozrnastog šljunkovito–pješčanog detritusa, pada brzina i turbulentnost toka, pa on može suspenzijom prenositi samo sitna pješčana zrna, a vučenjem samo pješčana, a ne i krupnija zrna. U toj se fazi zato pretežito taloži detritus pješčanih dimenzija, a povremeno i detritus dimenzija praha, u obliku tanko horizontalnolaminiranih pijesaka s pojedinačnim prahom bogatim pješčanim laminama, odnosno sedimenti s paralelnom laminacijom (T_b na sl. 20–2 i 20–3).

Daljnjim smanjenjem brzine toka na oko 50 cm/s (Bouma, 1962) pješčana se zrna više ne prenose suspenzijom nego samo vučenjem po dnu u obliku "tepiha" vučenog materijala, pa se tu taloži sitnozrnasti pjeskovito–prahoviti detritus s nešto glinovitih čestica (T_c na sl. 20–2 i 20–3), uz tvorbu nepravilne i kose laminacije i uzlaznih riplova (C_1 na sl. 20–2), a potom i vijugave laminacije ili konvolucije zbog kratkotrajne likvefakcije (C_2 na sl. 20–2).

Nakon toga turbiditni tok u suspenziji još prenosi samo detritus dimenzija gline i praha uz vučenje neznatnih količina zrna sitnog pijeska. Brzina je toka tad već vrlo mala, sedimentacija spora (više mjeseci/godina), a muljeviti i/ili prahoviti talog istaložen u toj fazi pokazuje slabo izraženu horizontalnu laminaciju (T_d na sl. 20–2 i 20–3).

Na kraju je brzina struje toliko mala da se njome još u suspenziji mogu prenositi samo najsitnija zrnca praha i čestice gline čije je taloženje jako sporo (od 100 do 10.000 godina). Uz sitni pelitni detritus iz mutnog toka taloži se i normalni bazenski talog, uglavnom karbonati i skeleti planktonskih organizama (T_e i T_f na sl. 20–2).

Međusobni su omjeri detritusa donešenog i istaloženog iz turbiditne struje i normalnog bazenskog taloga različiti, ali uvijek općenito naviše raste udio bazenskog materijala. Ako je između dvaju turbiditnih tokova bilo dovoljno vremena tu su

se mogli istaložiti i deblji slojevi miješano glinovito–karbonatnih stijena, tj. lapori, i vapnenački pelagični sedimenti poznati pod nazivom pelitni ili interturbiditni (hemipelagično–pelagični) talozi (T_f na sl. 20–2).

Pri razmatranjima sedimentacije iz turbiditnih tokova neprestano treba imati na umu da se uz taloženje detritusa iz mutnog toka može stalno taložiti i manja količina normalnog bazenskog materijala, koji bi se taložio i da nema taloženja iz turbiditnog toka. Međutim, zbog donosa velike količine materijala turbiditnim tokom i velikih obroka taloženja detritusa iz njega (odjeljak 2.2.2), bazenski talog praktično do prije sâmog kraja taloženja iz turbiditnog toka nema zamjetljiv udio u sastavu sedimenata.

Samo u slučajevima kad je vremenski razmak između dvaju turbiditnih tokova bio dovoljno velik postoji mogućnost da se u turbiditima nalazi i zamjetljiviji udio bazenskog taloga, u pravilu u gornjim dijelovima turbiditnih sekvencija (interval T_d) i u pelitnom (T_e) i tzv. interturbiditnom (hemipelagičnom i pelagičnom) intervalu (T_f na sl. 20–2 i 20–3).

20.2.3.1.2. Kompletna turbiditna sekvencija ili Boumina sekvencija

Na temelju rezultata brojnih istraživanja i promatranja stalnosti vertikalnog redanja litoloških članova istih ili sličnih teksturno-strukturnih odlika turbiditnih sedimenata, posebice u francuskim Primorskim Alpama, te shvaćanja mehanizama taloženja mutnih tokova, Bouma (1962) je u turbiditima prikazao i detaljno objasnio turbiditnu sekvenciju. Takva se kompletna turbiditna sekvencija sastoji od pet intervala s jasno prepoznatljivim litološkim sastavom i teksturno-strukturnim značajkama, a karakteristična je za srednjozrnaste turbidite. U literaturi je poznata pod nazivom **Boumina sekvencija** (sl. 20–2 i 20–3), a u njoj se intervali označavaju kao turbiditni intervali T_a, T_b, T_c, T_d i T_e.

Naknadno je za turbidite unutar hemipelagičnih i pelagičnih sedimenata Van der Lingen (1969) uveo i dodatni interturbiditni (hemipelagični i pelagični) interval T_f.

Boumina sekvencija obuhvaća kompletnu taložnu jedinicu srednjozrnastih (pješčanih) turbidita koja je nastala iz jednog turbiditnog toka pri optimalnim uvjetima njegovog razvoja taloženjem detritusa iz takvog toka i bazenskog materijala u interturbiditnoj fazi. Boumina sekvencija odlikuje se strogo određenim vertikalnim slijedom sedimenata s točno definiranim granulometrijskim sastavom i teksturno-strukturnim odlikama u svakom od pet turbiditnih intervala, koji će biti prikazani odozdo naviše (sl. 20–2 i 20–3).

T_a – interval gradacije je početni turbiditni interval koji se odlikuje gradacijskom slojevitošću i izostankom bilo kakvih drugih unutarnjih teksturno-strukturnih značajki. Gradacija može biti jasna u cijeloj debljini intervala ili pak samo u nekoliko donjih centimetara intervala, pa ostali dio ima manje–više jednoličnu građu ili strukturu. S obzirom na to da je u tom intervalu iz turbiditne struje taložen detritus najkrupnijih dimenzija iz njezinog čela dok je energija bila najjača, na donjoj slojnoj površini intervala T_a obično se mogu naći brojne teksturne odlike opisane u poglavlju 3.3.

Interval T_a sastoji se od šljunkovitog krupnozrnastog pijeska, odnosno konglomeratičnog krupnozrnastog pješčenjaka, ponegdje i pjeskovitog šljunka/konglomerata (sl. 20–2 i 20–3).

Kao bitnu značajku tog intervala Walker (1975) navodi manje–više jasnu normalnu gradaciju bez drugih internih struktura, i smatra da je nastao brzim taloženjem u uvjetima višeg režima toka, a Allen (1984) navodi da nastaje iz toka čija je snaga >5 Wm^{-2}.

T_b – donji interval paralelne laminacije obično slijedi na intervalu T_a u postupnom prijelazu. Sastoji se od debljih horizontalnih lamina pijeska/pješčenjaka i tanjih lamina pjeskovitog praha/prahovnjaka (silta/siltita). No, u pravilu je to pretežito pješčani interval (sl. 20–2 i 20–3). Taloži se iz turbiditnih struja uglavnom male gustoće akumulacijom detritusa koji je turbiditni tok prenosio vučenjem.

Glavna je značajka intervala T_b da je to ravni sloj s paralelnom laminacijom u kojem još može biti slabo zamjetljiva gradacija. Smatra se da taj interval nastaje taloženjem u uvjetima višeg režima toka (Walker, 1975), kod snage toka od 0,5 do 5 Wm^{-2} (Allen, 1984).

T_c – interval valovite i/ili kose laminacije odlikuje se nepravilnom, valovitom, vijugavom ili kosom laminacijom malih dimenzija. Sastoji se od sitnozrnastog do srednjozrnastog pijeska/pješčenjaka i tankih pelitnih lamina između valovitih, vijugavih ili kosih pješčanih lamina, što još jače izražava unutarnje teksturno-strukturne odlike tog intervala (sl. 3–6, 20–2 i 20–3). Kontakt s intervalom T_b u pravilu je oštar, ponegdje postupan.

Vijugava laminacija ili konvolucija, koja može biti posljedica trenja između struje i taloga i/ili postsedimentacijskih likvefakcijskih procesa (vidi strukture nastale istiskivanjem vode – odjeljak 3.3.3.5), obično se pojavljuje u gornjem, završnom dijelu intervala.

Smatra se da interval T_c nastaje akumulacijom vučenog detritusa iz turbiditnih struja male gustoće i snage toka (<0,5 Wm^{-2}, Allen, 1984) i uvjetima niskog režima toka.

Nove interpretacije mehanizama postanka struktura u intervalu T_c i podjele Boumine sekvencije klastičnih i bioklastičnih turbidita u tom intervalu razlikuju tri (Allen, 1984), odnosno dvije (Hesse, 1992) podjedinice:

- B_2 ili donji stadij paralelne laminacije nastao iz toka snage reda veličine 1 Wm^{-2},
- C_1 ili dine nastale iz toka snage 0,2–5 Wm^{-2}, i
- C_2 ili laminaciju strujnih riplova nastalu iz toka snage <0,5 Wm^{-2}.

T_d – gornji interval paralelne laminacije (sl. 20–2 i 20–3) pokazuje slabo izraženu, ponegdje nejasnu, tanku horizontalnu laminaciju, uvjetovanu paralelnim rasporedom listićavih, štapićastih i igličastih sastojaka (tinjaca, biljnog trunja, fosilnog kršja), a rjeđe i promjenama granulometrijskog i/ili mineralnog sastava (siliciklastični, karbonatni i glinoviti detritus).

Sastoji se od pelitnog, glinovitog i ponegdje vapnenačkog taloga (šejl, siltit, muljnjak, glinjak, lapor/lapornjak). Kontakt prema intervalu T_c često je oštar, a ponegdje i postupan.

Pretežito se taloži izravno iz suspenzije turbiditne struje male gustoće, a samo manjim dijelom i vučenjem detritusa takvim strujama, u uvjetima niskog režima toka (Walker, 1975) i snage toka <0,01 Wm^{-2}.

T_e – pelitni interval postupno se nastavlja na interval T_d (sl. 20–2 i 20–3). Sastoji se od pelitnog, glinovitog, laporovitog i često vapnenačkog taloga, pri čemu udio vapnenačke komponente raste prema vrhu intervala, tako da ponegdje završava kalcitom bogatim laporima ili glinovitim pelagičnim i/ili hemipelagičnim vapnencima koji se obično ubrajaju u interturbiditni (hemipelagično–pelagični) interval T_f (sl. 20–2).

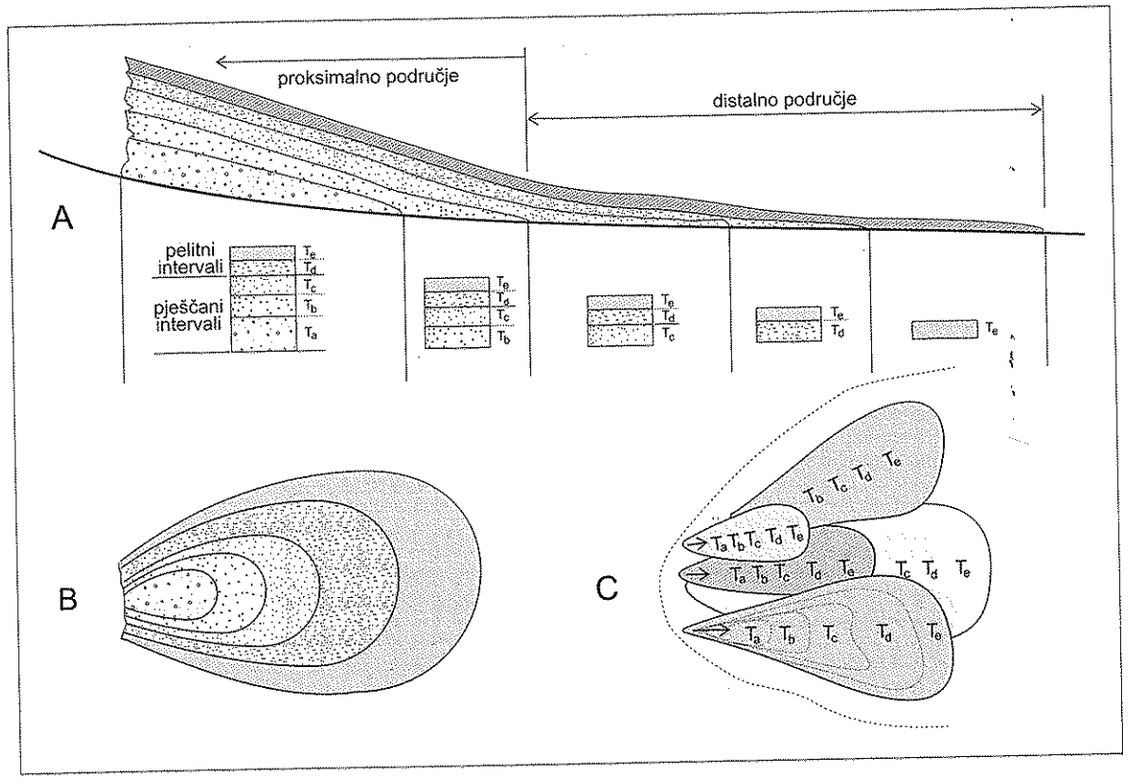
Interval T_e može nastati taloženjem najsitnijeg detritusa iz repa mutnog toka ili pak samo taloženjem pelagičnog bazenskog materijala (sl. 20–1 i 20–2), no obično je njegov donji dio nastao kombinacijom taloženja oba, a gornji samo od pelagičnog materijala. Na tom intervalu ponegdje su u kontinuitetu taloženi bioturbirani hemipelagični ili pelagični muljevi (pelagiti), odnosno talozi interturbiditnog intervala T_f (Van der Lingen, 1969), koji se od tipičnog pelitnog intervala razlikuju po boji i povišenom udjelu skeleta pelagičnih organizama.

Pelitni se interval taloži isključivo iz suspenzije turbiditne struje male gustoće, u uvjetima niskog režima toka pri maloj snazi toka (<0,01 Wm^{-2} – Allen, 1984).

Budući da je samo u intervalu T_c i T_f, a ponegdje i u intervalu T_d, taložen zamjetljiv udio bazenskog materijala i normalnih bazenskih pelagičnih fosilnih ostataka, pri istraživanjima turbidita uzorci za paleontološke i biostratigrafske odredbe smiju se uzimati samo iz tih intervala, i eventualno vršnog dijela intervala T_d, ali uz nužan oprez i provjeru da se zaista radi o interturbiditnoj nepretaloženoj fauni.

Opisana kompletna Boumina sekvencija srednjozrnastih ili pješčanih turbidita sa svih pet intervala T_{a-e}, odnosno T_{a-f}, nastaje samo u optimalnim uvjetima za potpuni razvoj turbiditne struje, a to su:

- prvobitni sediment koji se gravitacijskim tokom počinje pretaložavati u bazen i iz kojeg se stvara turbiditna struja mora se sastojati od granulometrijski raznovrsnog materijala od zrna dimenzija

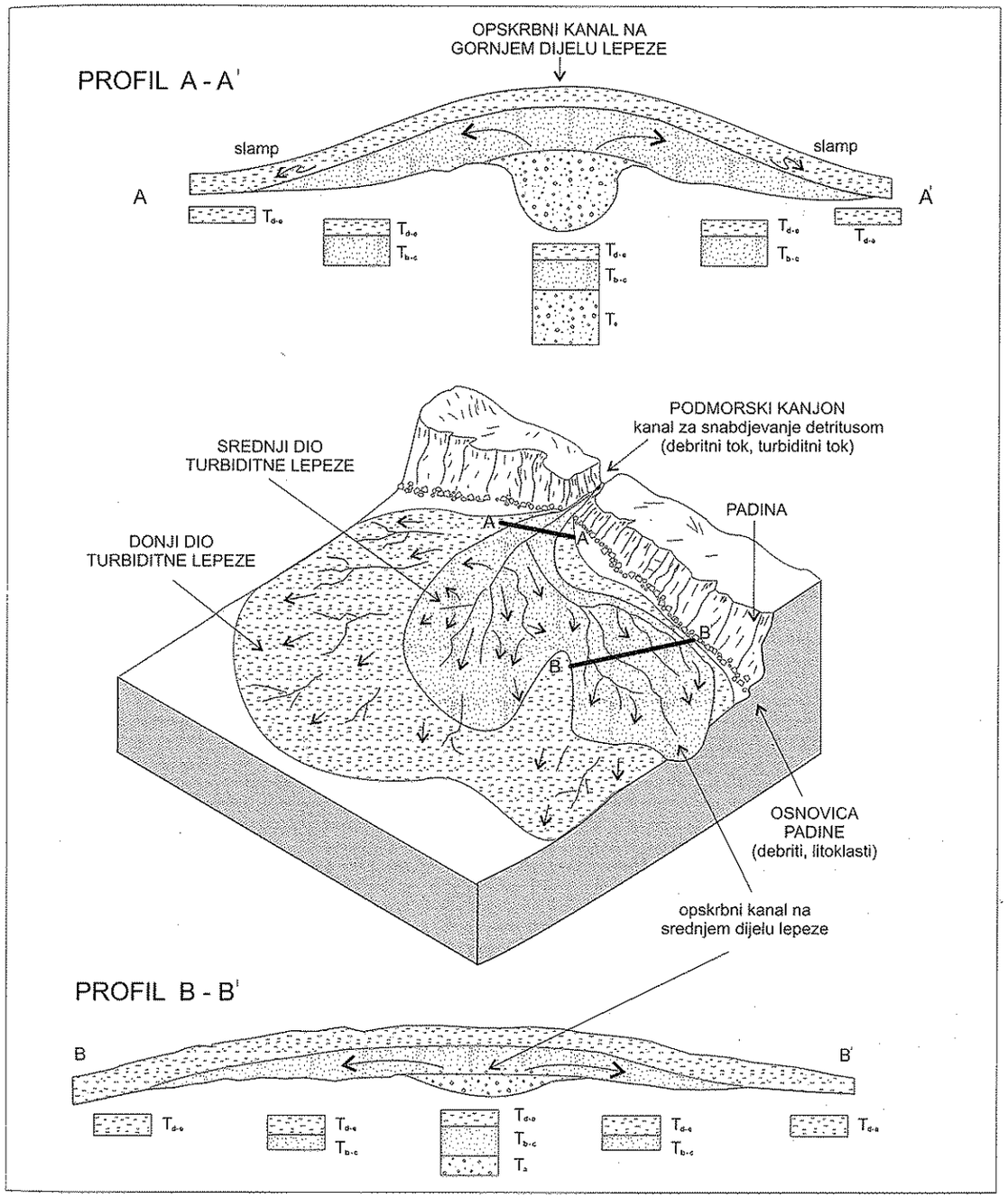


Slika 20–4 Vertikalni i horizontalni raspored Bouminih sekvencija i intervala T_a do T_e po uzdužnoj osi turbiditne lepeze (A i B) te u više lepeza nastalih taloženjem iz turbiditnih tokova iz različitih opskrbnih kanala (C).

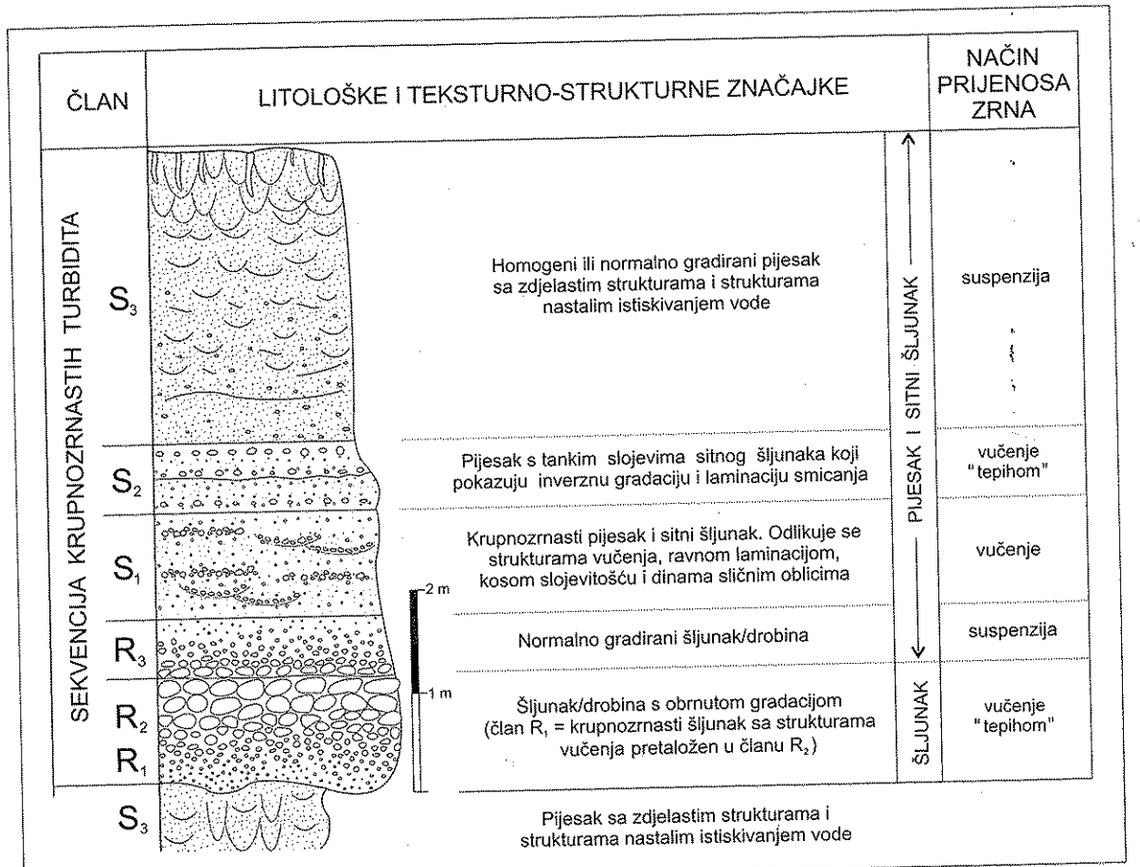
sitnog šljunka ili krupnog pijeska pa do čestica gline, što je u uskoj vezi s načinom trošenja na kopnu, dinamikom i oblikom prijenosa, te mehanizmom taloženja materijala na primarnom mjestu taloženja;

- morfologija padine, opskrbnog kanjona ili kanala, kao i dna bazena mora biti takva da omogućava potpun razvoj turbiditnog toka;
- između jedne i druge turbiditne struje mora postojati dovoljno dugotrajan vremenski razmak da bi se mogle istaložiti i najsitnije čestice gline iz repa struje, kao i dovoljna količina intrabazenskog materijala za taloženje pelitnog T_e i/ili interturbiditnog (hemi)pelagičnog intervala T_f. Učestalost turbiditnih struja može biti izrazito varijabilna, jer ovisi o vrlo kompleksnim uvjetima trošenja, prijenosa, taloženja i pokretanja detritusa prije nastanka turbiditne struje. Proračuni dobiveni na temelju vremenskog trajanja turbiditne serije, broja i debljina sekvencija u njoj pokazuju da je između dvaju mutnih tokova prosječno prošlo više stotina, pa i tisuća godina;
- da su turbiditi taloženi u središnjim, a ne u rubnim dijelovima lepeze, jer se u rubnim dijelovima lepeze taloži samo najsitniji detritus iz stražnjeg dijela tijela i iz repa mutnog toka, pa tu ne nastaje interval T_a, a obično niti T_b, kako je to prikazano na sl. 20–4 i 20–5.

Sekvencije kojima nedostaju početni – donji – intervali T_a i T_b nazivaju se **podsječene sekvencije**, a one kojima nedostaju završni – gornji – intervali T_d ili T_e **odsječene sekvencije**.



Slika 20–5 Model podmorske turbiditne lepeze taložene na kraju podmorskog opskrbnog kanala (točkastog izvora) iz pijeskom i muljem bogatih turbiditnih struja (djelomice izmijenjeno i dopunjeno prema Nelsonu i Kulmu, 1973). Građu Bouminih sekvencija u gornjem dijelu lepeze prikazuje presjek A–A', a građu srednjeg dijela lepeze presjek B–B'.



Slika 20–6 Litološke i teksturno-strukturne značajke idealne sekvencije krupnozrnastih turbidita taložene iz šljunkom bogate pojedinačne turbiditne struje velike gustoće iz koje je u koritu u jednom taložnom ciklusu istaložen zasebni šljunčani i pješčani član (djelomice izmijenjeno prema Loweu, 1982).

20.2.3.2. Krupnozrnasti i sitnozrnasti ili muljni turbiditi

Na temelju razlika u debljini, litološkom sastavu i građi pojedinih intervala i sekvencija, kao posljedici razlika u mehanizmima turbiditnih struja velike, odnosno male gustoće, danas se obično razlikuju tri tipa, odnosno modela turbidita. To su krupnozrnasti, srednjozrnasti ili pješčani, i sitnozrnasti ili muljni turbiditi (sl. 20–1, 20–2, 20–6, 20–7 i 20–10). Srednjozrnasti (pješčani) turbiditi (*medium-grained turbidite model*) klasični su "Boumini turbiditi" s tipičnim Bouminim sekvencijama i intervalima T_{a-e} (sl. 20–2, 20–3 i 20–4), iscrpnije objašnjenima u odjeljku 20.2.3.1.

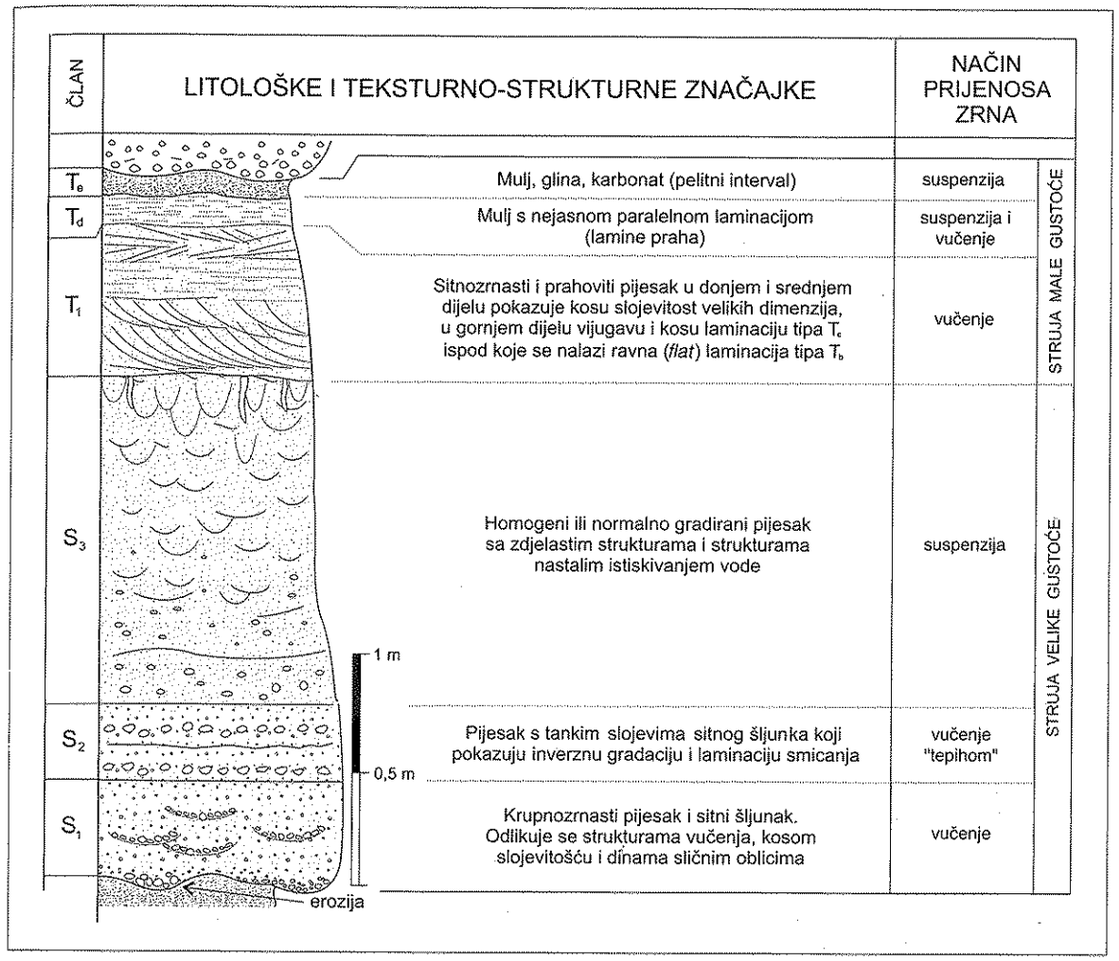
20.2.3.2.1. Krupnozrnasti turbiditi

Krupnozrnasti turbiditi nastaju prijenosom šljunčano–pješčanog detritusa turbiditnim strujama velike gustoće koje mogu prenositi veliku količinu detritusa dimenzija šljunka, obično u obliku "tepiha" vučenog materijala visoke koncentracije, ali i u obliku suspenzije.

Međutim, takve struje mogu biti pretežito sastavljene od krupnozrnastog pješčanog materijala sa samo malim udjelom detritusa dimenzija sitnog šljunka. U ta dva krajnja slučaja, koji, dakako, mogu imati i međusobne postupne prijelaze, nastat će bitno različito građene sekvencije krupnozrnastih turbidita. Zbog toga se razlikuju:

– krupnozrnasti turbiditi taloženi iz šljunkom bogatih turbiditnih struja velike gustoće, i
– krupnozrnasti turbiditi taloženi iz pijeskom bogatih turbiditnih struja velike gustoće.

Krupnozrnasti turbiditi taloženi iz šljunkom bogatih turbiditnih struja velike gustoće (*gravelly high-density turbidites* – Lowe, 1982) pretežito sadrže šljunak do čijeg će taloženja doći naglo pri



Slika 20–7 Litološke i teksturno-strukturne značajke idealne sekvencije krupnozrnastih turbidita taložene iz turbiditne struje velike gustoće bogate pijeskom: u početnoj se fazi iz struja velike gustoće talože pješčani članovi S_1 do S_3, a u kasnijoj fazi iz struja male gustoće članovi T_1 i T_{d-e}. Pješčani članovi S_1 do S_3 po mehanizmu razvoja turbiditnog toka i taloženja iz njega odgovaraju intervalima T_{b-c} taloženim iz struja male gustoće. Član T_1 obično uključuje paralelnu ili *flat*-laminaciju koja odgovara intervalu T_b, u gornjem dijelu T_c, kao i kosu slojevitost velikih dimenzija, pa zbog toga ne pripada niti jednom intervalu standardne Boumine sekvencije (djelomice izmijenjeno prema Loweu, 1982).

"zamrzavanju" toka čim njegova brzina padne ispod kritične vrijednosti brzine i snage. Pritom po modelu koji je razradio Lowe (1982) nastaju krupnozrnasti turbiditi koji započinju šljunčanim članom s obrnutom gradacijom kao posljedicom taloženja iz "tepiha" materijala vučenog strujom, a na njemu slijedi normalno gradirani šljunčani član taložen iz suspenzije (sl. 20–6).

Krupnozrnasti turbiditi taloženi iz šljunkom bogatih turbiditnih struja velike gustoće u donjem, krupnozrnastom (šljunčanom) dijelu sekvencija pokazuju teksturno-strukturne odlike koje su posljedica prijenosa detritusa vučenjem i vučenjem u obliku "tepiha" i taloženja mehanizmom zrnskih tokova, a u gornjem, šljunkovito–pješčanom dijelu sekvencija, tj. u završnoj fazi taloženja, posljedica prijenosa detritusa vučenjem, vučenjem u obliku "tepiha" i suspenzijom.

Donji dijelovi sekvencija, koji u oštrom kontaktu prekrivaju snažno erodiranu podlogu, sastoje se od šljunaka i/ili drobine određenih teksturno-strukturnih značajki na temelju kojih se prema Loweu (1982) mogu izdvojiti tri člana – R_1, R_2 i R_3 (sl. 20–6). Oznake R potječu od "*rudit*" – šljunak.

Srednji i gornji dijelovi sekvencija krupnozrnastih turbidita taloženi iz šljunkom bogatih turbiditnih struja velike gustoće sadrže šljunkovito–pješčane sedimente određenih teksturno-strukturnih značajki među kojima Lowe (1982) izdvaja tri pješčana člana – S_1, S_2 i S_3 (sl. 20–6). Oznaka S potječe od "*sand*" – pijesak.

Idealna sekvencija krupnozrnastih turbidita taložena iz šljunkom bogate pojedinačne turbiditne struje velike gustoće sastoji se naviše od sljedećih članova (sl. 20–6):

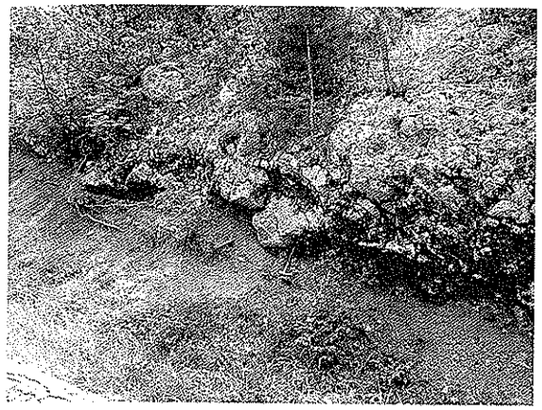
- prvi član R_1 je krupnozrnasti šljunak i/ili drobina, odlikuje se strukturama vučenja, a nije uvijek očuvan jer je obično pretaložen unutar člana R_2;
- drugi član R_2 je krupnozrnasti šljunak i/ili drobina s jasnom obrnutom gradacijom, a nastaje taloženjem detritusa vučenog po dnu u obliku "tepiha" (*traction carpet*);
- treći član R_3 je normalno gradirani šljunak (ili drobina), koji nastaje taloženjem iz suspenzije;
- četvrti član S_1 je krupnozrnasti pijesak i sitni šljunak, pokazuje strukture vučenja, *flat*-laminaciju i kosu slojevitost kao posljedicu kretanja pijeska uz tvorbu oblika sličnih dinama; taložen je iz struje velike gustoće u kojoj je detritus prenošen vučenjem;
- peti član S_2 je pijesak s tankim slojevima sitnog šljunka koji pokazuje obrnutu gradaciju i laminaciju izazvanu smicanjem, te
- šesti član S_3 je homogeni ili normalno gradirani pijesak, u donjem dijelu sa sitnim valuticama šljunka, u srednjem i gornjem dijelu sa izdjelastim strukturama i strukturama nastalim istiskivanjem vode (*dish structure*, *pipe structure*), taložen iz suspenzije struje velike gustoće.

Vrh sekvencije je oštar i ravan – samo ako struja prolazi niz izrazito proksimalno područje taloženjem iz "tepiha" materijala vučenog strujom velike gustoće može nastati i koso i horizontalno slojeviti šljunčani član R_1.

Pješčani detritus s manjom količinom zrna dimenzija sitnog šljunka, kao i prahovito–glinovitog detritusa, pri taloženju slojeva tipa R (šljunčanih taloga) uglavnom ostaje u suspenziji turbiditne struje i dalje sudjeluje u tvorbi pješčane turbiditne struje velike gustoće ili turbiditne struje male gustoće. Iz njih se mogu istaložiti:

- pješčani članovi S_1 do S_3 neposredno na šljunčanim slojevima tipa R iste turbiditne sekvencije (sl. 20–6);
- krupnozrnasti pješčani turbiditi dalje u taložnom prostoru (sl. 20–7), ili
- srednjozrnasti turbiditi, pa i sitnozrnasti ili muljni turbiditi dalje od mjesta taloženja krupnozrnastog detritusa u distalnom području (sl. 20–1, 20–2 i 20–10).

Vrlo debeli slojevi krupnozrnastih klastita koji obično zauzimaju veliko prostranstvo i ne pokazuju značajnije bočne promjene u sastavu i dimenzijama klasta (sl. 20–8 i 20–9), a ne pripadaju ispunama opskrbnih kanala, u sedimentološkoj su literaturi poznati pod imenom **megaslojevi** (*megabeds*, *big beds* – Rupke, 1976; Bouma, 1987). Postoje, međutim, i drukčije definicije megaslojeva,

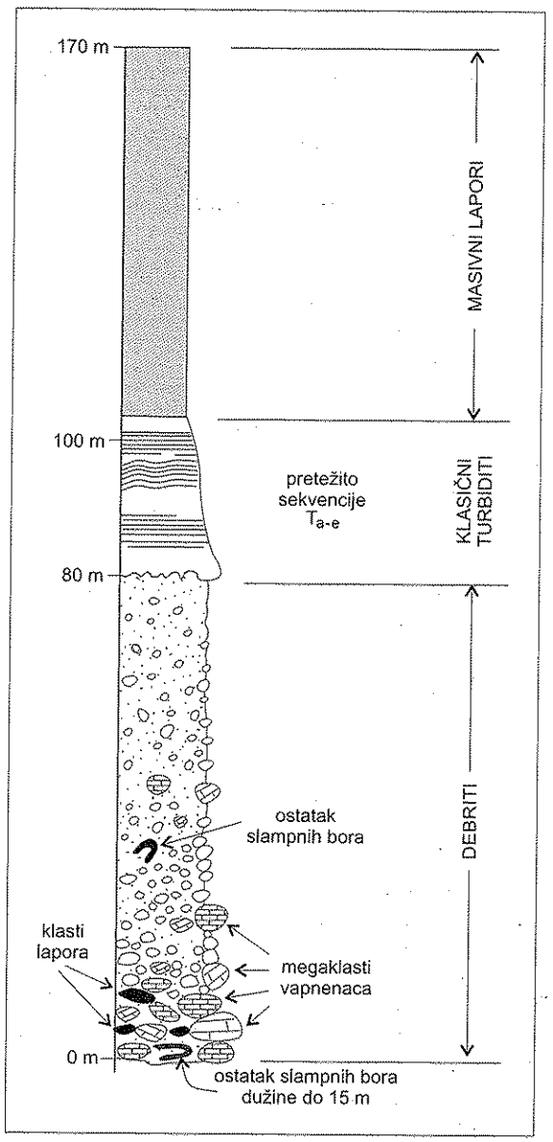


Slika 20–8 Donji dio približno 6 m debelog megasloja u eocenskom flišu kod Huma u Istri. Kontakt prema podinskom laporu je izrazito erozijski, neravan i oštar. Lošesortirani, slabozaobljeni do uglasti, 10–60 cm veliki klasti, a mjestimice i blokovi gornjokrednih vapnenaca promjera do 2 m, glavna su komponenta donjeg dijela megasloja koji se naviše odlikuje jasnom gradacijskom slojevitošću (gornji dio slike), a završava kososlojevitim i vijugavolaminiranim sitnozrnastim foraminiferskim bioklastičnim detritusom biokalkarenitnog tipa (nije prikazano na ovoj slici).

uglavnom temeljene na njihovoj debljini, odnosno na tomu da imaju "debljine od nekoliko metara" ili "više od 10 m", dok Mutti i dr. (1984) megaslojeve definiraju njihovim ukupnim volumenom, tj. da im je volumen >1 km^3.

Postoji više tumačenja postanka megaslojeva, ali se uglavnom smatra da su nastali taloženjem iz više istodobnih mutnih struja velike gustoće bez dovoljno vremenskog razmaka da iz njih nastanu potpune sekvencije krupnozrnastih turbidita, tj. iz više takvih struja na određenom se dijelu taložnog prostora istodobno taložio samo krupnozrnasti detritus. Mutne struje velike gustoće koje prenose tako velike količine krupnozrnastog detritusa mogle su biti uzrokovane katastrofičnim događajima na kopnu i/ili podmorskim padinama, pa megaslojevi imaju veliko značenje u tumačenjima sinsedimentacijske tektonike.

Megaslojevima pripadaju i megaturbiditi (Mutti i Ricci-Lucchi, 1975; Doylle i Bourrouilh, 1987),



Slika 20–9 Glavne značajke i sastav megaslojeva kompleksa Kamen–Sutikva unutar srednjoeocenskih klastita područja Splita i Kaštela u središnjoj Dalmaciji (prema Marjancu, 1989).

seizmoturbiditi nastali pri seizmičkim katastrofičnim kolapsiranjima na rubovima šelfova (Mutti i dr., 1984) i katastrofični turbiditi (Reading, 1986).

Zbog "kaotične" strukture i pojavljivanja ekstrabazenskih klasta pojedini megaslojevi su shvaćeni i kao "olistostrome".

U megaslojeve, kako po dimenzijama tako i po podrijetlu, mogu se svrstati debeli i po pružanju više desetaka kilometara dugački slojevi konglomerata, brečo-konglomerata i "numulitnih breča" u eocenskom flišu Istre (sl. 5–9 i 20–8). Unutar fliša pretežito distalnih značajki, tj. sekvencija sastavljenih od tankih pješčanih slojeva i debljih intervala lapora koji sadrže globigerinske planktonske foraminifere, pojavljuje se četiri do pet megaslojeva debljine od 1,5 do 7 m. U donjem se dijelu (sl. 5–9 i 20–8) sastoje od krupnih slabozaobljenih ili uglastih fragmenata gornjokrednih vapnenaca, mjestimice i olistolita promjera >2 m, i krupnozrnastog matriksa, a u srednjem dijelu sekvencije od odlomaka vapnenaca i skeleta krupnih bentosnih foraminifera (najčešće iz skupine numulita) i/ili njihovog kršja u srednjozrnastom matriksu. U gornjem dijelu megaslojeva u pravilu izrazito prevladava sitnorazdrobljeno kršje foraminifera.

Pojedinačni megaslojevi u flišu Istre u početnoj su fazi taloženi iz debritnih, zatim i turbiditnih tokova velike gustoće, a sredinom i pred kraj i iz turbiditnih struja srednje do male gustoće. Za razliku od distalnog fliša u kojem se megaslojevi pojavljuju, takvi su se gravitacijski tokovi kretali niz bokove, tj. približno okomito na uzdužnu os flišnog korita, a inicirani su sinsedimentacijskom tektonikom – tektonskim šokovima. Naime, pri tektonskom spuštanju dijelova karbonatne platforme postupno je nastajalo sve dublje i dublje korito (ili korita), uz istodobno izdizanje bokova na kojima je dolazilo do nagle erozije izdignutih dijelova karbonatne platforme, u prvome redu najmlađih, eroziji najviše izloženih paleogenskih i gornjokrednih naslaga.

U Hrvatskoj su kao megaslojevi interpretirani i pojedini "debeli slojevi koji sadrže velike blokove" ili "slojevi Tintor tipa" unutar Prominske formacije u sjevernoj Dalmaciji (Babić i Zupanič, 1983). Na tom području "debeli slojevi" imaju debljine od 2,5 do 30 m, protezanje i više od 6 km, a tvore sedimentna tijela oblika pokrova. Sastoje se od dva člana, od kojih donji ima kaotičnu građu i sastoji se od uglastih do zaobljenih blokova eocenskih (alveolinskih, numulitnih i diskociklinskih) vapnenaca veličine od 40 do 160 m, a debljina člana je 17 do 30 m. Gornji član pokazuje gradaciju, sadrži klaste veličine 1 do 20 m koji pripadaju dobroslojevitim kalkarenitima i laporima. Autori smatraju da su se blokovi odvajali u zoni rasjednih brazgotina u gornjem dijelu padine i u plićacima, kretali niz padinu gravitacijskim tokovima velike gustoće i uklapali u dubokomorske "hemipelagične" taloge, te da su "debeli slojevi Tintor tipa" s velikim blokovima plitkomorskih vapnenaca talozi podnožja padine, stope padine ili proksimalnog dijela bazenske ravnice.

Megasloj unutar srednjoeocenskih klastita, koji u području Splita i Kaštela u središnjoj Dalmaciji tvori 1/4 do 1/3 ukupne debljine tih klastita, opisao je Marjanac (1989, 1991). U srednjoeocenskim klastitima autor izdvaja tri tipa slojeva – kompleksni sloj, sloj klasičnih T_{c-e}, ponegdje i T_{a-e} turbidita, i sloj "kompleksnih turbidita" (*composite turbidites*). Kompleksni slojevi, primjerice Kamen–Sutikva debljine 170 m i volumena 5 km^3 (sl. 20–9), sastoje se od debrita, klasičnih T_{a-e} turbidita i masivnih lapora. Debriti imaju debljinu od 80 m, pripadaju krupnozrnastim debritima koji se sastoje od zaobljenih, slojevitih i obično okršenih, golemih blokova aptsko–albskih i paleogenskih vapnenaca, klasta kalkarenita i deformiranih klasta lapora, mjestimice s ostacima velikih slampnih bora (dimenzija i do 15 m).

Autor debritni sloj (sl. 20–9) interpretira kao talog debritnog toka koji je uzrokovan katastrofičnim kolapsom ruba šelfa, pri čemu je kolapsna zona zahvatila čak i neka vrlo plitkomorska područja. Smatra da postupni kontakt debrita i klasičnih T_{a-e} turbidita u krovini ukazuje na jedinstveni i kontinuirani postanak debrita, turbidita i masivnih lapora ukupne debljine od 170 m iz gravitacijskih tokova koji su pretpjeli višekratne refleksije.

Krupnozrnasti turbiditi taloženi iz pijeskom bogatih turbiditnih struja velike gustoće (*sandy high-density turbidity currents model* – Lowe, 1982) sadrže uglavnom samo pješčani detritus i sastoje se od bazalnog sloja koji je taložen iz struje velike gustoće u kojoj je detritus najkrupnijeg zrna (krupni pijesak i sitni šljunak) bio vučen po dnu. Pritom se taj sloj razvija kao pješčani član S_1 sa strukturama vučenja i kosom slojevitošću (sl. 20–7).

Krupnozrnasti turbiditi taloženi iz pijeskom bogatih turbiditnih struja velike gustoće razlikuju se od srednjozrnastih klasičnih Bouminih turbidita po debljini i teksturno-strukturnim značajkama pješčanih intervala. Idealna sekvencija krupnozrnastih turbidita taložena iz turbiditne struje velike gustoće bogate pijeskom (sl. 20–7) sastoji se od šest članova (Lowe, 1982):

- Najprije se na erodiranoj podlozi iz struje u kojoj se detritus prenosi vučenjem taloži bazalni pješčani član S_1. Sastoji se od krupnozrnastog pijeska s tankim slojevima sitnog šljunka, a odlikuje se strukturama vučenja i kosom slojevitošću kao posljedicom migracije pješčanih oblika sličnih dinama.
- Zbog usporavanja toka i time slabljenja njegove snage prenosa detritusa na bazalnom sloju S_1 dolazi do daljnjeg odlaganja materijala vučenog tokom u obliku horizontalnog sloja krupnozrnastog pijeska S_2 s tankim slojevima sitnog šljunka koji pokazuje obrnutu gradaciju. Ta se pješčana turbiditna jedinica mjestimice može pojaviti i kao početni sloj sekvencije srednjozrnastih (pješčanih) turbidita, tj. prije intervala gradacije T_a Boumine sekvencije (sl. 20–1, 20–2 i 20–3).
- Nakon što je iz struje velike gustoće istaložen šljunkovito–pješčani detritus najkrupnijih dimenzija koji je bio vučen po dnu (članovi S_1 i S_2) preostali pješčani detritus se u struji velike gustoće nalazi u suspenziji i postupno se taloži u obliku masivnog ili normalno gradiranog pješčanog člana S_3. Taj se član sastoji od pijeska koji može imati masivnu građu ili normalnu gradaciju, a u srednjem i gornjem dijelu dobro razvijene strukture nastale istiskivanjem vode (*water escape structures*), osobito stupaste (*pillar structures*) i zdjelaste (*dish structures*) strukture.

Nakon taloženja krupnozrnastog i srednjozrnastog pješčanog detritusa turbiditna struja gubi značajke struje velike gustoće, jer je u njoj preostao samo sitnozrnasti detritus (sitni pijesak, prah i glina).

Za razliku od klasičnih srednjozrnastih Bouminih turbidita u tom se slučaju ispod intervala T_d ne pojavljuje pješčani član T_c s tipičnom vijugavom i/ili kosom laminacijom već potpuno drukčiji član turbiditne sekvencije, kojeg Lowe (1982) označava kao član T_1. U kontinuitetu taloženja iz istog turbiditnog toka koji je iz struje velike gustoće taloženjem krupnozrnastog šljunčano–pješčanog detritusa poprimio odlike turbiditne struje male gustoće talože se sljedeća tri člana (sl. 20–7):

- Član T_1 – sitnozrnasti i prahoviti pijesak prenošen vučenjem detritusa po dnu, koji se sastoji od tri sloja. Donji i srednji dio pripadaju sloju koji pokazuje kosu slojevitost velikih dimenzija. Na njima slijedi sloj s *flat*-laminacijom tipa T_b, a na vrhu je sloj s vijugavom i kosom laminacijom tipa T_c klasičnih Bouminih turbidita.
- Član T_d – nejasno paralelno laminirani mulj koji odgovara intervalu T_d klasičnih Bouminih turbidita.
- Član T_e – muljevito–glinoviti i karbonatni član, koji odgovara pelitnom (interturbiditnom) intervalu T_e klasičnih Bouminih turbidita, završni je član idealne sekvencije krupnozrnastih turbidita taložene iz turbiditne struje velike gustoće bogate pijeskom.

20.2.3.2.2. Sitnozrnasti ili muljni turbiditi

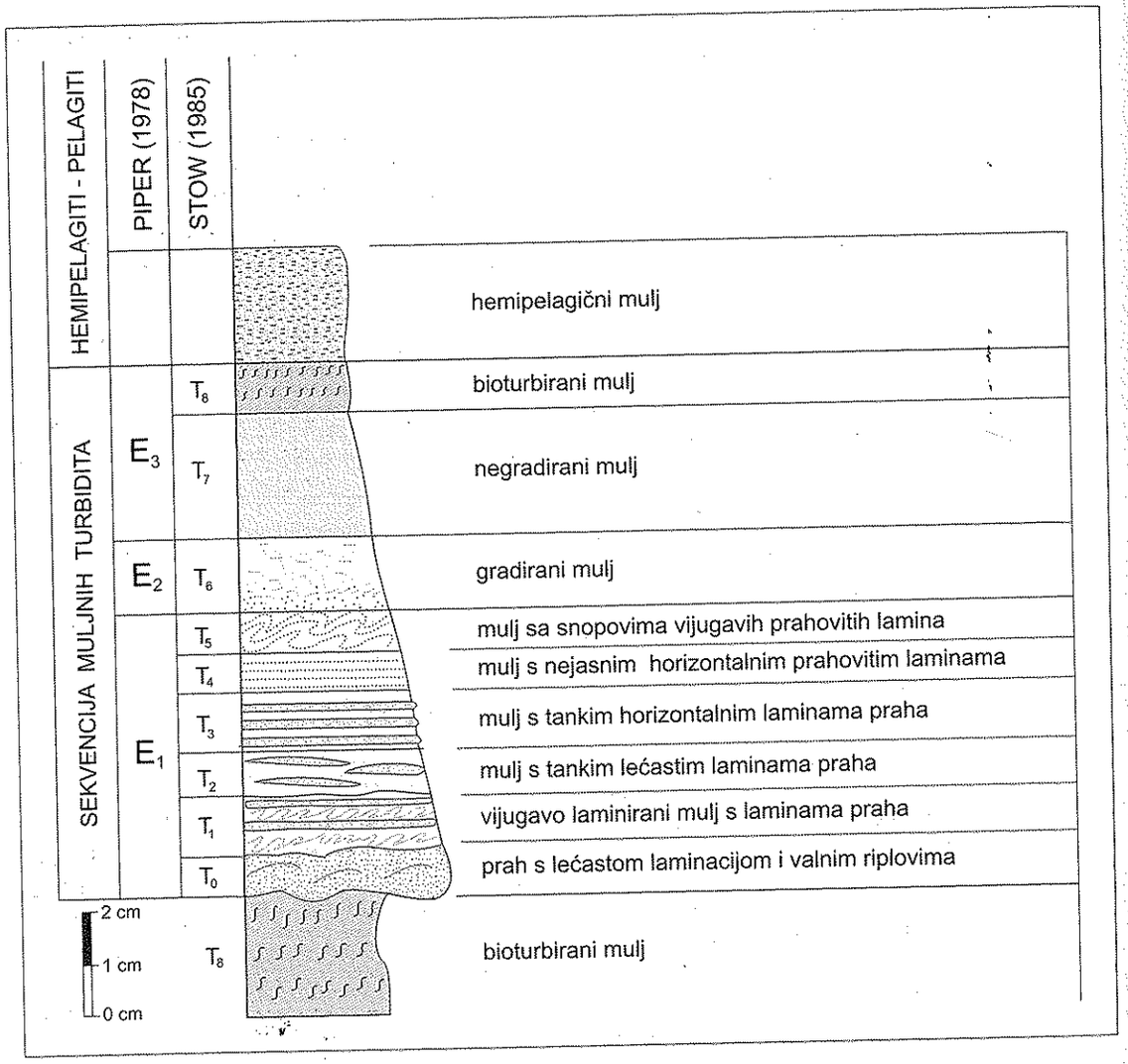
Sitnozrnasti (muljni) turbiditi (*fine-grained turbidite* – Piper, 1978; Stow, 1986) pretežito su sastavljeni od praha, mulja i gline.

Sekvencija sitnozrnastih (muljnih) turbidita prema Piperu (1978) ima tri karakteristična člana (sl. 20–10):

- donji član E_1 odlikuje se gradiranim i laminiranim siltom i muljem,
- srednji član E_2 sadrži gradirani mulj, a
- gornji član E_3 negradirani mulj.

U odnosu na ovu podjelu i građu sekvencije sitnozrnastih turbidita Stow (1986) daje detaljniju podjelu i razradu takve sekvencije u devet tanjih članova. Sekvencija muljnih turbidita se prema Stowu (1986) sastoji od sljedećih devet članova (sl. 20–10):

- početni član T_0 – tanka lamina praha, obično s lećastom laminacijom,



Slika 20–10 Građa i teksturno–strukturne značajke sekvencije muljnih turbidita prema Piperu (1978) i Stowu (1986).

– član T_1 – razmjerno debeo sloj vijugavo laminiranog mulja i lamina praha,
– član T_2 – mulj s tankim lećastim laminama praha i valnim riplovima malih amplituda,
– član T_3 – mulj s tankim horizontalnim laminama praha,
– član T_4 – mulj s nejasnom horizontalnom laminacijom prahovitih lamina,
– član T_5 – mulj sa snopovima tankih lamina praha.

Na tih šest članova, koji odgovaraju Piperovom članu E_1, slijede:

– član T_6 – gradirani mulj,
– član T_7 – negradirani mulj, i
– član T_8 – masivni i/ili bioturbirani mulj.

Srednjozrnasti (pješčani), a posebice sitnozrnasti ili muljni turbiditi talože se iz turbiditnih struja male gustoće (vidi odjeljak 2.2.2 i sl. 20–1), kako je to detaljnije objašnjeno u odjeljku 20.2.3.1.

20.2.3.3. Turbiditne lepeze, proksimalni i distalni turbiditi

Cjelokupni prostor koji zauzima materijal istaložen iz turbiditne struje naziva se **turbiditna lepeza**, jer je oblik tako nastalog sedimentnog tijela sličan lepezi (sl. 20–1, 20–4 i 20–5).

Ako je u taložni prostor turbiditnim strujama donošen materijal iz istog izvorišta tijekom dužeg vremenskog razdoblja, odnosno unutar jedne veće turbiditne lepeze, obično se razlikuje područje blizu izvorištu materijala koje označavamo kao proksimalno područje, i područje dalje od izvorišta materijala – distalno područje (sl. 20–4).

Pod distalnim područjem uglavnom se smatraju zaravnjeni dijelovi bazena dalje od padine, ili periferni dijelovi turbiditne lepeze.

Proksimalnom području najčešće pripadaju krupnozrnasti, a distalnom području sitnozrnasti ili muljni turbiditi, dok su srednjozrnasti ili pješčani turbiditi obično smješteni u središnjem dijelu između pretežito proksimalnog i pretežito distalnog dijela taložnog prostora.

Za **turbidite taložene u proksimalnom području** – odnosno krupnozrnaste turbidite – tipične su sljedeće teksturno-strukturne i litološke značajke:

– debeli slojevi članova T_{a-c} nepravilnih lećastih i kanalnih oblika s oštrim i nepravilnim donjim slojnim površinama koje sadrže tragove erozije i deranja, i uglavnom oštrim gornjim slojnim površinama;
– intervali T_a i T_b sastoje se od loše sortiranih zrna dimenzija krupnog pijeska i sitnog šljunka;
– u Bouminim sekvencijama pješčani intervali T_a, T_b i T_c bitno su deblji od intervala T_d i T_e sastavljenih pretežito od praha i gline (tj. muljeva), pa je odnos debljina pješčanih intervala (T_{a-c}) prema muljevito–glinovitim intervalima (T_{d-e}) vrlo visok (znatno >1);
– pješčani slojevi su ponegdje "stopljeni" (amalgamirani) zbog ponavljanja intervala gradacije T_a bez međusobno oštre granice;
– česte su kompletne sekvencije od T_a do T_e s oštrom neravnom bazom i obično nejasnom laminacijom u T_b, T_c i T_d intervalima;
– na donjim slojnim površinama kojima počinju sekvencije česti su tragovi tečenja i erozijski kanali;
– bioturbacija uglavnom izostaje;
– česti su slampovi i pojavljivanje turbidita u zajednici s debritima.

Za **turbidite taložene između izrazito proksimalnog i izrazito distalnog područja**, odnosno za srednjozrnaste (pješčane) turbidite, tipične su sljedeće značajke:

– pravilni tanki do srednje debeli pješčani slojevi bočno podjednakih debljina;
– oštre i neravne donje slojne površine sekvencija, često s manjim tragovima deranja, a gornje slojne površine intervala obično s postupnim međusobnim prijelazima;
– dobro razvijene klasične Boumine sekvencije s intervalima T_{a-e}, T_{b-e} i T_{c-e};
– u Bouminim sekvencijama odnos debljina pješčanih intervala (T_{a-c}) prema debljinama muljevito–glinovitih intervala T_d i T_e približno je podjednak, jer u ukupnoj debljini sekvencija podjednaki udio imaju pješčani T_{a-c} i muljevito–glinoviti T_d i T_e intervali;
– dobro razvijena gradacija u intervalu T_a, horizontalna laminacija u T_b i vijugava laminacija i valni riplovi u T_c;
– pješčani intervali (T_{a-c}) uglavnom se sastoje od srednjo- i dobrosortiranih srednjozrnastih pijesaka, a muljevito–glinoviti intervali (T_{d-e}) od pjeskovitog i glinovitog praha i muljeva;
– dobro razvijena bioturbacija u intervalima T_d i T_e;
– pojavljuju se u zajednici sa sitnozrnastim (muljnim) turbiditima i hemipelagitima.

Za **turbidite taložene u distalnom području**, odnosno za sitnozrnaste ili muljne turbidite, tipične su sljedeće odlike:

- u vertikalnom slijedu sekvencija slojevi pješčenjaka su tanki i jednoličnih debljina, a sastoje se od srednjo- do dobrosortiranih sitnozrnastih pijesaka;
- prevladavaju horizontalno laminirani planparalelni slojevi (tj. slojevi bočno podjednakih debljina);
- česta je postupna gradacija malih dimenzija;
- erozijski kanali izostaju, a otisci tragova tečenja su rijetki i/ili malih dimenzija;
- u Bouminim sekvencijama odnos debljina pješčanih intervala (T_{a-c}) prema debljinama muljevito–glinovitih intervala T_d i T_e je nizak (<1), jer u ukupnoj debljini sekvencija izrazito prevladavaju muljevito–glinoviti T_d i T_e intervali;
- česte su sekvencije tipične za sitnozrnaste – muljne turbidite, odnosno turbiditi Piperovog i Stowovog tipa;
- kompletne sekvencije T_{a-e} su rijetkost – prevladavaju podsječene sekvencije T_{c-e} i T_{d-e};
- česta je intenzivna i dobro razvijena bioturbacija;
- pojavljuju se u zajednici sa srednjozrnastim – pješčanim – turbiditima, konturitima, pelagitima i hemipelagitima.

Iz svega prikazanog jasno proizlazi da je pri regionalnim istraživanjima turbiditnih sedimenata moguće na temelju tipa turbidita, građe sekvencija i njihovog litološkog i granulometrijskog sastava, te facijesnih zajednica u kojima se turbiditi pojavljuju donositi zaključke o mjestu gdje je materijal turbiditne struje taložen u odnosu na prvobitnu akumulaciju (distalno ili proksimalno područje sedimentacije), o rubnom ili središnjem dijelu lepeze, te o geometriji i rasprostranjenosti turbiditnih lepeza. Takva istraživanja imaju i veliku praktičnu vrijednost, osobito kad se istražuju ležišta nafte i plina, jer su proksimalni dijelovi turbiditnih lepeza bogati pješčanim intervalima T_a do T_c u pravilu dobri potencijalni kolektori, a distalni dijelovi u kojima dominiraju glinoviti intervali T_d i T_e izvanredne izolatorske stijene.

Kako bi se pri terenskim istraživanjima što lakše i sustavnije mogle zabilježiti sve kompleksne teksturno-strukturne i litološke značajke, debljine sekvencija i pojedinih intervala, smjerovi paleotransporta i drugo, koriste se posebni formulari terenskih zapisnika. Primjer takvog zapisnika s podacima istraživanja turbiditnih sedimenata donjeg sarmata okolice Okučana prikazuje sl. 3–1.

20.2.4. Facijes konturita

Konturiti (*contourites*) su sedimenti nastali taloženjem iz pridnenih morskih struja koje se kreću uz obrise samog morskog dna, tj. konturnih struja (Stow i Holbrook, 1984).

To su stalne morske struje koje imaju znatan utjecaj na prijenos i taloženje mulja, praha (silta) ili sitnog pijeska na morskom dnu. Od turbiditnih struja razlikuju se po tomu što su to stalne morske struje, odnosno geostrofične struje, koje su uz kontinentalne padine generirane razlikama u temperaturi vode. Međutim, talozi nastali njihovim djelovanjem (konturiti), po litološkim se značajkama bitno ne razlikuju od sitnozrnastih turbidita.

Konturiti nastaju u podnožju kontinentalnih padina, rijetko na bazenskim ravnicama, a uopće ih nema na abisalnim ravnicama. Vezani su uz podnožje kontinentalnih padina prostranih morskih i oceanskih bazena u kojima postoje stalne konturne struje. Prema prevladavajućem tipu sedimenata s obzirom na granulometrijski sastav razlikuju se muljni i pjeskoviti konturiti.

Muljni konturiti (*muddy contourites*) su sitnozrnasti, loše sortirani glinovito–siltno–muljeviti talozi (vidi tablicu 7–1) s manje od 15% pješčanog detritusa (Stow, 1986).

Odlikuju se homogenošću ili su potpuno bioturbirani, a vrlo rijetko pokazuju nepravilnu slojevitost, horizontalnu i lećastu laminaciju. Sastav i teksturno-strukturne odlike variraju im od sitnozrnastog homogenog mulja do prugastog praha, ovisno o izvoru primarnog materijala, a najčešće o međusobnom udjelu biogene i siliciklastične komponente. Dosta su slični hemipelagitima (vidi odjeljak 20.1.3).

Pješčani konturiti (*sandy contourites*) pojavljuju se kao tanki nepravilni slojevi debljine 1 do 5 cm, ponegdje i 5–25 cm, obično bez jasnih primarnih teksturno-strukturnih odlika, jer su potpuno

bioturbirani ili samo mjestimice sadrže očuvane tragove primarne horizontalne i kose laminacije. U posljednjem slučaju mogu pokazivati ili normalno ili inverzno gradiranje, a ponegdje i oštre ili gradacijske slojne kontakte.

Po granulometrijskom sastavu obično su to sitnozrnasti, rjeđe srednjozrnasti pijesci s lošim do srednjim stupnjem sortiranosti. Ako sadrže znatniji udio zrnaca dimenzija praha (silta), nazivaju se "prahoviti do sitnozrnasti pješčani konturiti". Uz siliciklastični detritus mogu sadržavati i varijabilni udio biogenog materijala. Pješčani konturiti se vrlo lako nepažnjom mogu zamijeniti sa sitnozrnastim turbiditima, a biogeni konturiti s hemipelagitima, odnosno pelagičnim talozima (odjeljak 20.1.3).

Muljni i pješčani konturiti u pravilu se nalaze jedni iznad drugih u karakterističnim vertikalnim "sekvencijama" koje su često slične standardnim turbiditnim sekvencijama.

Kompletna konturitna sekvencija sastavljena od jednog člana muljnih i jednog člana pješčanih konturita u donjem dijelu ima opći trend obrnute gradacije, a pri vrhu postupno prelazi u normalnu gradaciju:

- započinje sitnozrnastim homogenim muljem,
- srednji dio sadrži prugastu izmjenu svijetlih lamina praha i tamnih lamina mulja, a
- gornji dio sekvencije sadrži tanke sitnozrnaste pješčane slojeve koji poprimaju odlike normalne gradacije, tj. pijeske koji postupno naviše, a posebice na samom vrhu sekvencije, ponovno prelaze u muljevite taloge ili tanji sloj praha.

Takve promjene u veličini zrna i popratne pojave mijenjanja granulometrijskog sastava i teksturno-strukturnih odlika vjerojatno su povezane s dugoročnim fluktuacijama brzina glavnih konturnih struja.

Taloženje konturita vrlo je sporo – smatra se da je za taloženje konturitne sekvencije debljine oko 50 cm potrebno između 2.000 i 10.000 godina (Stow, 1986).

Zbog djelovanja pridnenih struja konturiti mogu pokazivati učinke pretaložavanja i ispiranja tako da gube glavne značajke tipične za konturite i prelaze u loše sortirane *lag*-konturite (*lag-contourites*), jer sadrže samo zrna pješčanih dimenzija, obično obavijena prevlakama Fe i Mn hidroksida i/ili oksida. Naime, povremene jače pridnene struje mogu isprati, tj. odnijeti muljeviti, prahni i sitnozrnasti pješčani detritus, pa na dnu od prvobitnog konturitnog taloga preostanu samo najkrupnija "isprana" zrna pješčanih dimenzija i/ili zrna sitnog šljunka (*gravel-lag contourites*).

20.3. Modeli klastičnih dubokomorskih okoliša

Unutar dubokomorske sredine Stow (1986) razlikuje tri bitno različita modela okoliša s klastičnom sedimentacijom: padine ili tzv. padinske zastore, podmorske lepeze i bazensku ravnicu.

20.3.1. Padine ili padinski zastori

Padine ili **padinski zastori** (*slope-aprons*) čine područje između šelfa i dna bazena na kontinentalnim šelfovima i velikim oceanskim bazenima, a uključuju i kontinentalne padine, kao i rubove oceanskih padina, odnosno područja prijelaza oceanskog dna u **kontinentalna uzvišenja** (*continental rise*). Dimenzije padinskih zastora variraju po širini od nekoliko stotina metara do više kilometara i u pravilu imaju blagi nagib, od samo 2 do 7°, rjeđe i 10°. Razlikuju se normalni klastični padinski zastori, rasjedne i karbonatne padine.

Rubovi oceanskih padina imaju važnu ulogu jer su to mjesta erozije i iniciranja resedimentacijskih procesa, kao i prijenosa materijala u podnožje padina, gdje prelaze u podmorske lepeze i na bazensku ravnicu.

Normalni klastični padinski zastori odlikuju se brojnim opskrbnim kanalima i opskrbnim kanjonima (*feeder channel, feeder canyon*) kojim se mehanizmima gravitacijskih tokova u bazen doprema detritus koji se zatim taloži u podnožju padine u obliku **debrita** i podmorskih **turbiditnih lepeza**. Na padinama, posebice onima strmijeg nagiba, česte su

erozije zbog naglog zarušavanja velike mase detritusa, tako da su na pročeljima padina često otkrivene starije podinske naslage.

Glavni morfološki elementi na normalnim padinskim zastorima su šelfni prekid (*shelf-break*), rasjedne kosine i klinovi grebenskih odrona, klizne i slampne brazgotine (*slide and slump scars*), nepravilni slampovi i debritne mase na krajevima kanjona i jaruga. Raspored facijesa na padinskim zastorima stoga je vrlo nepravilan, jer uz prevladavajuće sitnozrnaste sedimente (siltiti, muljevi, hemipelagiti i pelagiti) tu se pojavljuju i drugi različiti facijesi.

Na nekim normalnim padinskim zastorima s klastičnom sedimentacijom postoji razmjerno oštra muljna crta (*mudline* – Stanley i Wear, 1978) kojom su odvojeni muljeviti talozi padine od visokoenergijskih pješčanih taloga šelfnih plićaka. Duž šelfnih prekida kojima su se pijesci niz kanjone ili jaruge usipavali niz padinu i akumulirali na krajevima kanjona ili jaruga u obliku manjih ili većih sedimentnih tijela tipa lobova nalaze se različite količine tzv. pješčanih preljeva (*sand spillover*).

Rasjedne padine ili **rasjedni padinski zastori** (*faulted slope-aprons*) sadrže slampne brazgotine, klizišta i slampove i kratkotrajne plitke kanale kao posljedice klizanja i zarušavanja pod utjecajem periodične tektonske aktivnosti, prije svega rasjedanja padine.

U takvim uvjetima nastaje izrazita bočna promjenljivost facijesa zbog nejednoličnih izvora detritusa, tako da se paralelno s padinom jedan pokraj drugog nalaze kameni odroni, debriti, krupnozrnasti šljunkoviti turbiditi i sitnozrnasti muljeviti sedimenti, a udaljavanjem od rasjednih zona srednjozrnasti pješčani turbiditi, muljevi, te hemipelagični i pelagični talozi. Sekvencije se odlikuju smanjivanjem veličine zrna od dimenzija šljunka, preko pijeska do mulja, pri čemu krupnozrnasti detritus označava razdoblje tektonske aktivnosti, a muljeviti detritus razdoblja smirivanja takve aktivnosti.

Karbonatni padinski zastori (*carbonate slope-aprons*) nalaze se na rubovima karbonatnih platforma i podijeljeni su u tri tipa – odsječene grebenske rubove, blage grebene ili rubove karbonatnih plićaka, i strme, bočnim hrptovima raščlanjene padine (*ridge-flank slopes*). Takvi rubovi mogu biti vrlo strmi i prelaziti u podmorske hridine na kojima nema taloženja ili postoji samo tanki sloj taloga.

U njihovom podnožju obično mogu akumulacijom grebenskog detritusa nastati sedimentna tijela klinastog oblika, odnosno klinoforme koje se bočno nastavljaju u kalkarenite, kalklutite i pelagične ili hemipelagične vapnence, o čemu je više riječi bilo u knjizi "*Sedimentologija karbonata i evaporita*" (Tišljar, 2001).

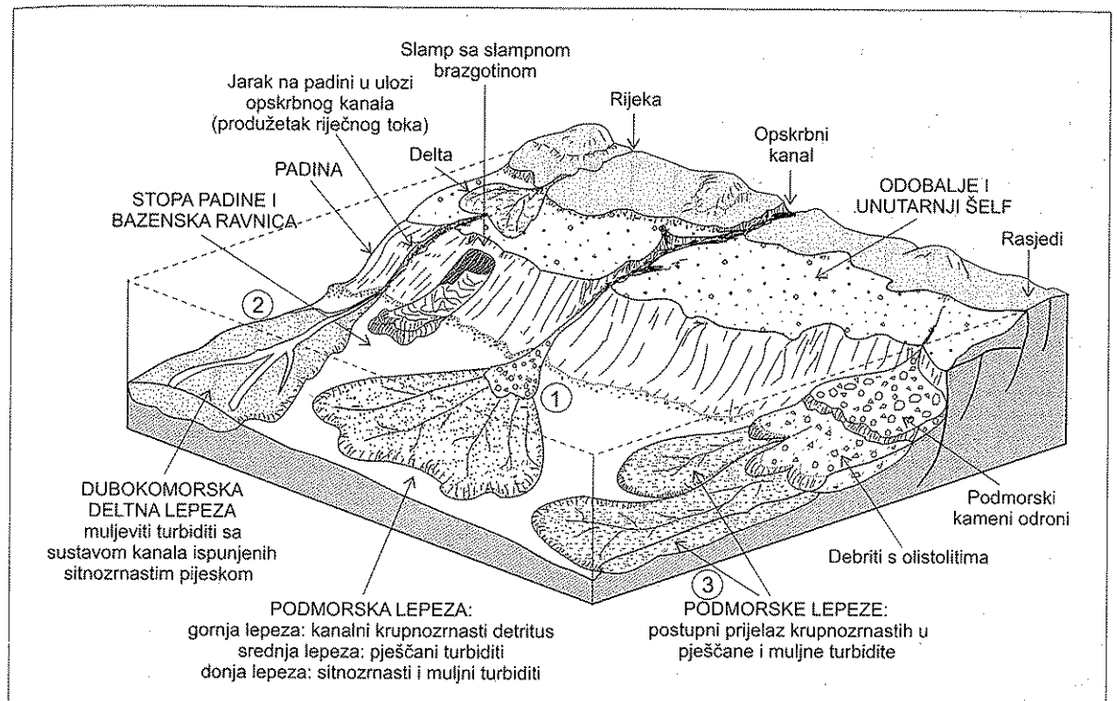
20.3.2. Podmorske lepeze

Podmorske lepeze (*submarine fans*) vrlo su značajna i široko rasprostranjena, često paralelno s padinom međusobno odvojena sedimentna tijela u podnožju padina ispod glavnih opskrbnih kanala, kanjona ili gudura (sl. 20–11).

Najvažniji opskrbni kanali kao opskrbljivači sedimentnim materijalom smješteni su na padini u produžetku rijeka, delta, kanjona, gudura, jaraka, korita i sličnih morfoloških oblika po kojima je s kopna i priobalnog dijela bazena niz padinu dopremana velika količina detritusa (sl. 20–5 i 20–11). Dimenzije podmorskih lepeza izrazito su varijabilne, promjer im može varirati od stotinjak metara do 2.000 km, a nagib im je sličan nagibima padina. Karakteristično je smanjenje nagiba od 2 do 5° u gornjem na manje od 1° u donjem dijelu lepeza.

Široku primjenu pri istraživanjima, kao i utjecaj na shvaćanje procesa taloženja dubokomorskih lepeza ima model koji su razradili Mutti i Ricci Lucchi (1972, 1975). Naime, turbiditne lepeze nisu jednostavno građena sedimentna tijela lepezastog oblika, nego su to tijela koja u poprečnim presjecima pokazuju da se sastoje od opskrbnih kanala, nasipa, međukanalnih prostora i režnjeva ili lobova, a u uzdužnom presjeku od triju zasebnih cjelina – gornje lepeze, srednje lepeze i donje ili vanjske lepeze (sl. 20–12).

Gornja lepeza (*upper fan*) sastoji se od glavne lepezne doline (*fan valley*) i nasipa, tako da u poprečnom presjeku taj dio lepeze ima konkavan



Slika 20–11 Shematski prikaz glavnih tipova oblika sedimentnih tijela submarinskih lepeza na morskom dnu. Lepeze nastaju taloženjem detritusa iz gravitacijskih tokova iz (1) opskrbnog kanala (= točkasti izvor), (2) jarka na padini kao produžetka riječnog toka s deltom na odobalju i unutarnjem šelfu (= točkasti izvor), i (3) slampnih ožiljaka i slampova na podmorskim padinama.

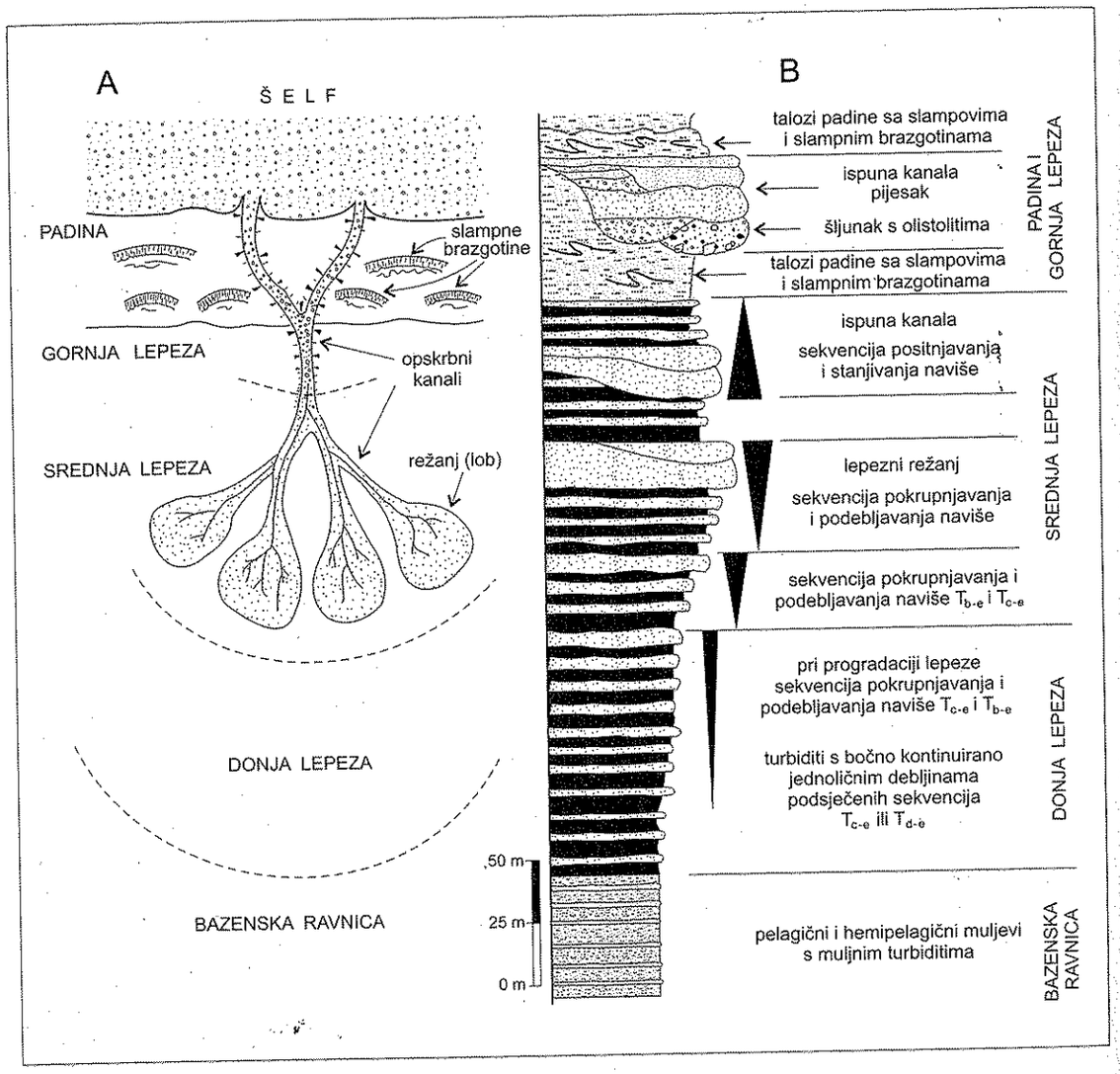
oblik – na bokovima su izdignuti nasipi, a u središnjem dijelu depresija lepezne doline.

Lepezna dolina može duž lepeze imati ravan ili manje–više krivudav tok. Na obodima doline nalazi se više desetaka do dvjestotinjak metara debeo, u odnosu na dno doline uzdignut nasip. Lepezna je dolina nastavak kanjona ili dubokog opskrbnog kanala s gornjeg dijela padine po kojem se turbiditnim strujama i drugim mehanizmima donosi velika količina detritusa.

U gornjem dijelu lepeze taloženje se zbiva uglavnom samo na dnu lepezne doline ili u njezinom kanalu, i to u obliku turbidita sa slabo razvijenim sekvencijama T_{a-e} koje se odlikuju debelim pješčanim intervalima i visokim odnosom pijesak/mulj+glina.. Sekvencije ispune kanala pokazuju smanjivanje debljine slojeva i veličine zrna od dna prema vrhu ispune kanala, dakle to su sekvencije positnjavanja naviše (sl. 20–12B).

Srednja lepeza (*middle fan*) se u profilu odlikuje konveksnim oblikom i brežuljkastom morfologijom, jer se glavna lepezna dolina ovdje dijeli u više lepeznih kanala (*fan channels*) koji se lepezasto granaju ili isprepliću (sl. 20–12A). U bokovima im se nalaze nasipi koji niz lepezu postaju sve niži, a kanali sve plići i širi, da bi na kraju završili nagomilavanjem taloga u obliku režnjeva ili lobova (*depositional lobes*, *suprafan lobes*).

Neki su kanali stalno aktivni, tj. imaju ulogu opskrbljivača i distributora detritusa, drugi su samo povremeno aktivni, a neki su potpuno napušteni.



Slika 20–12 Model submarinske lepeze. A – model klasične lepeze s opskrbnim kanalima i režnjevima (lobovima) u srednjoj lepezi. B – klasični primjer sekvencija pokrupnjavanja naviše i sekvencija positnjavanja naviše nastalih razvojem submarinske lepeze i njezinom progradacijom (modificirano prema Muttiu i Ricci Lucchiu, 1972, i Stowu, 1986).

Dubina kanala u gornjem dijelu srednje lepeze može varirati od nekoliko pa do više desetaka metara, širina u donjem dijelu od nekoliko metara do više stotina metara, a dužina više stotina metara do nekoliko kilometara.

Kasnijim istraživanjima pojedini autori razlikuju i odvojene režnjeve (*detached lobes*) koji nastaju izvan opskrbnih kanala taloženjem uglavnom samo najsitnijeg detritusa i hemipelagičnih muljeva bez detritusa donesenog turbiditnim strujama i drugim

tokovima. Takvi talozi mogu naknadno biti ispresjecani mladim kanalima koji su se erozijom usjekli u njih.

U kanalima srednje lepeze talože se turbiditi iz struja velike gustoće sa značajnim udjelom krupnozrnastog pjeskovitog detritusa i visokim odnosom pijesak/mulj+glina.

U međuprostorima kanala srednje lepeze talože se turbiditi tankih sekvencija T_{c-e} ili T_{d-e}, koje se uglavnom sastoje od praha i mulja. To su, dakle, sekvencije s niskim odnosom pijesak/mulj+glina čiji muljevi sadrže visok udio listićavih minerala (tinjaca) i biljnog trunja.

Sekvencije taložene u kanalima srednje lepeze pokazuju tendenciju smanjenja debljine slojeva i smanjivanja veličine zrna od dna prema vrhu ispune kanala, tj. pripadaju sekvencijama stanjivanja naviše i sekvencijama positnjavanja naviše (sl. 20–12B). U srednjoj se lepezi unutar pojedinog režnja nalaze sekvencije koje pokazuju povećavanje debljine slojeva i veličine zrna od dna prema vrhu režnja, odnosno sekvencije podebljavanja naviše i sekvencije pokrupnjavanja naviše (sl. 20–12B), kao posljedica progradacije lepeze.

Donja ili **vanjska lepeza** (*lower fan, outer fan*) nastavlja se na srednju lepezu postupnim i nejasnim prijelazom, a odlikuje se manje–više ravnom morfologijom, konkavnim profilom, a u svojem gornjem dijelu može sadržavati male razgranate kanale bez bočnih nasipa koji se postupno gube niz profil donje lepeze. Donja lepeza postupno nestaje u bazenskoj ravnici (sl. 20–12A).

Sedimenti taloženi u donjoj lepezi, za razliku od sedimenata bazenske ravnice, odlikuju se zajednicom tankih i debljih sekvencija karakterističnih za turbiditne struje male gustoće uz općenito smanjenje debljine sekvencija od središnjeg dijela vanjske lepeze u smjeru bazenske ravnice.

Sekvencije vanjske lepeze pokazuju porast debljine slojeva i veličine zrna (pokrupnjavanje) od osnovice prema vrhu naslaga ako lepeza progradira (sl. 20–12B). Pelitni intervali na vrhu sekvencija mogu sadržavati hemipelagične ili pelagične muljeve.

U flišu sjeverne Dalmacije, na primjer, tankoslojeviti turbiditi taloženi u dubokomorskom okolišu u obliku lobova ili režnjeva unutar "hemipelagičnog facijesa lapora" (Babić i Zupanič, 1983) odlikuju se podsječenim Bouminim sekvencijama T_{c-e} ili T_{d-e}, rjeđe i T_{b-e}, uz prevlast tankoslojevitih pješčenjaka i muljnjaka u građi sekvencija.

Zbog progradacije podmorske lepeze u vertikalnom slijedu naslage pokazuju tipično povećanje veličine zrna, tj. sekvencije pokrupnjavanja naviše, i povećanje debljina sekvencija i debljina slojeva od dna prema vrhu naslaga lepeze, odnosno sekvencije podebljavanja naviše (sl. 20–12B).

Analizom unutarnjeg ustrojstva turbidita, posebice debljina Bouminih sekvencija, odnosa pijesak/mulj+glina (uz izdvajanja sekvencija pokrupnjavanja, podebljavanja, positnjavanja i stanjivanja naviše) na dva ili više detaljno snimljenih stupova unutar turbidita mogu se dobiti vrlo važni podaci koji omogućavaju interpretaciju uvjeta taloženja i njihovog mjesta u turbiditnoj lepezi (tj. pripadaju li gornjoj, srednjoj ili donjoj lepezi) i njezinom progradacijskom ili retrogradacijskom trendu.

Na sl. 20–13 shematski su, primjerice, prikazani dijelovi detaljno snimljenih stupova približno istog kronostratigrafskog položaja, tj. prijelaza donji–gornji baden, na južnim pobrđima Psunja s takvom kompletnom sedimentološkom interpretacijom. Analiza unutarnjeg ustrojstva Bouminih sekvencija s odnosima pijesak/mulj+glina i izdvojenim sekvencijama pokrupnjavanja/podebljavanja i positnjavanja/stanjivanja naviše oba detaljno snimljena geološka stupa (A – Borovac i B – Roždanik, s međusobnim razmakom od približno 8 km – sl. 20–14) na južnoj padini Psunja čiji je kristalinski masiv, uz badenski grebensko–prigrebenski bioklastični materijal, bio izvorište detritusa za turbiditne tokove, pokazuje bitne razlike.

Turbiditi na stupu Borovac pripadaju srednjoj lepezi s čestim lepeznim režnjevima i ispunama opskrbnih kanala, a turbiditi na stupu Roždanik donjoj lepezi. Tipične tanke sekvencije muljnih turbidita i pojedinačne podsječene T_{c-d} i T_{c-e} sekvencije Bouminih klasičnih turbidita u takvoj su donjoj lepezi (B na sl. 20–13) prekrivene turbiditima koji sadrže sekvencije positnjavanja naviše kao posljedicu povećanog donosa pješčanog detritusa

opskrbnim kanalima, kao i sekvencije pokrupnjavanja/podebljavanja naviše koje pripadaju rubnim dijelovima lepeznih režnjeva srednje lepeze. To je posljedica progradacije lepeze, tj. napredovanja rubnih (donjih) dijelova srednje lepeze preko taloga donje lepeze, kako je to shematski prikazano na slici 20–13B.

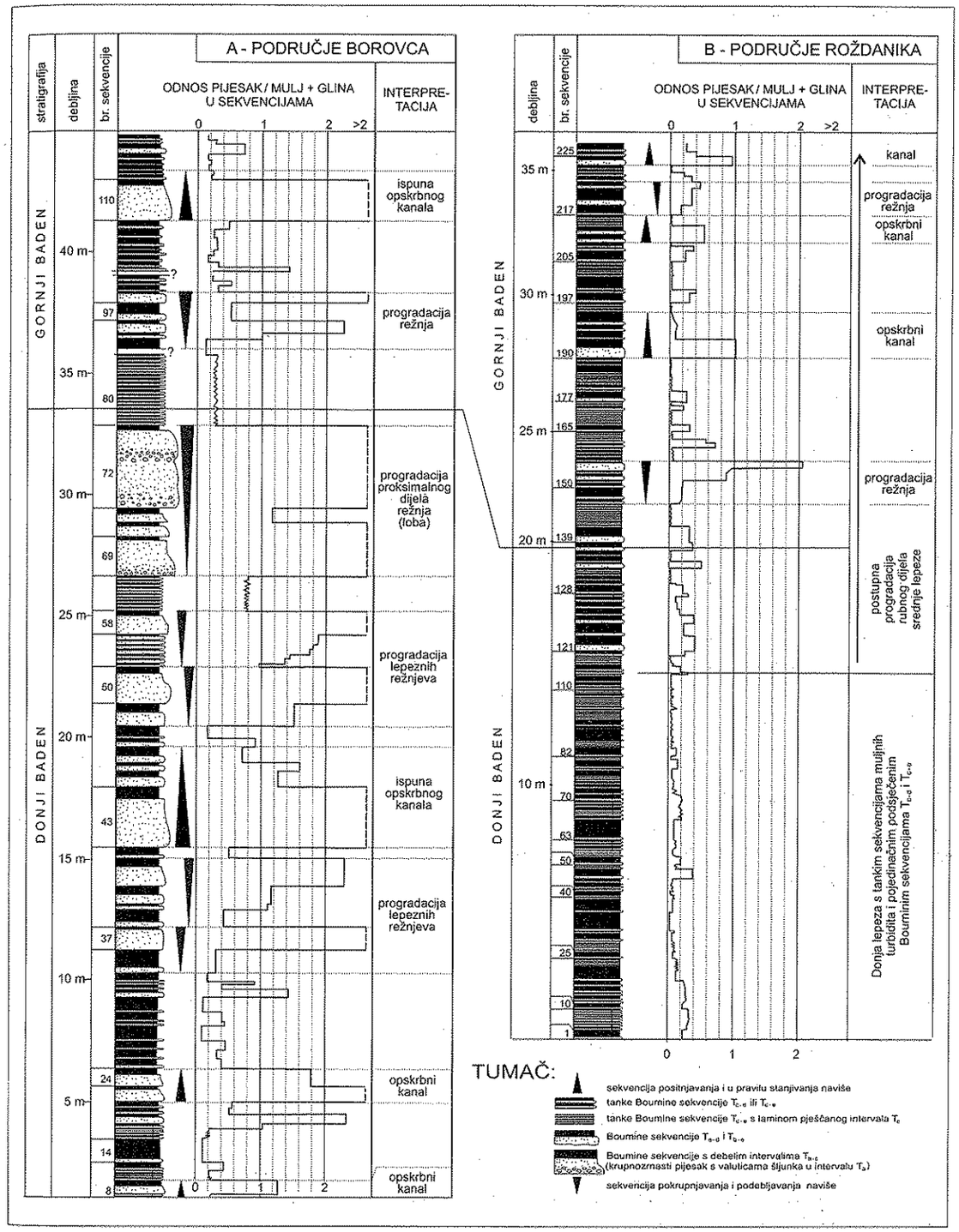
Spomenuta je progradacija u tom području mogla biti uzrokovana približavanjem izvorišta detritusa zbog relativnog snižavanja morske razine kao posljedice izdizanja masiva Psunja, ali i opće tendencije snižavanja morske razine pred kraj srednjeg i tijekom mlađeg badena. Naime, tektonsko izdizanje masiva Psunja omogućilo je jače fizikalno i kemijsko trošenje stijena na kopnenom dijelu masiva Psunja i nakupljanje većih količina pješčanog detritusa u priobalnim plićacima. Pritom je istodobno dolazilo i do oplićavanja – relativnog snižavanja morske razine – i u plitkomorskim priobalnim okolišima, što je, uz porast energije vode i moguće izronjavanje dijelova badenskih sedimenata, rezultiralo intenzivnim trošenjem i pretaložavanjem koralinacejsko–briozojskih grebena.

Akumulacija velikih količina biodetritusa u priobalnim plićacima, uz povećan donos siliciklastičnog materijala s izronjenih dijelova kristalinskog masiva Psunja, omogućavala je u uvjetima povremenih tektonskih šokova i postupnog povećavanja nagiba padine pri tektonskom izdizanju masiva Psunja opetovano generiranje gravitacijskih tokova sa značajkama srednjozrnastih (pješčanih) do sitnozrnastih (muljnih) turbiditnih tokova. U takvim uvjetima, uz postupno relativno, a vjerojatno i globalno snižavanje morske razine taloženje iz mutnih tokova poprima progradacijske značajke koje su u području prikazanom na sl. 20–13 i 20–14 u stijenskim zapisima obilježene ispunama opskrbnih kanala u obliku sekvencija positnjavanja naviše i sekvencija pokrupnjavanja i podebljavanja naviše, odnosno učestalim lepeznim režnjevima u srednjem dijelu lepeze (A na sl. 20–13), kao i prekrivanjem donjeg dijele lepeze sedimentima rubnog i/ili donjeg dijela srednje lepeze (B na sl. 20–13).

Blašković i dr. (1984) su na temelju rasprostranjenosti pojavljivanja turbiditnih intervala T_{a-e} Bouminih sekvencija i odnosa pijesak/mulj+glina u njima na širokom prostoru južnih padina Psunja (područje od Okučana do Novske) rekonstruirali pomak osi turbiditnih lepeza od istoka (Okučani) prema zapadu (Novska) tijekom predbadena, badena i starijeg sarmata. Naime, utvrđeno je da:

– u predbadenskim naslagama dominira kanalni tip sedimenata s osi sedimentnog tijela, odnosno kanala, koja se pruža pravcem sjever–jug potezom približno Rogoljica–Okučani,
– os turbiditne lepeze badenskih naslaga s pružanjem sjeveroistok–jugozapad ide područjem Okučanskog Benkovca dok se, međutim,
– os turbiditne lepeze donjosarmatskih naslaga pružanja sjeveroistok–jugozapad nalazi između Borovca i Donjeg Rajića, dakle, oko 5 km zapadnije.

To autori objašnjavaju stalnim izdizanjem masiva Psunja, što se odrazilo i migracijom glavnih tokova donosa detritusa sve više prema zapadu.



Slika 20–13 Dijelovi detaljno snimljenih stupova turbiditnih naslaga približno istog kronostratigrafskog položaja (prijelaz donji–gornji baden) na južnim pobrđima Psunja s kompletnom sedimentološkom interpretacijom na temelju analize unutarnjeg ustrojstva Bouminih sekvencija, tj. odnosa pijesak/mulj+glina, sekvencija pokrupnjavanja/podebljavanja i sekvencija positnjavanja/stanjivanja naviše. A – Detaljno snimljeni dio geološkog stupa u području Borovca (oko 5 km sjeverozapadno od Okučana) odlikuje se progradacijom lepeznih režnjeva i ispunama opskrbnih kanala srednje lepeze. B – Detaljno snimljeni dio geološkog stupa u području Rođdanika (oko 8 km zapadno od Borovca) u donjem se dijelu sastoji od tankih sekvencija muljnih turbidita, u srednjem dijelu od tankih podsječenih Bouminih sekvencija srednjozrnastih (pješčanih) turbidita, a u gornjem dijelu od tankih sekvencija pokrupnjavanja/podebljavanja naviše kao posljedice progradacije rubnog dijela srednje lepeze s progradacijom lepeznih režnjeva i opskrbnih kanala. Donji i srednji dio stupa interpretirani su kao donja lepeza, srednji dio kao donja lepeza s postupnim utjecajem progradacije rubnih dijelova srednje lepeze, a gornji dio kao donji dio srednje lepeze.

Što se tiče oblika sedimentnih tijela tipa lepeza razlikuju se radijalne, izdužene i deltne lepeze (Stow, 1986).

Radijalne lepeze imaju oblik pravilne lepeze, a nastaju koncentrično oko jednog distribucijskog kanala ili kanjona.

Gornja se lepeza pritom odlikuje konkavnim profilom s neravnom topografijom i glavnom lepeznom ravninom sinusoidnog ili ravnog oblika (vidi: gornja lepeza). Glavni tip sedimenata tog dijela radijalne lepeze debeli su krupnozrnasti turbiditi sa slabo razvijenim Bouminim sekvencijama i intervalima T_{a-e}.

Srednji dio radijalne lepeze ima konveksni oblik i humčastu ili brežuljkastu topografiju, a uglavnom je sastavljen od pješčanih kanalnih ispuna i lobova s debelim sekvencijama srednjozrnastih turbidita koji imaju vrlo dobro razvijene Boumine sekvencije T_{a-e} ili T_{b-e}.

Donji dio radijalne lepeze ima ravnu topografiju i konkavan profil, a obiluje malim kanalima koji se postupno gube niz lepezu. Tu se talože sitnozrnasti turbiditi s podsječenim sekvencijama T_{c-e} ili T_{d-e} i tipičnim prahovitim i muljevitim turbiditnim tvorevinama.

Izdužene lepeze protežu se poprečno, obično dužom osi okomito na pružanje padine koja ih opskrbljuje detritusom i imaju dva ili više opskrbnih kanala, a odlikuju se konkavnim, nepravilnim ili ravnim uzdužnim profilom.

Gornja lepeza ima široku glavu s nepravilnim slampnim brazgotinama presječenim s jednim ili više kanala ili korita i više sitnih kanala između slampnih bokova. Raspored sedimenata uglavnom je sličan rasporedu radijalnih lepeza, ali je oblik izrazito izdužen, a ne koncentričan, a tijela u građi Bouminih sekvencija sadrže više mulja od pijeska.

Deltne lepeze (*fan deltas*) podvodni su dijelovi aluvijalnih lepeza koje se nastavljaju od brdovitog kopna izravno u more ili ocean (sl. 20–11) i odlikuju se progradacijskim tipom taloženja, a općenito se sastoje od krupnozrnastih sedimenata.

U gornjem dijelu deltne lepeze i u kanalima prevladavaju šljunkovito–pješčani talozi, a u međukanalnim područjima i u donjem dijelu nanosa lepeze talozi sadrže sve više pjeskovitog i muljevitog materijala. Tu se zbog toga talože sitnozrnasti turbiditi s hemipelagičnim muljevima.

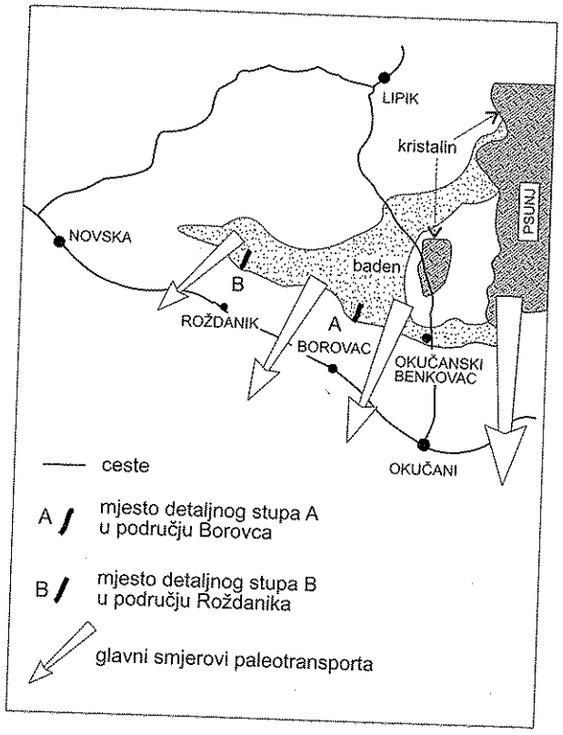
Deltne i druge podmorske lepeze i okolni talozi bazenske ravnice taložni su okoliši s razmjerno velikim obrocima taloženja koji bitno ovise o subsidenciji, a iznose reda veličine od 1 do 10 m na 1.000 godina (Einsele, 1992).

U sedimentološkoj literaturi postoje brojni modeli i klasifikacije lepeznih tijela i/ili deltnih lepeza, od onih tipičnih za delte pod utjecajem fluvijalnih i plimnih uvjeta do onih na dubokomorskim padinama i prijelazu takvih padina u bazensku ravnicu (Stow, 1986; Nemec, 1990; Postma, 1990; Prior i Bornhold, 1990).

U ovoj su knjizi deltne lepeze razdijeljene zbog koncepcijske podjele okoliša prema morskoj razini i dubini vode, tj. na prijelazne priobalne, te na plitkomorske, padinske i dubokomorske delte. Stoga će unutar ovog odjeljka o podmorskim lepezama biti prikazana samo podmorska lepezna tijela koja nastaju na dubljemorskim podmorskim padinama, dok su ostale vrste deltnih lepeza, tj. delte Gilbertovog tipa i marinske delte čije se deltne ravnice i čela nalaze pod utjecajem riječnih tokova, plimnih struja i valova, prikazane unutar prijelaznih okoliša taloženja, tj. deltnih taložnih okoliša u odjeljku 16.1.1.

Oblici podmorskih deltnih lepeza, kao i njihova granulometrijsko-litološka građa, izravna su posljedica uvjeta koji su prevladavali na širem prostoru izvorišta detritusa i unutar samog taložnog prostora. Presudnu ulogu pritom ima:

- morfologija kopna, odobalja (*offshore*-a), padine i bazenske ravnice,
- nagib i dužina padine, tj. dimenzije padine od obalne crte do bazenske ravnice i dubina na kojoj padina prelazi u bazensku ravnicu,
- kojim je mehanizmom transporta detritus donošen s kopna u zonu odobalja, unutarnjeg šelfa i na padinu, i je li do pokretanja detritusa došlo na samoj padini zbog podvodnih klizanja i slampnih brazgotina, te



Slika 20–14 Shematski prikaz položaja stupova A i B sa sl. 20–13 unutar badenskih turbiditnih sedimenata na južnom pobrđu Psunja (djelomice dopunjeno i izmijenjeno prema Blaškoviću i dr., 1984).

- točkasti ili linearni način opskrbe turbiditnih tokova detritusom.

Utjecaj takvih uvjeta na oblike podmorskih lepeza i njihovo unutarnje ustrojstvo ili granulometrijsko-litološku građu može se, primjerice, među mnogobrojnim modelima poznatim u literaturi ilustrirati s nekoliko tipičnih modela prikazanih na slikama 20–5, 20–11, 20–15, 20–16 i 20–21.

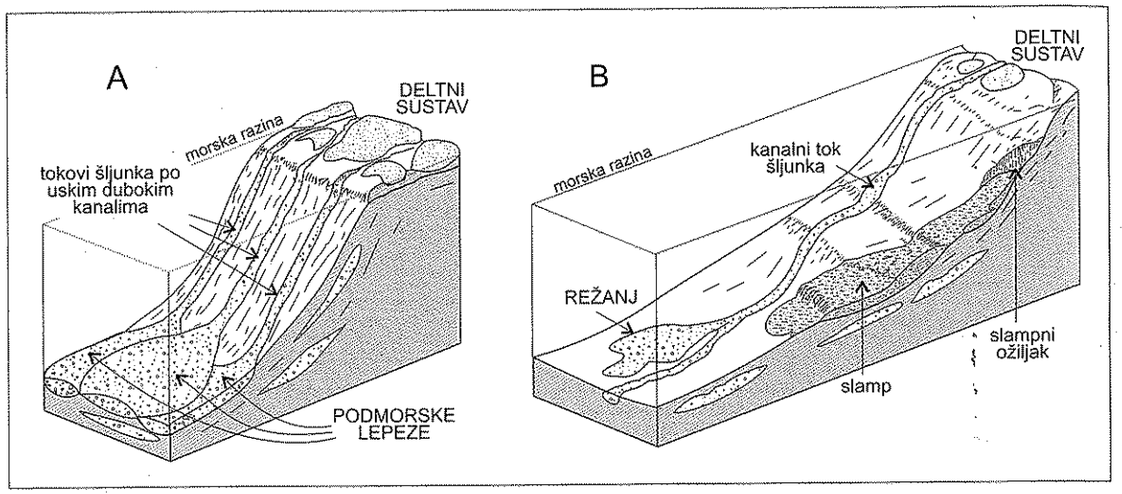
Prema Postmi (1990) na dubokovodnim padinama kao produženi prudova riječnog ušća mogu nastati dva posebna tipa podmorskih lepeza (*mouth-bar type*):

- deltom opskrbljivane padinske dubokomorske lepeze u sustavu podmorskih rampa većeg nagiba (*slope type deep water delta-fed submarine ramp system*) opskrbljivane krupnozrnastim detritusom iz deltnog sustava koji egzistira u priobalnom dijelu, a niz strmu se podmorsku padinu prenosi s više uskih, paralelnih kanala ili jaraka. U podnožju padine na krajevima takvih kanala šljunčani i pješčani detritus taloži se u obliku podmorskih lepeza (A na sl. 20–15), i
- deltom opskrbljivani dubokovodni sustav padinskog tipa s kanalnim tokom na padini i režnjem i kanalnim tokom na podnožju padine (*slope type deep water delta-fed thalweg and lobe ramp system*), u kojem se niz padinu nešto blažeg nagiba šljunčano–pješčani detritus prenosi isključivo dubokim, uskim, linearnim kanalima ili jarcima, da bi se u podnožju padine akumulirao u obliku režnja ili loba (B na sl. 20–15).

Prior i Bornhold (1990) su razradili više modela podmorskih deltnih lepeza od kojih je, primjerice, na sl. 20–16 prikazan model dubokomorskih lepeza taloženih iz turbiditnih struja na podmorskim padinama približnog nagiba 4–5° koje se pretežito hrane detritusom iz produžetaka riječnih ušća aluvijalne deltne ravnice. Riječni tokovi iz planinskog zaleđa, koje je u tektonskom izdizanju, donose velike količine pješčano–šljunčanog detritusa. Taj se detritus, osim taloženja u aluvijalnim lepezama, sustavom strujnih kanala ili dubokih uskih jaraka prenosi niz blago nagnutu, ali dugačku podmorsku padinu. Tu prelazi u turbiditne struje iz kojih se pri dnu padine talože sedimentna tijela različitih oblika i unutarnje arhitekture. To su:

- konusne šljunčane i šljunčano–pješčane lepeze ispresjecane pješčanim jarcima na čijim se krajevima talože tanke, plosnate pješčane naplavine (*splays*), i
- izdužena pješčana tijela oblika tanke, izdužene lepeze koja u gornjem dijelu – kao produžetke opskrbnih kanala gornjeg dijela aluvijalne lepeze – sadrže strujne kanale ispunjene šljunkom i pijeskom, pješčane jarke i kanale s tragovima tečenja (*flutes*).

U opće modele podmorskih konglomeratnih i pješčanih sedimentnih tijela prikazanih na slikama 20–15B i 20–16 moguće je uključiti i neke sedimente Prominske formacije zapadne Hercegovine



Slika 20–15 Oblici podmorskih lepeza nastalih na dubokovodnim padinama kao produžeci prudova riječnog ušća (*mouth bar-type* – prema Postmi, 1990). A – Deltom opskrbljivane padinske dubokomorske lepeze u sustavu podmorskih rampa većeg nagiba. Prijenos krupnozrnastog detritusa niz strmu padinu vezan je na više uskih, paralelnih kanala ili jaraka na čijim krajevima, tj. u podnožju padine, nastaju sedimentna tijela oblika submarinskih lepeza. B – Deltom opskrbljivani dubokovodni sustav padinskog tipa s kanalnim tokom na padini i režnjem i kanalnim tokom na podnožju padine. Prijenos krupnozrnastog detritusa niz padinu nešto blažeg nagiba vezan je isključivo na jedan duboki, uski, linearni kanal ili jarak iz kojeg se u podnožju padine detritus akumulira u obliku režnja.

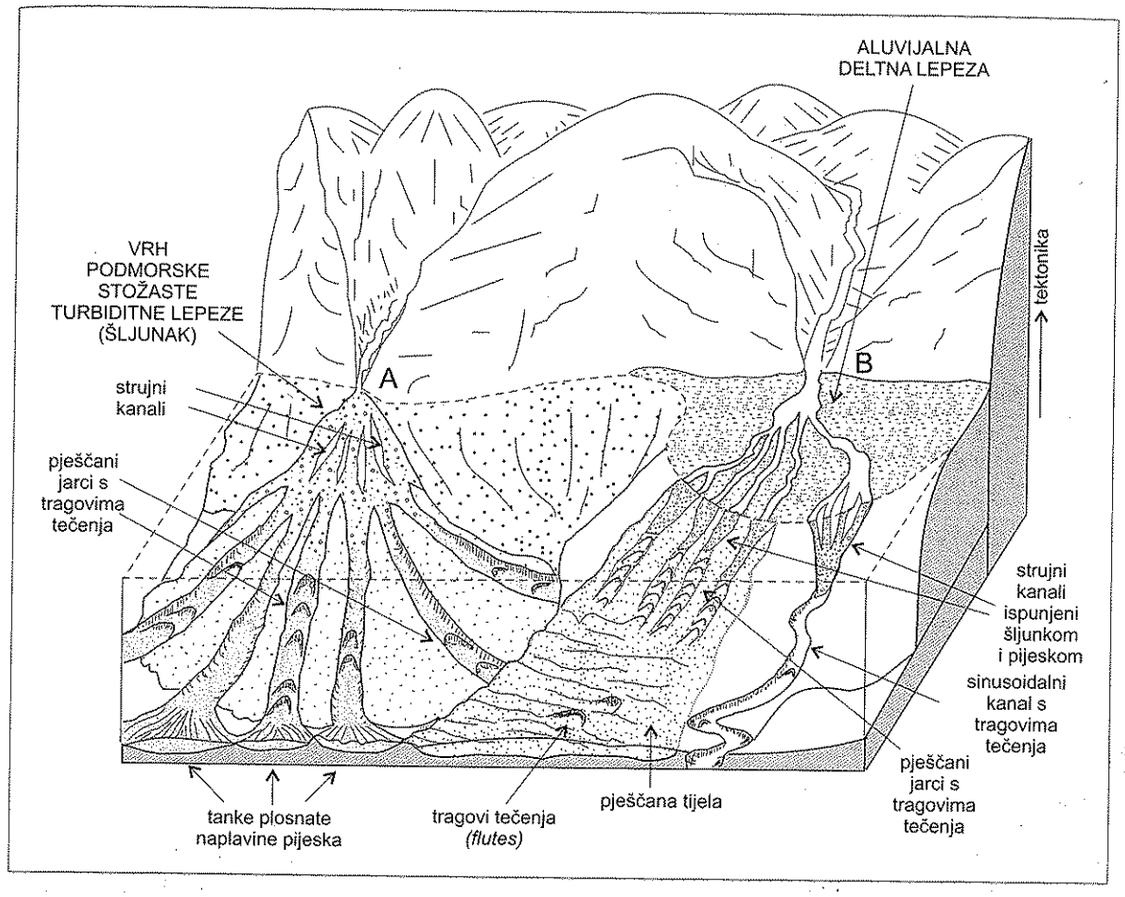
(Dragičević i dr., 1986, 1992). Naime, konglomeratna i konglomeratno–kalklititna tijela područja Studenih Vrila i Mesihovina–Rakitno kod Posušja u zapadnoj Hercegovini uložena su u lapore i općenito pokazuju tendenciju progradacije.

Na krajevima kanalnih konglomeratnih tijela često se nalaze režnjevi ili tanki plosnati pokrovi konglomerata, konglomeratičnih kalklitita i kalklitita (sl. 20–17, 20–18 i 20–19).

Konglomeratna kanalna tijela s režnjevima i/ili tankim plosnatim pokrovnim sedimentnim oblicima (sl. 20–17 i 20–18) uklopljena su ili erozijski usječena u marinske prahovite lapore s proslojcima kalklitita. Pripadnost lapora s proslojcima kalklitita marinskom okolišu, a ne okolišu poplavnih ravnica, određena je obiljem marinskog vapnenačkog nanoplanktona, a mjestimice i bentosnih foraminifera. To ukazuje da su se ova konglomeratno–pješčana kanalna tijela vjerojatno taložila na podmorskoj padini i pri njezinom podnožju u obliku podmorskih padinskih produžetaka aluvijalne lepeze s više opskrbnih kanala prema modelima prikazanim na sl. 20–15B i 20–16, pri čemu je u njihovom kopnenom zaleđu postojao morfološki vrlo razveden planinski sustav izložen intenzivnoj tektonici, tj. izdizanju.

Najpotpuniju klasifikaciju turbiditnih taložnih sustava i lepeza u dubokovodnim okolišima na bazenskim rubovima s obzirom na granulometrijski sastav detritusa i opskrbni sustav gravitacijskih tokova dali su Reading i Richards (1994). Na sl. 20–20 i 20–21 prikazana su dva međusobno vrlo različita tipa podmorskih lepeza kao posljedica taloženja iz gravitacijskih tokova s linearnim izvorištem pretežito krupnozrnastog (sl. 20–20) i pretežito pješčanog detritusa (sl. 20–21).

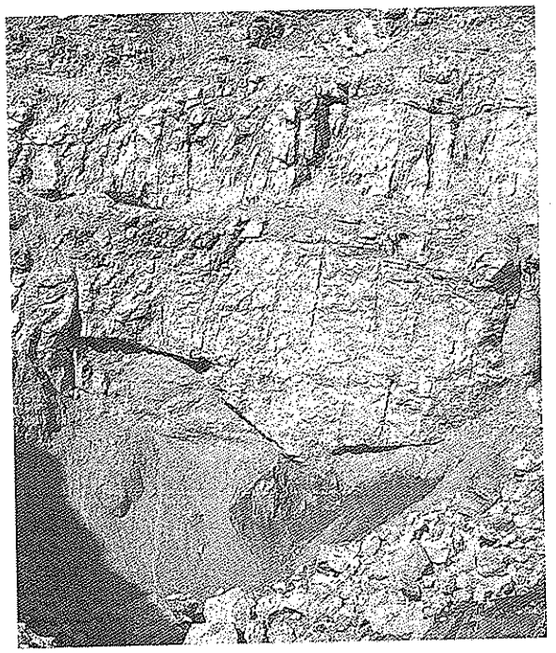
Iz gravitacijskih tokova koji potječu iz linearnog izvora pretežito krupnozrnastog detritusa s brdovitog kopna koje je u tektonskom izdizanju (sl. 20–20) nastati će sedimentna tijela tipa šljunkom bogatih padinskih zastora (*linear source gravel-rich slope apron*).



Slika 20–16 Shematski trodimenzionalni prikaz turbiditnih struja koje pretežito potječu od produžetaka riječnih ušća aluvijalne deltne ravnice na podmorsku padinu približnog nagiba 4–5° (dijelom izmijenjeno i dopunjeno prema Prioru i Bornholdu, 1990). Riječni tokovi iz planinskog zaleđa, obično tijekom tektonskog izdizanja, donose velike količine pješčano–šljunčanog detritusa, koji se osim taloženja u aluvijalnim lepezama sustavom strujnih kanala ili dubokih uskih jaraka prenosi niz blago nagnutu ali dugačku podmorsku padinu. Iz turbiditnih struja nastaju sedimentna tijela različitih oblika: (A) konusne šljunčane i šljunčano–pješčane lepeze ispresijecane pješčanim jarcima na čijim se krajevima talože tanke, plosnate pješčane naplavine (*splays*), i (B) izdužena pješčana tijela oblika tanke, izdužene lepeze koja u gornjem dijelu – kao produžetke opskrbnih kanala gornjeg dijela aluvijalne lepeze – sadrže strujne kanale ispunjene šljunkom i pijeskom i pješčane jarke i kanale s tragovima tečenja (*flutes*).

Iz gravitacijskih tokova nastalih iz više linearnih izvora pretežito pješčanog detritusa koji potječe s priobalja i odobalja s obilježjima prepletene ravnice i pješčanog šelfa (sl. 20–21) talože se turbiditi u obliku spojenih lepeza. Na kraju svakog pojedinog opskrbnog kanjona (jarka) duž crte padine pješčanog šelfa nastaje po jedna lepeza, a njihovim preplitanjem uzduž podnožja padine formira se široka zona turbiditnih spojenih lepeza u obliku **zastornih turbidita** (*apron turbidite*, *coalescing turbidite*).

Bitno različiti oblici turbiditnih i drugih podmorskih lepeza nastati će iz jednog (točkastog) izvora detritusa, primjerice na kraju opskrbnog kanala ili kanjona, kako to prikazuju sl. 20–5 i 20–11.



Slika 20–17 Kanalno konglomeratno tijelo nastalo ispunjavanjem dubokog, uskog, linearnog kanala ili jarka na podmorskoj padini, usječenog kroz više slojeva lapora i kalklitita. Kanal ili jarak na submarinskoj padini je vjerojatno produžetak riječnog ušća aluvijalne deltne ravnice. Prominska formacija, Studena Vrila kod Posušja, Zapadna Hercegovina.

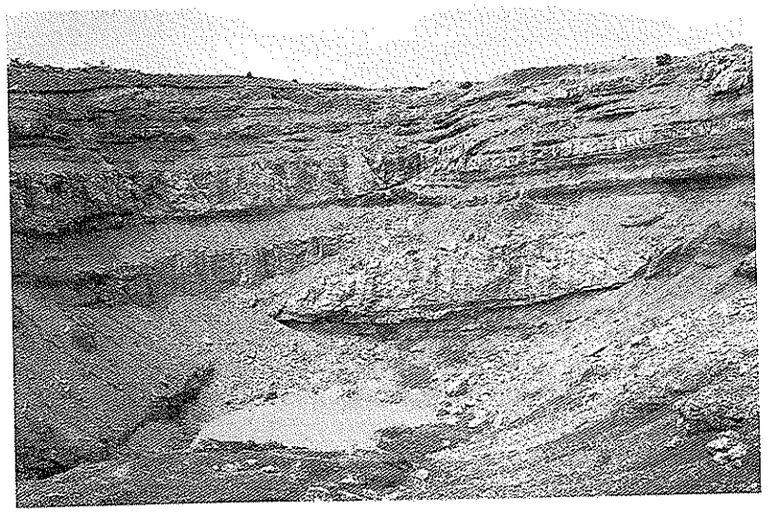
20.3.3. Bazenske ravnice

Bazenske ravnice (*basin plain*) ravna su i razmjerno duboka morska dna, koja se bez neke znatnije razvijene morfologije protežu od baze padine, odnosno od padinskih zastora dalje prema otvorenom moru (sl. 20–11 i 20–12A). Odlikuju se taloženjem pješčanih i pelitnih sedimenata bez kanala i bez bilo kakve vertikalne promjene u debljinama sekvencija i slojeva.

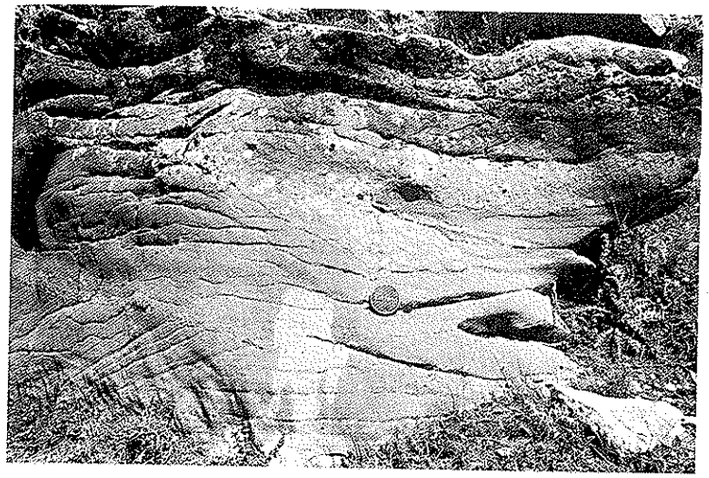
Sekvencije su podsječene, započinju intervalima (T_b? i) T_c s odnosom pijesak/mulj+glina <1 do najviše 1. Završni dijelovi pelitnih intervala redovito sadrže i tipične hemipelagične ili pelagične taloge.

Na bazenskim se ravnicama taloži sav preostali, uglavnom sitnozrnasti detritus koji je donešen s kopna ili podmorskih uzvišenja, a koji prethodno nije istaložen na padinskim zastorima i u podnožju padina. Tu se, također, taloži i bazenski pelagični i hemipelagični materijal.

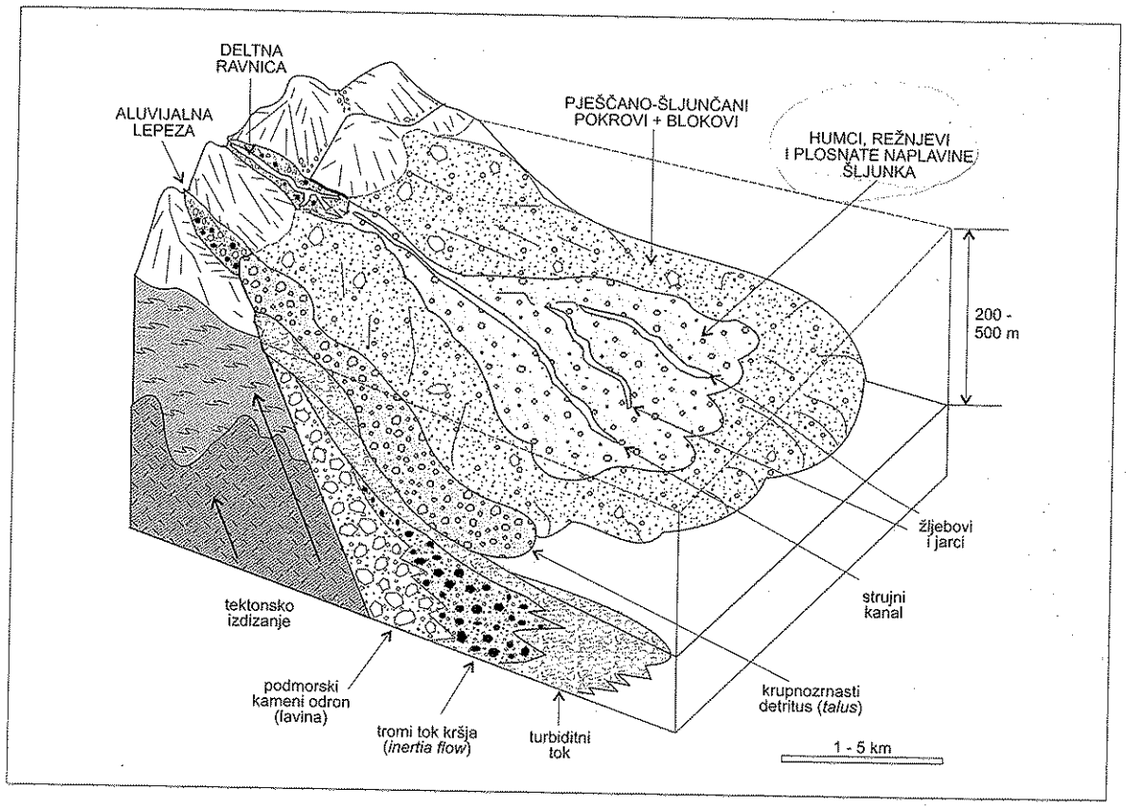
Donos siliciklastičnog materijala, kao i njegovo taloženje i miješanje s pelagičnim i hemipelagičnim materijalom na bazenskoj ravnici, uvjetovan je brojnim čimbenicima, kao što su vrste turbiditnih struja i drugih tokova, tip morske površinske i pridnene struje, geometrija i morfologija bazena, tektonika,



Slika 20–18 Progradacijski taložni sustav konglomeratnih režnjeva (lobova), plosnatih i kanalnih konglomeratno–pješčanih tijela na podmorskoj padini – vjerojatno produžetku aluvijalne lepeze s više opskrbnih kanala. Tri konglomeratna režnja ili loba taložena na podmorskoj padini na krajevima uskih, linearnih kanala ili jaraka usječenih kroz više slojeva lapora i kalklitita, i jednog tankog plosnatog konglomeratnog tijela (pkt). Gore desno je mlađe kanalno konglomeratno tijelo usječeno u marinske lapore. Prominska formacija, Studena Vrila kod Posušja, Zapadna Hercegovina.



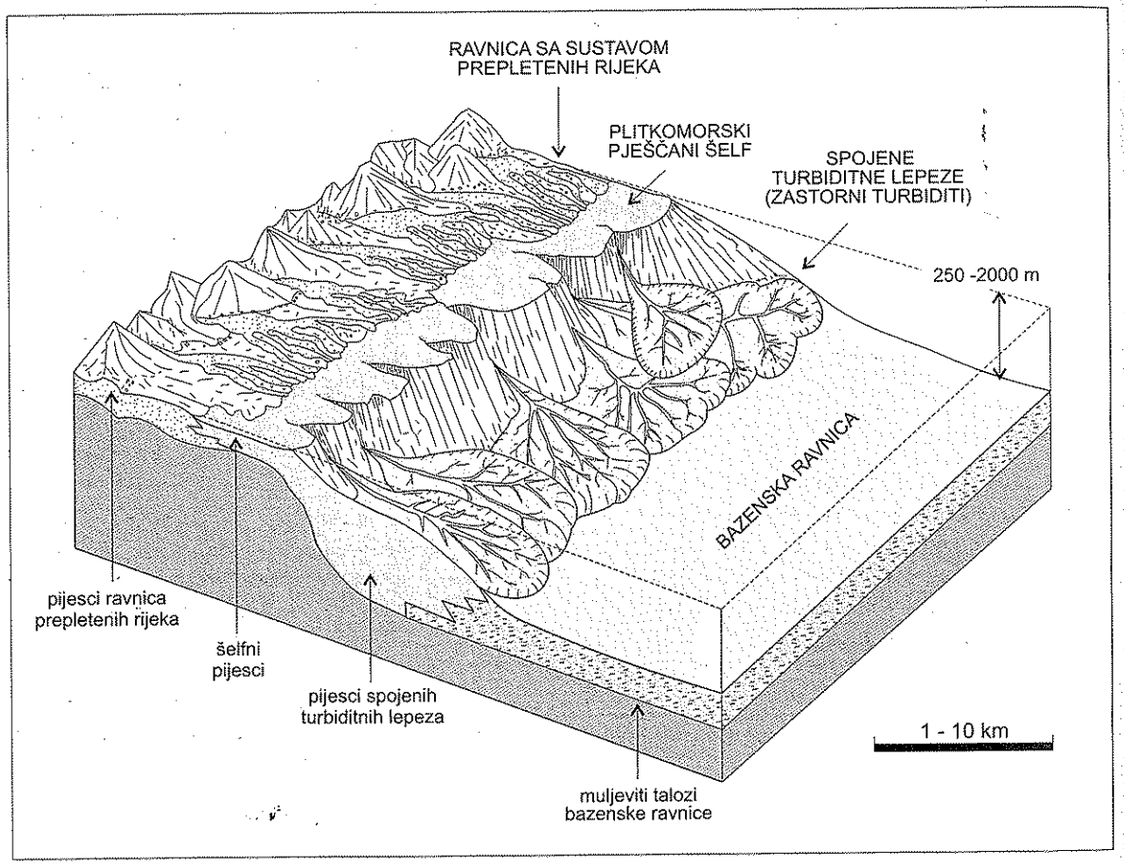
Slika 20–19 Sekvencija pokrupnjavanja naviše u progradacijskom konglomeratno–kalklititnom režnju na kraju linearnog kanala. Sastoji se od kososlojevitih kalklitita (donji dio slike) i konglomerata s izrazitom erozijskom osnovicom (gornji dio slike). Konglomerat se odlikuje pješčanom matriksnom (kalklititnom) potporom. Prominska formacija, Studena Vrila kod Posušja, Zapadna Hercegovina.



Slika 20–20 Taložni model lepeze s linearnim izvorom krupnozrnastog materijala podrijetlom s brdovitog kopna koje je u tektonskom izdizanju. Iz gravitacijskih tokova nastaju sedimentna tijela tipa padinskih zastora bogatih šljunkom (Reading i Richards, 1994).

blizina ili udaljenost izvorišnog područja detritusa, klima i geografska širina.

Na bazenskim se ravnicama uglavnom talože muljni turbiditi ili distalni sitnozrnasti turbiditi s podsječenim Bouminim sekvencijama T_{c-e} ili T_{d-e} uz izrazitu prevlast mulja nad pijeskom, tj. niskim odnosom pijesak/mulj+glina, pri čemu su intervali T_e udruženi s pelagičnim i hemipelagičnim muljevima (sl. 20–1 i 20–10).



Slika 20–21 Taložni model turbiditnih lepeza nastalih iz više linearnih izvora pješčanog detritusa koji potječe s priobalja i odobalja s obilježjima prepletene ravnice i pješčanog šelfa. Na kraju svakog pojedinog opskrbnog kanjona (jarka) duž padine pješčanog šelfa nastaje po jedna podmorska lepeza, a njihovim preplitanjem uz podnožje padine široka zona turbiditnih spojenih lepeza u obliku zastornih turbidita (*apron turbidite, coalescing turbidite* – prema Readingu i Richardsu, 1994).

21. Dubokomorske crvene gline i manganske nodule

U središnjim dijelovima oceanskih bazena CCD-granična crta ima tendenciju porasta dubine uz vrlo nisku produkciju planktonskih organizama i vrlo mali donos terigenog materijala. U takvim se sedimentacijskim uvjetima, uz veću oksidaciju vode pri dnu talože glineni talozi crvene boje poznati kao **dubokomorske crvene gline**. Boja im potječe od sitnodispergiranih čestica željeznih oksihidrata kao pigmenata glinovitog taloga, a posljedica je dugotrajne i potpune oksidacije organske tvari na dnu.

Mineralni sastav crvenih glina varira u vremenu i prostoru u vrlo širokim granicama ovisno o razlikama u izvorištu materijala. Najrasprostranjeniji su ilit, smektit, kaolinit i klorit. Smatra se da su pretežito eolskog podrijetla, dakle doneseni vjetrom u obliku vrlo sitnih čestica s kopna, a vjerojatno dijelom pripadaju i kozmičkoj prašini (Einsele, 1992).

Crvene gline često sadrže i više ili manje skeletnih ostataka kremičnih organizama, uglavnom radiolarija koje su živjele u toplim vodama ekvatorijalnog pojasa, ili ostatke skeleta dijatomeja koje su ekološki prilagođene hladnijim oceanskim vodama na većim geografskim širinama. Crvene gline su na velikim prostranstvima središnjeg dijela Tihog oceana pokrivene talogom koji se pretežito sastoji od manganskih nodula.

Manganske nodule sadrže uz mangan i varijabilnu količinu željeza i razmjerno visoki udio nikla, kobalta, bakra, molibdena te drugih metala u tragovima (Halbach i dr., 1988 – iz: Einsele, 1992). Nodule su na oceanskom dnu koncentrirane u sloju debljine nekoliko desetaka centimetara ispod kontakta voda–sediment. Većina ih ima plosnat oblik i ravnu donju površinu od koje naviše započinje koncentrična građa.

Manganske nodule nastaju vrlo sporim rastom (svega nekoliko mm na milijun godina) uz prisutnost vode normalnog saliniteta i visokooksidacijskih svojstava. Podrijetlo mangana, željeza, nikla i drugih metala koje takve nodule sadrže nije jednoznačno objašnjeno. Smatra se da bi ti elementi mogli potjecati od razgradnje organske tvari koju sadrže površinske oceanske vode nakon njihovog taloženja na dno ili da pak potječu od submarinskih efuzija.

Zbog visoke koncentracije mangana i drugih korisnih metala, recentne manganske nodule predstavljaju potencijalne mineralne sirovine za koje danas vlada veliki interes uz usmjeravanje znanstvenih istraživanja rješavanju tehnoloških procesa koji bi u budućnosti omogućili njihovo isplativo vađenje s morskog dna. U geološki starim dubokomorskim sedimentnim stijenama manganske su nodule razmjerno rijetke.

22. Literatura

Abbate, E., Bortolotti, V. & Passerini, P. (1970): *Olistostromes and olistolites*.– Sed. Geol., 4, 521–557.

Adachi, M., Yamamoto, K. & Sugisaki, R. (1986): *Hydrothermal cherts and associated siliceous rocks from the northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activity*.– Sed. Geol., 47, 125–148.

Allen, J.R.L. (1963): *The classification of cross-stratified units with notes on their origin*.– Sedimentology, 2, 93–114.

Allen, J.R.L. (1965): *Late Quaternary Niger delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies*.– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 49, 547–600.

Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary structures, their character and physical basis*.– Developments in Sedimentology, 2, 30B, Elsevier, Amsterdam, 663 str.

Allen, J.R.L. (1984): *Sedimentary structures: their character and physical basis*.– Developments in Sedimentology, 30, unabridged one-volume edition, Elsevier, 593+663 str.

Allen, J.R.L. & Collinson, J.D. (1986): *Lakes*.– U: Reading, H.G. (ur.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Publ., Oxford–London–Edinburg–Boston, 63–94.

Aljinović, D. (1997): *Facijesi klastičnih sedimenata mlađega paleozoika i starijega trijasa Gorskoga kotara*.– Nepubl. doktorska disertacija, RGN fakultet Sveučilišta u Zagrebu, 163 str.

Aljinović, D. (2000): Middle Permian fan-delta complex of the Gorski Kotar (Croatia).– *Sediment 2000, Proceeding–book*, Universität Leoben, Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie, 2000. 19–20, Leoben.

Anić, V. (1991): *Rječnik hrvatskoga jezika*.– Novi Liber, Zagreb, 887 str.

Anić, V. & Goldstein, I. (1999): *Rječnik stranih riječi*.– Novi Liber, Zagreb, 1472 str.

Ashley, G.M. and Symposium Chairperson (1990): *Classification of large-scale subaqueous bedforms*: A *new look at an old problem – SEPM bedforms and bedding structures*.– J. Sedim. Petrol., 60/1, 160–172.

Atterberg, A. (1905): *Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese*.– Chem. Zeitschr., 29, 195–198.

Austen, P.T. (1873): *Note on the siliceous pebbles from the geysers of the Yellowstone Cañon*.– Am. Chem., 3, 288–290.

Azmon, E. (1961): *Field method for sieve analysis of sand*.– J. Sedim. Petrol., 31, 631–633.

Babić, Lj. & Zupanič, J. (1983): *Paleogene clastic formation in Northern Dalmatia*.– U: Babić, Lj. & Jelaska, V. (ur.): *Contribution to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of the Coastal Dinarides*. Excursion Guide-book, 4th IAS Regional Meeting, Split, 37–61, Zagreb.

Babić, Lj. & Zupanič, J. (1984): *Promina-naslage sjeverne Dalmacije: raznolikost sedimentacijskih okoliša i litostratigrafska nomenklatura*.– Geol. glasnik, 28, 139–142.

Babić, Lj. & Zupanič, J. (1988): *Krupnozrnasti aluvij u paleogenu sjeverne Dalmacije (Hrvatska, Jugoslavija)*.– Rad JAZU, 414 (Prirodne znanosti, 23), 139–164.

Babić, Lj. & Zupanič, J. (1990): *Progradacijski slijedovi u paleogenskom klastičnom bazenu Vanjskih Dinarida od sjeverne Dalmacije do zapadne Hercegovine*.– Rad JAZU, 449 (Prirodne znanosti, 24), 319–343.

Babić, Lj., Zupanič, J. & Kurtanjek, D. (1995): *Sharply-topped alluvial gravel sheets in the Paleogene Promina basin (Dinarides, Croatia)*.– Geologia Croatica, 48/1, 33–48.

Bahun, S. (1974): *Tektogeneza Velebita i postanak Jelar naslaga*.– Geol. vjesnik, 27, 35–51.

Bardossy, G. (1964): *Die Entwicklung der Bauxitgeologie seit 1950*.– Symposium sur les Bauxites, I, 31–50, Zagreb.

Bardossy, G. (1982): *Karst bauxites*.– Akadémiai Kiado, Budapest, 441 str.

Barrel, J. (1912): *Criteria for the recognition of ancient delta deposits*.– Bull. geol. Soc. Am., 23, 377–446.

Barrel, J. (1914): *The Upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline*.– Am. J. Sci., 37, 225–253.

Barrett, T.J. (1982): *Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the north Apennines, Italy*.– Sedimentology, 29/3, 353–373.

Bates, C.C. (1953): *Rational theory of delta formation*.– AAPG Bull., 37, 2119–2162.

Bellanca, A., Calderone, S. & Neri, R. (1986): *Isotope geochemistry, petrology and depositional environments of the diatomite-dominated Tripoli formation (Lower Messinian), Sicily*.– Sedimentology, 33, 729–744.

Beneo, E. (1955): *The results of the studies on petroleum exploration in Sicily*.– 4th World Petrol. Congress, Roma, Sect. 1/A/2, Boll. Serv. Geol. Ital., 78, 27–50.

Berger, W.H. (1974): *Deep-sea sedimentation*.– U: Burke, C.A. & Drake, C.L. (ur.): *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, 213–241.

Berkland, J.O., Raymond, L.A., Kramer, J.C., Moores, E.M. & O'Day, M. (1972): *What is Franciscan?*– Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 56, 2295–2302.

Bertran, P., Hetu, B., Taxier J-P. & Steijn H.V. (1997): *Fabric characteristics of subaerial slope deposits*.– Sedimentology, 44/1, 1–16.

Blackwelder, E. (1931): *Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges*.– Geol. Soc. Am. Bull., 42, 865–922.

Blašković, I., Tišljar, J., Dragičević, I. & Velić, J. (1984): *Razvoj sedimentacijskih okoliša miocenskih naslaga na zapadnim obroncima Psunja (sjeverna Hrvatska)*.– Geol. vjesnik, 37, 11–32.

Blatt, H. (1963): *Selective destruction of undulatory quartz in sedimentary environments*.– Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 73, 118–119.

Blatt, H. (1979): *Diagenetic processes in sandstones*.– Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 20, 141–157.

Bouma, A.H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation*.– Elsevier, Amsterdam, 168 str.

Bouma, A.H. (1964): *Turbidites*.– U: Bouma, A.H. & Brouwer, A. (ur.): *Turbidites*. Elsevier, Amsterdam, 247–257.

Bouma, A.H. (1972): *Recent and ancient turbidites and conturites*.– Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 22, 205–221.

Bouma, A.H. (1987): *Megaturbidite: an acceptable term?*– Geo-Marine Letters, 7/2, 63–67.

Bjørlykke, K. (1983). *Diagenetic reactions in sandstones*.– U: Parker, A. & Sellwood. B.B. (ur.): *Sediment Diagenesis*.– Reidl. Pub. Comp., Dordrecht–Boston–Lancaster, 169–214.

Brooks, J., Cornford, C. & Archer, R. (1987): *The role of hydrocarbon source rocks in petroleum exploration*.– U: Brooks, J. & Fleet, A.J. (ur.): *Marine Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 17–46.

Broquet, P. (1978): *Olistostrome, olistolite*.– U: Fairbridge, R.F. & Bourgeois, J. (ur.): *The Encyclopedia of Earth Sciences, Vol. VI. Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 508–510.

Brown, L.F. Jr. (1969): *Geometry and distribution of fluvial and deltaic sandstones (Pennsylvanian and Permian), north-central Texas*.– Gulf Coast. Ass. Geol. Soc. Trans., 19, 23–47.

Bucher, W.H. (1919): *On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation*.– Am. Journ. Sci., 47, 149–210, Part II, 241–269.

Cameron, C.C., Esterle, J.S. & Palmer, C.A. (1989): *The geology, botany and chemistry of selected peat-forming environments from temperate and tropical latitudes*.– U: Lyons, P.C. & Alpern, B. (ur.): *Peat and Coal: Origin, Facies and Depositional Models*. Elsevier, Amsterdam, 105–156.

Campbell, C.V. (1967): *Lamina, laminaset, bed and bedset*.– Sedimentology, 8, 7–26.

Carozzi, A.V. (1960): *Microscopic Sedimentary Petrography*. John Wiley & Sons, Inc., New York–London, 485 str.

Catt, J.A. (1987): *Glaciogene sediments*.– U: Fairbridge, R.F. & Bourgeois, J. (ur.): *The Encyclopedia of Earth Sciences, Vol. VI. Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 360–363.

Cheel, R.J. & Leckie, D.A. (1993): *Hummocky cross-stratification*.– U: Wright, P. (ur.): *Sedimentology Review*, 1, 103–122.

Cita, M.B. & Ricci Lucchi, F. (ur.) (1984): *Seismicity and sedimentation*.– Marine Geol., 55/1–2, 161 str.

Clarke, F.W. (1924): *The Data of Geochemistry*.– Bull. U.S. Geol. Surv., 779, 841 str.

Cloetingh, S. (1988): *Intraplate stresses: a new element in basin analysis*.– U: Kleinspehn, K. & Paola, C. (ur.): *New perspectives in basin analysis*. Springer-Verlag, Heidelberg–New York, 205–230.

Cloud, P. (1973): *Paleoecological significance of banded-iron formations*.– Econ. Geol., 68, 1135–1143.

Coleman, J.M. & Wright, L.D. (1975): *Modern river deltas: variability of processes and sand bodies*.– U: Broussard, M.L. (ur.): *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geol. Soc., Houston, 99–149.

Collinson, J.D. (1986): *Alluvial sediments*.– U: Reading, H.G. (ur.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Publ., Oxford–London–Edinburg–Boston–Melbourne, 20–62.

Collinson, J.D. & Thompson, D.B. (1982): *Sedimentary Structures*.– Allen and Unwin, London, 194 str.

Courel, L. (1989): *Organic versus clastic conditions necessary for peat (coal) development*.– U: Lyons, P.C. & Alpern, B. (ur.): *Peat and Coal: Origin, Facies and Depositional Models*. Elsevier, Amsterdam, 19–207.

Cuneen, R. & Sillitoe, R.H. (1989): *Paleozoic hot spring sinter in the Drummond Basin, Queensland, Australia.*– Econ. Geol., 84, 135–142.

Dabard, M.P. (2000): *Petrogenesis of graphitic cherts in the Armorican segment of the Cadomian orogenic belt (NW France).*– Sedimentology, 47, 787–800.

Davidson-Arnott, R.G.D. & Greenwood, B. (1976): *Facies relationships on a barred coast, Konchibougaue Bay, New Brunswick, Canada.*– U: Davis, R.A. (ur.): *Beach and Nearshore Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 24, 149–168.

Davies, T.A. & Supko, P.R. (1973): *Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deep-sea drilling.*– J. Sedim. Petrol., 43, 381–390.

De Geer, G. (1912): *A geochronology of the last 12000 years.*– C. R. 9th Congr. Geol. Inter., Stockholm, 1, 241–258.

Dietz, R.S. & Holden, J.C. (1966): *Deep-sea deposits in but not on the continents.*– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 50, 351–362.

Dott, H.R. Jr. (1964): *Wacke, graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification?*– J. Sedim. Petrol., 34, 625–632.

Dott, H.R. Jr. & Bourgeois, J. (1982): *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences.*– Bull. Geol. Soc. Am., 93, 663–680.

Dott, R.H. & Reynolds, M.J. (1969): *Sourcebook for Petroleum Geology.*– Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 5, 471 str.

Doylle, L.J. & Bourrouilh, R. (1987): *Megaturbidites.*– Geo-Marine Letters, 7/2, 59–117.

Dragičević, I., Tišljar, J., Blašković, I. & Benić, J. (1986): *Mehanizam taloženja krovinskih naslaga ležišta boksita kao odraz paleoreljefa podine (primjer boksitonosnog lokaliteta Studena Vrila, zapadna Hercegovina).*– Naučne komunikacije, SANUBIH, I, 5–37.

Dragičević, I., Blašković, I., Tišljar, J. & Benić, J. (1992): *Stratigraphy of Paleogene strata within the Mesihovina–Rakitno area (Western Herzegovina).*– Geologia Croatica, 45, 1–14.

Dreimanis, A. (1978): *Till and tillite.*– U: Fairbridge, R.F. & Bourgeois, J. (ur.): *The Encyclopedia of Earth Sciences, Vol. VI. Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 805–810.

Dunham, J.B. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture.*– U: Ham, W.E. (ur.): *Classification of carbonate rocks*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 108–121.

Durn, G. (1991): *Terra rossa profile near Rovinj, its mineralogy and geochemistry.*– The Second Inter. Symposium on the Adriatic Carbonate Platform, Zadar, Abstracts-Book, 100–101.

Durn, G. (1996): *Podrijetlo, uvjeti nastanka i sastav terra rossa Istre.*– Nepubl. doktorska disertacija, RGN fakultet Sveučilišta u Zagrebu, 198 str.

Durn, G. & Aljinović, D. (1995): *Teška mineralna frakcija u terra rossama istarskog poluotoka, Hrvatska.*– U: Vlahović, I., Velić, I. & Šparica, M. (ur.): *1. hrvatski geološki kongres, Opatija, Knjiga sažetaka*, 31–32, Zagreb.

Durn, G., Ottner, F., Tišljar, J., Mindszenty, A. & Barudžija, U. (2003): *Regional subaerial unconformities in shallow-marine carbonate sequences of Istria: sedimentology, mineralogy, geochemistry and micromorphology of associated bauxites, palaeosols and pedosedimentary complexes.*– U: Vlahović, I. & Tišljar, J. (ur.): *Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin*. Excursion Guide-Book, 22nd IAS Meeting of Sedimentology – Opatija 2003, 209–255, Zagreb.

Dzulynski, S. & Walton, E.K. (1965): *Sedimentary features of flysch and greywackes.*– Developments in Sedimentology, 7, Elsevier, Amsterdam, 274 str.

Einsele, G. (1992): *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget.*– Springer-Verlag, Berlin, 628 str.

Elliot, T. (1986): *Deltas.*– U: Reading, H.G. (ur.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Pub., Oxford–London–Edinburg–Boston–Palo'Alto–Melbourne, 113–151.

Elmore, R.D., Pilkey, O.H., Clearey, W.J. & Curran, H.A. (1979): *The Black Shell Tturbidite, Hatteras Abyssal Plain, western Atlantic Ocean.*– Geol. Soc. Am. Bull., 90, 1165–1176.

Engelhardt, W.V. (1973): *Die Bildung von Sedimenten und Sediment-Gesteinen. Sediment-Petrologie, Teil III.*– Schweizerbart., Stuttgart, 378 str.

Eriksson, K.A. & Warren, J.K. (1983): *A paleohydrologic model for early Proterozoic dolomitisation and silicification.*– Precambrian Res., 21, 299–321.

Ethridge, D.G. & Wescott, W.A. (1984): *Tectonic setting recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan delta deposits.*– U: Koster, E.H. & Steel, R.J. (ur.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 10, 217–235.

Evamy, B.D. & Shearman, D.J. (1962): *The application of chemical staining techniques to the study of diagenesis in limestones.*– Proc. Geol. Soc. London, 1599, 102–103.

Fairbridge, R.W. & Johnson, D.L. (1987): *Eolianite.*– U: Fairbridge, R.F. & Bourgeois, J. (ur.): *The Encyclopedia of Earth Sciences, Vol. VI. Encyclopedia of Sedimentology.*– Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 279–282.

Fisher, R.V. (1961): *Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks.*– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 72, 1409–1414.

Fisher, R.V. & Schmincke, H.U. (1984): *Pyroclastic rocks.*– Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo, 472 str.

Fisk, H.N. (1947): *Fine grained alluvial deposits and their effects on Mississippi river activity, Mississippi River.*– Commission Vicksburg Miss., 82.

Fisk, H.N. (1961): *Bar finger sands of the Mississippi delta.*– U: Peterson, J.A. & Osmond, J.C. (ur.): *Geometry of sandstone bodies – A Symposium*. Am. Assoc. Petrol. Geol., 29–52.

Fisk, H.N., McFarlan, E.Jr., Kolb, C.R. & Wilbert L.J. (1954): *Sedimentary framework of the modern Mississippi delta.*– J. Sedim. Petrol., 24, 76–99.

Flint, R.F., Sanders, J.E. & Rodgers, J. (1960): *Diamictite: a substitute term for symmictite.*– Bull. Geol. Soc. Am., 71, 1809–1810.

Flores, G. (1955): *Discussion.*– U: Beneo, E. (ur.): *Les resultats des etudes pour la recherche petrolifere en Sicile (Italie)*. 4th World. Petroleum Congress. Rome, Proct. Sect. I, 121–122.

Flores, G. (1959): *Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily.*– Proc. 5th Petrol. Geol. Congress., Sec. 1, 259–275.

Flügel, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones.*– Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, 633 str.

Folk, R.L. (1954): *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature.*– J. Geol., 62, 344–359.

Folk, R.L. (1959): *Practical petrographic classification of limestones.*– Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 43, 1–38.

Folk, R.L. (1965): *Petrology of sedimentary rocks.*– Humphill's, Austin, 159 str.

Folk, R.L. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks.*– Hemphill's, Austin, 170 str.

Fryberger, S.C. (1979): *Eolian fluvial (continental) origin of ancient stratigraphic traps for petroleum in Weber Sandstone, Rangeley Oil Field, Colorado.*– Mountain Geologist, 16, 1–36.

Füchtbauer, H. (1967): *Der Einfluss des Ablagerungsmilieus auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Bundsandstein.*– Sed. Geol., 1, 159–179.

Füchtbauer, H. (1974): *Sediments and Sedimentary Rocks. Sedimentary Petrology, Part II.*– Schweizerbart., Stuttgart, 464 str.

Füchtbauer, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine.*– Schweizerbart., Stuttgart, 1141 str.

Füchtbauer, H. & Müller, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie II.*– Schweizerbart., Stuttgart, 762 str.

Füchtbauer, H. & Richter, D.K. (1983): *Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods.*– Geol. Rundschau, 72/1, 53–66.

Galović, I. (1991): *Geološki položaj i geneza kvarcnih sedimenata Istre.*– Nepubl. doktorska disertacija, Rudarsko-geološko-naftni fakultet Sveučilišta u Zagrebu, Zagreb, 119 str.

Galloway, W.E. (1975): *Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems.*– U: Broussard, M.L. (ur.): *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston, 87–98.

Galloway, W.E. & Hobday, D.K. (1983): *Terrigenous Clastic Depositional System – Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration.*– Springer, New York–Heidelberg, 423 str.

Gao, G. & Land L.S. (1991): *Nodular chert from the Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, petrographic and isotopic study.*– Sedimentology, 38, 857–850.

Garrison, R.E. & Fischer, A.G. (1969): *Deep-water limestones of the Alpine Jurassic.*– U: Friedman, G.M. (ur.): *Depositional Environments in Carbonate Rocks*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 14, 20–54.

Gilbert, G.K. (1885): *The topographic features of lake shores.*– Ann. Rep. U.S. Geol. Surv., 5, 75–123.

Gilbert, G.K. (1890): *Lake Bonneville.*– Mon. U.S. Geol. Surv., 1, 438 str.

Giménez-Montsant, J., Calvet, F. & Tucker, M.E. (1999): *Silica diagenesis in Eocene shallow-water platform carbonates, southern Pyrenees.*– Sedimentology, 46, 969–984.

Goldschmidt, W.M. (1937): *The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks.*– J. Chem. Soc., 1937, 655–673.

Grabau, A.W. (1904): *On the classification of sedimentary rocks.*– Am. Geologist, 33, 228–247.

Greer, S.A. (1975): *Sandbody geometry and sedimentary facies of the estuary–marine transition zone, Georgia: a stratigraphic model.*– Senckenberg. Mar., 7, 105–135.

Grotzinger, J.P. (1986): *Upward shallowing platform cycles: a response to 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations.*– Paleoceanography, 1, 403–416.

Halamić, J. & Goričan, Š. (1995): *Triassic radiolarites from Mts. Kalnik and Medvednica (Northwestern Croatia).*– Geologia Croatica, 48/2, 129–146.

Haq, B.U. (1991): *Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea.*– Spec. Publ. IAS, 12, 3–39.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): *Chronology of fluctuating sea-level since Triassic.*– Science, 235, 1156–1167.

Hardie, L.A. (1984): *Evaporites: marine or non-marine?*– Am. J. Sci., 287, 193–240.

Harms, J.C. & Fahnestock, R.K. (1965): *Stratification, bedforms and flow phenomena (with examples from the Rio Grande).*– Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 12, 84–115.

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearding, D.R. & Walker, R.G. (1975): *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.*– Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course, 2, 161 str.

Hayes, M.O. (1979): *Barrier island morphology as a function of wave and tide regime.*– U: Leatherman, S.P. (ur.): *Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. Academic Press, New York, 1–29.

Heath, G.R. (1973): *Cherts from the eastern Pacific, Leg 16, Deep Sea Drilling Project.*– U: Van Andel, T.H. & Heath, G.R. (ur.): *Int. Reports. DSDP 16*. U.S. Gov. Printing Office, Washington, 609–613.

Hedgpeth, J.W. (ur.) (1957): *Treatise on Marine Ecology and Paleontology. 1 Ecology.*– Mem. Geol. Soc. Am., 67/1, 1296 str.

Hein, J.R. & Karl, M.S. (1983): *Comparisons between open-ocean and continental margin chert sequences.*– U: Ilijama, J.R., Hein, R.J. & Siever, R. (ur.): *Siliceous Deposits in the Pacific Region*. Elsevier, Amsterdam, 25–44.

Hein, J.R., Kuijpers, E.P., Denyer, P. & Sliney, R.E. (1983): *Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene cherts from western Costa Rica.*– U: Ilijama, J.R., Hein, R.J. & Siever, R. (ur.): *Siliceous Deposits in the Pacific Region*. Elsevier, Amsterdam, 143–174.

Hesse, R. (1992): *Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins.*– U: Stow, D.A.V. (ur.): *Deep-Water Turbidite Systems*. Blackwell Sci. Pub., Oxford–London–Edinburgh, 119–148.

Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E. & Perry, E.A. (1976): *Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. 1 Mineralogical and chemical evidence.*– Bull. Geol. Soc. Am., 87, 725–737.

Hsü, K.J. (1968): *Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan–Knoxville paradox.*– Geol. Soc. Am. Bull., 79, 1063–1074.

Hsü, K.J. (1974): *Melanges and olistostromes.*– Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 19, 321–333.

Hubbard, M.S. (1989): *Thermobarometric constraints on the thermal history of the Main Central Thrust Zone and Tibetan Slab, eastern Nepal Himalaya.*– Journal of Metamorphic Geology, 7, 19–30.

Huckenholz, H.G. (1963): *Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mt. (Germany) and arkose from Avergne (France).*– J. Sedim. Petrol., 33, 914–918.

Huges, R.V. (1978): *Oil shale.*– U: Fairbridge, R.W. & Bourgeois, J. (ur.): *The Encyclopedia of Earth Sciences, Vol. VI. Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 507–508.

Ilijama, A., Kakuwa, Y., Yamazaki, K. & Yanagimoto, Y. (1978): *Shallow-sea, organic origin of the Triassic bedded chert in central Japan.*– J. Faculty Sci., University of Tokyo, Sec. II, 19, Tokyo, 369–400.

Ilijama, A., Matsumoto, R. & Tada, R. (1985): *Mechanism of sedimentation of rhythmically bedded chert.*– Sed. Geol., 41, 221–233.

Internat. Kommission für Kohlenpetrologie (1963): *Internat. Lexikon für Kohlenpetrologie, 1. Teil: Nomenklatur.*– Centre Nat. Sci., Paris, 608 str.

Jacka, A.D. (1974): *Replacement of fossils by length-slow calcedony and associated dolomitization.*– J. Sedim. Petrol., 44, 421–427.

Johnson, A.M. (1970): *Physical processes in geology.*– Freeman, Cooper & co., San Francisco, 577 str.

Johnson, D. (1938): *The origin of submarine canyons.*– J. Geomorph., 1, 230–243.

Johnson, H.D. & Baldwin, C.T. (1986): *Shallow siliciclastic seas.*– U: Reading, H.G. (ur.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Pub., Oxford–London–Edinburg–Boston–Palo Alto–Melbourne, 229–282.

Jones, B. & Renaut, R.W. (1997): *Formation of silica oncoids around geysers and hot springs at El Tatio, northern Chile.*– Sedimentology, 44, 287–304.

Jopling, A.V. & Walker, R.G. (1968): *Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusets.*– J. Sediment. Petrol., 38, 971–984.

Kanmera, K. (1974): *Paleozoic and Mesozoic geosynclinal volcanism in the Japanese Island and associated chert sedimentation.*– Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 19, 161–173.

Kastner, M. (1980): *Length-slow chalcedony: the end of the new testament.*– Trans. Am. Geophys. Un., 61, 399–400.

Kaufmann, F.J. (1886): *Emmen- und Schlierungegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort geologisch aufgenommen und dargestellt.*– Beitrege zur geologischen Karte der Schweiz, 24, 608 str.

Keene, J.B. (1976): *The distribution, mineralogy and petrography of biogenic and authigenic silica from the Pacific Basin.*– Nepubl. doktorska disertacija, University of California, San Diego, 264 str.

Keene, J.B. (1983): *Chalcedonic quartz and occurrence of quartzine (length-slow chalcedony) in pelagic sediments.*– Sedimentology, 30, 449–454.

Keller, W.D., Stone, C.G. & Hoersch, A.L. (1985): *Textures of Paleozoic chert and novaculite in the Ouachita Mountains of Arkansas and Oklahoma and their geological significance.*– Geol. Soc. Am. Bull., 96, 1353–1363.

Kilibarda, Z. & Loope, D.B. (1997): *Jurassic eolian oolite on a palaeohigh in the Sundance Sea, Bighorn Basin, Wyoming.*– Sedimentology, 44, 391–405.

Kimura, T. (1973): *The old "inner" arc and its deformation in Japan.*– U: Coleman, P.J. (ur.): *The Western Pacific Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*. Crane, Russak and Co. and University of Western Australia Press, 255–273.

Kindle, E.M. (1917): *Recent and fossil ripple-marks.*– Museum Bull., Geol. Surv. Canada, 25, 121 str.

Kisling-Møller, J. (1993): *Bedform migration and related sediment transport in a meander bend.*– U: Marzo, M. & Puigdefábregas, C. (ur.): *Alluvial sedimentation*. IAS Spec. Publ., 17, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 51–61.

Knauth, L.P. & Epstein, S. (1976): *Hydrogen and oxygen isotope rations in nodular and bedded cherts.*– Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1095–1108.

Kolodny, Y. & Epstein, S. (1976): *Stable isotope geochemistry of deep sea cherts.*– Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1195–1209.

Komar, P.D. (1985): *The hydraulic interpretation of turbidites from their grain sizes and sedimentary structures.*– Sedimentology, 32, 395–408.

Konta, J. (1973): *Kvantitativni systém reziduálnih hornin, sedimentu a vulkanoklastických usazenin.*– Univ. Karlova, Praha, 375 str.

Kossovskaja, A.S. & Shutov, V.D. (1965): *Facies of regional epigenesis and metagenesis.*– Izvestija A.N. SSSR, Ser. geol., 7, 3–18.

Krumbein, W.C. & Sloss, L.L. (1963): *Stratigraphy and Sedimentation.*– 2nd ed., Freeman, San Francisco, 660 str.

Kuenen, Ph.H. (1937): *Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons.*– Leische geol. Mededel., 8, 327–351.

Kuenen, Ph.H. (1951): *Properties of turbidity currents of high density.*– Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 2, 14–33.

Kuenen, Ph.H. (1957): *Sole markings of graded graywacke beds.*– J. Geol., 65, 231–258.

Kuenen, Ph.H. (1958): *Experiments in geology.*– Trans. Geol. Soc. Glasgow, 23, 1–28.

Kuenen, Ph.H. (1959): *Turbidity currents: a major factor in flysch deposition.*– Eclogae geol. Helv., 51, 1009–1021.

Kuenen, Ph.H. (1967): *Emplacement of flysch-type sandbeds.*– Sedimentology, 9, 203–243.

Kuenen, Ph.H. & Carozzi, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps.*– J. Geol., 61, 363–373.

Kuenen, Ph.H. & Migliorini, C.I. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding.*– J. Geol., 58, 91–127.

Kumar, N. & Sanders, J.E. (1974): *Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets.*– Sedimentology, 21, 491–532.

LaBerge, G.L. (1973): *Possible biological origin of Precambrian iron-formations.*– Econ. Geol., 68, 1098–1109.

Lacroix, A. (1904): *La Montagne pelce et ses Eruptions.*– Masson, Paris, 662 str.

Lancelot, Y. (1973): *Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific.*– U: Winterer, E.L. & Ewing, J.I. (ur.): *Int. Repts. DSDP,* 17, U.S. Gov. Printing Office, Washington, 377–405.

Langford-Smith, T. (1978): *A selected review of silcrete research in Australia.*– U: Langford-Smith, T. (ur.): *Silcrete in Australia.* Department of Geography, University of New England, 1–12.

Lawson, A.C. (1925): *The petrographic designation of alluvial fan formations.*– Univ. Calif. Publ., Dep. Geol. Sci., 7, 325–334.

Leckie, D.A. & Cheel, R.J. (1990): *Nodular silcretes of the Cypress Hills Formation (upper Eocene to middle Miocene) of southern Saskatchewan, Canada.*– Sedimentology, 37, 445–454.

Leckie, D.A. & Krystinik, L.F. (1989): *Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits*?– J. Sedim. Petrol., 59, 862–870.

Le Gall, J. (1993): *Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'evolution géodynamique cadomiene.*– Mem. Géosci. Rennes, 52, 350 str.

Levačić, E. & Slovenec, D. (1987): *Ispitivanje sorpcije tenzida u bentonitima i neke karakteristike nastalih organo-montmorilonitskih kompleksa.*– Geol. vjesnik, 40, 111–129.

Loope, D.B. (1984): *Eolian origin of Upper Paleozoic sandstones. South-eastern Utah.*– J. Sedim. Petrol., 54, 563–580.

Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R. & Baum, G.R. (1988): *Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences.*– U: Wilgus, C.K., Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H.W., Van Wagoneer, J. & Kendall, C.G.St.C. (ur.): *Sea-level Changes: an Integrated Approach.* Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 42, 183–213.

Lowe, D.R. (1975): *Water escape structures in coarse-grained sediments.*– Sedimentology, 22, 157–204.

Lowe, D.R. (1982): *Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.*– J. Sedim. Petrol., 52, 279–297.

Lučić, D. & Krizmanić, K. (1992): *Biostragrafska, litofacijesna i sedimentološka interpretacija bušotine Okoli–57.*– Završno izvješće, Služba za laboratorijska istraživanja, INA Industrija nafte s.p.o. – Naftaplin Zagreb, nepublicirani rad, 22 str.

Mackowsky, M.Th. (1967): *Fortschritte auf dem Gebiet der Kohlenpetrographie.*– Fortschr. Miner., 45, 52–94.

Marjanac, T. (1989): *Ponded megabeds and some characteristics of the Eocene Adriatic basin (Middle Dalmatia, Yugoslavia).*– Mem. Soc. Geol. It., 40 (1987), 241–249, Roma.

Marjanac, T. (1991): *Importance of megabeds for reconstruction of Paleogene flysch basin in Split hinterland (Middle Dalmatia).*– Geol. vjesnik, 44, 201–213.

Maurrasse, F. (1978): *Diatomite.*– U: Fairbridge, R.F. & Bourgeois, J. (ur.): *The Encyclopedia of Earth sciences, Vol. VI. Encyclopedia of Sedimentology.* Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 263–266.

McBride, E.F. & Thompson, A. (1970): *The Caballos Novaculite, Marathon Region, Texas.*– Geol. Soc. Am. Spec. Publ., 122, 129 str.

McBride, E.F., Abdel-Wahab, A. & El-Younsy, A.R.M. (1999): *Origin of spheroidal chert nodules, Drunka Formation (Lower Eocene), Egypt.*– Sedimentology, 46, 733–755.

McCave, I.N. (1979): *Diagnosis of turbidites at Sites 386 and 387 by particle-counter size analysis of the silt (2–40 μm) fraction.*– U: Tucholke, B.E. & Vogt, P.R. (ur.): *Int. Repts. DSDP.* 43, U.S. Gov. Printing Office, Washington, 395–416.

McGoven, J.H. & Groat, G.G. (1971): *Van Horn sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration.*– Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Rept. Invest., 72, 1–57.

McKee, E.D. (1945): *Small-scale structures in Coconino sandstone of northern Arizona.*– Journal of Geology, 53/5, 313–325.

McKee, E.D. & Weir, G.W. (1953): *Terminology for stratification of sedimentary rock.*– Bull. Geol. Soc. Am., 64, 381–390.

Miall, A.D. (1977): *A review of the braided-river depositional enviroment.*– Earth-Sci. Rev., 13, 1–62.

Miall, A.D. (1978): *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits.*– U: Miall, A.D. (ur.): *Fluvial Sedimentology.* Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., 5, 587–604.

Miall, A.D. (1985): *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.*– Earth Sci. Rev., 22, 261–308.

Miall, A.D. (1990): *Principles of Sedimentary Basin Analysis.*– 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin, 616 str.

Miall, A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin and Petroleum Geology.*– Springer-Verlag, Heidelberg, 582 str.

Miall, A.D. (2000): *Principles of Sedimentary Basin Analysis.*– 3rd ed., Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg, 616 str.

Middleton, G.V. & Hampton, M.A. (1973): *Sedimentary gravity flows: mechanics of flow and deposition.*– U: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (ur.): *Turbidites and Deep-Water Sedimentation.* Pacific Sec. SEPM Short Course Syllabus, 1973, 38 str.

Middleton, G.V. & Hampton, M.A. (1976): *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows.*– U: Stanley, D.J. & Swift, D.J.P. (ur.): *Marine Sediment Transport and Environmental Management.* John Wiley, New York, 197–218.

Milliken, K.L. (1979): *The silicified evaporite syndrome – two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee.*– J. Sedim. Petrol., 49, 245–256.

Moore, G.F., Curray, J. & Emmel, F.J. (1982): *Sedimentation in the Sunda Trench and forearc region.*– U: Leggett, J.K. (ur.): *Trench–Forearc Geology: Modern and Ancient Active Plate Margins.* Geol. Soc. Spec. Publ., 10, 245–258.

Moore, R. (1949): *Meaning of facies. Sedimentary facies in geologic history.*– Geol. Soc. Am., Mem., 39, 1–34.

Morton R.A. (1981): *Formation of storm deposits by wind-forced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea.*– U: Nio, S.D., Shuttenhelm, R.T.E. & Weering, Tj.C.E. (ur.): *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin.* Spec. Publ. IAS, 5, 385–396.

Mountjoy, E.W., Cook, H.E., Pray, L.C. & McDaniel, P.N. (1972): *Allochthonous carbonate debris flows – wordwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins.*– 24th Int. Geol. Congr. Montreal, Sect. 6, 172–189.

Mrinjek, E. (1993a): *Conglomerate fabric and paleocurrent measurement in the braided fluvial system of the Promina beds in northern Dalmatia (Croatia).*– Geologia Croatica, 46/1, 125–136.

Mrinjek, E. (1993b): *Sedimentology and depositional setting of alluvial Promina Beds in Northern Dalmatia (Croatia).*– Geologia Croatica, 46/2, 243–261.

Müller, G. (1967): *Methods in sedimentary petrology. Sedimentary Petrology, Part I.*– Schweizerbart., Stuttgart, 283 str.

Müller, G., Iron, G. & Forster, U. (1972): *Formation and diagenesis of inorganic Ca–Mg carbonates in the lacustrine environment.*– Naturwiss., 59, 158–164.

Mutić, R. (1989): *Korelacija kvartara istočne Slavonije na osnovi podataka mineraloško-petrografskih analiza (istočna Hrvatska). Dio I: Dravska potolina.*– Acta geologica, 19/1 (Prirodosl. Istraž., knj. 59), HAZU, 1–60.

Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1972): *Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies.*– Mem. Soc. Geol. It., 11, 161–199.

Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1975): *Turbidite facies and facies associations.*– Field trip Guide-book A–11, 9th Int. Sedimentological Congr., Nice, 21–36.

Mutti, E., Ricci Lucchi, F., Seguret, M.Q. & Zanzucchi, G. (1984): *Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits.*– Marine Geol., 55, 103–116.

Nelson, C.H. & Kulm, L.D. (1973): *Submarine fans and deep-sea channels.*– U: Middleton, G.W. & Bouma, A.H. (ur.): *Turbidites and Deep-Water Sedimentation.* SEPM, Pacific Sec., 39–70.

Nemec, W. (1990): *Aspects of sediment movement on steep delta slopes.*– U: Colella, A. & Prior, D.B. (ur.): *Coarse-Grained Deltas.* Spec. Publ. IAS, 10, 29–73.

Newton, R.S. (1968): *Internal structure of wave-formed ripple marks in the nearshore zone.*– Sedimentology, 11, 275–292.

Normark, W.R. (1969): *Growth patterns of deep-sea fans.*– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 54, 2170–2195.

Normark, W.R. (1974): *Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans.*– U: Dott, R.H. & Shaver, R.H. (ur.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation.* SEPM Spec. Publ., 19, 56–68.

Normark, W.R. (1978): *Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite enviroments.*– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 62, 912–931.

Odin, S.G. (1988): *Glaucony from the Gulf of Guinea.*– U: Odin, S.G. (ur.): *Green Marine Clays.* Developments in Sedimentology, 45, Elsevier, Amsterdam, 225–247.

Odin, S.G. & Matter, A. (1981): *De glauconiarum origine.*– Sedimentology, 28/5, 611–641.

Off, T. (1963): *Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents.*– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 47, 324–341.

Orton, G.J. (1988): *A spectrum of mid Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a conse-*

quence of varying fluvial clastic imput.– U: Nemec, W. & Steel, R.J. (ur.): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie, Glasgow, 23–49.

Palacios Medrano, T. (1989): *Microfosiles de pared organica del Proterozoico superior (Region Central de la Peninsula Iberica)*.– Mem. Museo Paleontol. Univ. Zaragoza, 3/2, 91 str.

Park, W. & Schot, E.H. (1968): *Stylolites: their nature and origin*.– J. Sedim. Petrol., 38, 175–191.

Passega, R. (1964): *Grain size reprezentation by CM patterns as a geological tool*.– J. Sedim. Petrol., 34, 830–847.

Pavelić, D. & Kovačić, M. (1999): *Lower Miocene alluvial deposits of the Požeška Mt. (Panonian Basin, northern Croatia): cycles, megacycles and tectonic implications*.– Geologia Croatica, 52/1, 67–76.

Pavelić, D. Miknić, M. & Sarkotić Šlat, M. (1998): *Early to Middle Miocene facies succession in lacustrine and marine environments on the southwestern margin of the Pannonian basin system*.– Geologica Carpathica, 49, 433–443.

Pavelić, D., Avanić, R. & Zupanič, J. (2000): *Ottnangian lacustrine sediments on Mt. Medvednica: facies, depositional environments and tectonic controls (Pannonian Basin system, Croatia)*.– U: Vlahović, I. & Biondić, R. (ur.): *Zbornik radova 2. hrvatskog geološkog kongresa, Cavtat–Dubrovnik*. Zagreb, 339–343.

Pavelić, D., Avanić, R., Bakrač, K. & Vrsaljko, D. (2001): *Early Miocene braided river and lacustrine sedimentation in the Kalnik Mountain area (Pannonian Basin system, NW Croatia)*.– Geologica Carpathica, 52/6, 375–386.

Pena, F. & Torrent, J. (1984): *Relationships between phosphate sorption and iron oxides in alfisols from river terrace sequence of Mediterranean Spain*.– Geoderma, 33, 283–296.

Peterson, M.N. & Von der Borch, C.C. (1965): *Chert: modern inorganic deposition in a carbonate-precipitatiton locality*.– Science, 149, 1501–1503.

Pettijohn, F.J. (1975): *Sedimentary Rocks*.– Harper, New York–San Francisco–London, 625 str.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1972): *Sand and Sandstone*.– Springer-Verlag, New York–Heidelberg–Berlin, 615 str.

Piper, D.J.W. (1978): *Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains*.– U: Stanley, D.J. & Kelling, G. (ur.): *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 163–175.

Posamentier, H.W. & Vail, P.R. (1988): *Eustatic controls on clastic deposition I: sequences and systems tract models*.– U: Wilgus, C.K., Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H.W., Van Wagoneer, J. & Kendall, C.G.St.C. (ur.): *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 42, 109–124.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R. (1988): *Eustatic controls on clastic deposition II: conceptual framework*.– U: Wilgus, C.K., Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H.W., Van Wagoneer, J. & Kendall, C.G.St.C. (ur.): *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 42, 125–154.

Postma, G. (1986): *Classification of sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation*.– Geology, 14, 291–294.

Postma, G. (1990): *Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis*.– U: Collella, A. & Prior, D.B. (ur.): *Coarse-Grained Deltas*. Spec. Publ. IAS, Blackwell Sci. Pub., 10, 13–27.

Potter, P.E. & Pettijohn, F.J. (1963): *Paleocurrents and Basin Analysis*.– Springer-Verlag, Berlin–Göttingen–Heidelberg, 296 str.

Potter, P.E., Maynard, J.B. & Pryor, W.A. (1980): *Sedimentology of Shale. Study Guide and Reference Source*.– Springer-Verlag, New York–Heidelberg–Berlin, 306 str.

Pouba, Z. (1988): *Metallogeny of the upper Proterozoic in the Barrandian and Zelezne Hory areas*.– U: Zoubek, V. (ur.): *Precambrian in Younger Fold Belt*. Wiley, New York, 99–107.

Prior, D.B. & Bornhold, B.D. (1990): *The underwater development of Holocene fan deltas*.– U: Collella, A. & Prior, D.B. (ur.): *Coarse-Grained Deltas*. Spec. Publ. IAS, Blackwell Sci. Pub., 10, 75–91.

Raymond, L.A. (1978): *A classification of mélanges and broken formations (abstract)*.– Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs, 10, 143.

Reading, H.G. (ur.) (1986): *Sedimentary Environments and Facies*.– 2nd ed., Blackwell Sci. Publ., Oxford–London–Edinburg–Boston, 615 str.

Reading, H.G. & Richards, M. (1994): *Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system*.– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 78, 792–822.

Reimer, T.O. (1983): *Accretionary lapilli in volcanic ash falls: physical factors governing their formation*.– U: Peryt, T. (ed): *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo, 56–68.

Reineck H.E. (1963): *Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee*.– Abh. Senckenber. Naturforsch. Ges., 505, 135 str.

Reineck H.E. (1967): *Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the Nord Sea*.– U: Lauff, G.D. (ur.): *Estuaries*. Am Assoc. Adv. Sci., Washington, 191–206.

Reineck H.E. & Singh, I.B. (1973): *Depositional Sedimentary Environments*.– Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, 439 str.

Reineck H.E., Singh, I.B. & Wunderlich, F. (1971): *Einleitung der Ripplen und anderer mariner Sandkörper*.– Senckenberg. Marit., 3, 93–101.

Renaut, R.W., Jones, B. & Rosen, M.R. (1996): *Primary silica oncoids from Orakeikorako hot springs, North Island, New Zealand*.– Palaios, 11, 446–458.

Richter, R. (1936): *Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. II. Schichtung und Grundleben*.– Senckenbergiana, 18, 215–244.

Riedel, R. (1963): *Probleme und Methoden der Erforschungs des litoralen Benthos*.– Zool. Anz., 26, 505–567.

Rodine, J.D. & Johnson, A.M. (1976): *The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic material, to flow on gentle slopes*.– Sedimentology, 23, 213–234.

Ruhin, L.R. (1947): *Granulometričeskij metod izučenija peskov*.– Lenin Gosud. Univ., Leningrad, 212 str.

Ruhin, L.R. (1958): *Grundzüge der Litologie*.– Akademie-Verlag, Berlin, 806 str.

Rupke, N.A. (1976): *Large-scale slumping in flysch basin, southwestern Pyrenees*.– J. Geol. Soc. London, 132, 121–130.

Russell, R.J. (1936): *Physiography of the lower Mississipi River delta*.– *Dept. of Conserv. Geol. Survey,* Geol. Bull., 8, 1–199.

Sakač, K. & Šinkovec, B. (1991): *The Bauxites of the Dinarides*.– Travaux, ICSOBA, 20–21, 1–13.

Sanders, J.E. (1965): *Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms*.– U: Middleton, G.V. (ur.): *Primary Sedimentary Structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 12, 192–219.

Sarg, J.F. (1988): *Carbonate sequence stratigraphy*.– U: Wilgus, C.K., Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H.W., Van Wagoneer, J. & Kendall, C.G.St.C. (ur.): *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 42, 155–182.

Satterley, A.K. (1996): *The Milankovitch Theory*.– Earth-Science Reviews, 40, 181–207.

Schlager, W. & Schlager, M. (1973): *Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps)*.– Sedimentology, 20, 65–89.

Schmid, R. (1981): *Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments; recommendations of the IVGS Subcommission on the Systematics of Igneus Rocks*.– Geology, 9, 3–41.

Schreiber, B.C. (1986): *Arid shorelines and evaporites*.– U: Reading, H.G. (ur.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Pub., Oxford–London–Edinburg–Boston–Palo Alto–Melbourne, 189–228.

Schreiber, B.C. & Hsü, K.J. (1980): *Evaporites*.– U: Hobson, G.D. (ur.): *Developments in Petroleum Geology 2*. Applied Science Pub., Ltd., London, 87–138.

Schwertmann, U. & Taylor, R.M. (1989): *Iron oxides*.– U: Dixson, J.B. & Weed, S.B. (ur.): *Minerals in Soil Environments*. Soil Sci. Soc. Am., Madison, 379–438.

Selby, M.J. (1985): *Earths Changing Surface, an Introduction to Geomorphology*.– Oxford University Press, Clarendon, 607 str.

Selley, R.C. (1970): *Ancient Sedimentary Environments*.– Chapman & Hall, London, 237 str.

Selley, R.C. (1988): *Applied Sedimentology*.– Academic Press, London–San Diego–New York–Boston, 446 str.

Shaub, B.M. (1939): *The origin of stylolites*.– J. Sedim. Petrol., 9, 47–61.

Shepard, F.P. (1954): *Nomenclature based on sand–silt–clay relations*.– J. Sedim. Petrol., 24, 151–158.

Simonson, B.M. (1985): *Sedimentology of chert in the Early Proteozoic Wishart Formation, Quebec–Newfoundland, Canada*.– Sedimentology, 32, 23–40.

Slovenec, D. (1986): *Nalazi pirofilita, paragonita, margarita i glaukonita u stijenama slavonskih planina*.– Geol. vjesnik, 39, 61–74.

Slovenec, D. (1999): *Sistematska mineralogija*.– Skripta Rudarsko–geološko–naftnog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu, Zagreb, 229 str.

Smale, D. (1973): *Silcretes and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia*.– J. Sedim. Petrol., 43, 1077–1089.

Stanistreet, I.G. & McCarthy, T.S. (1993): *The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems*.– Sediment. Geol., 85, 115–133.

Stanley, D.J. & Wear, C.M. (1978): *The "mud-line": an erosion–deposition boundary on the upper continental slope*.– Marine Geol., 28, 19–29.

Steinberg, M. & Marin, C.M. (1978): *Classification geochemique des radiolarites et des sediments siliceux*

oceaniques, signification paleooceanographique.– Oceanologica Acta, 1, 359–367.

Steinitz, G. (1970): *Chert "dike" structures seen in the Senonian chert beds, southern Negev, Israel*.– J. Sedim. Petrol., 28, 205–208.

Stephens, C.G. (1971): *Laterite and silcrete in Australia: a study of the genetic relationships of laterite and silcrete and their companion materials, and their collective significance in the formation of the weathered mantle, soils, relief and drainage of the Australian continent*.– Geoderma, 5, 5-52.

Stockdale, P.B. (1922): *Stylolites: their nature and origin*.– Indiana Univ. Stud., 9, 1–97.

Stow, D.A.V. (1980): *A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents*.– Sedimentology, 27, 31–46.

Stow, D.A.V. (1986): *Deep clastic seas*.– U: Reading, H.G. (ur.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Pub., Oxford–London–Edinburg–Boston–Palo Alto–Melbourne, 399–444.

Stow, D.A.V. & Bowen, A.J. (1980): *A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediments by turbidity currents*.– Sedimentology, 27, 1980, 31–46.

Stow, D.A.V. & Holbrook, J.A. (1984): *North Atlantic contourites: an overview*.– U: Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (ur.): *Fine-Grained Sediments – Deep-Water Processes and Facies*. Spec. Pub. Geol. Soc. Lond. Sci., 15, 245–256.

Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (ur.) (1984): *Fine-Grained Sediments – Deep-Water Processes and Facies*.– Spec. Pub. Geol. Soc. Lond. Sci., 15, 659 str.

Sugitani, K. (1992): *Geochemical characteristics of Archean cherts and other sedimentary rocks in the Pilbara Block, Western Australia: evidence for Archean seawater enriched in hydrothermal-derived iron and silica*.– Precambrian Res., 57, 21–47.

Sugitani, K., Yamamoto, K., Adachi, M., Kawabe, I. & Sugisaki, R. (1998): *Archean cherts derived from chemical, biogenic and clastic sedimentation in shallow restricted basin: examples from the George Creek Group in the Pilbara Block*.– Sedimentology, 45, 1045–1062.

Summerfield, M.A. (1982): *Distribution, nature and probable genesis of silcrete in arid and semi-arid southern Africa*.– U: Yaalon, D.H. (ur.): *Aridic Soils and Geomorphic Processes*. Catena, suppl. 1, Braunschweig, 37–65.

Summerfield, M.A. (1983): *Silcrete*.– U: Goudie, A.S. & Pye, K. (ur.): *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London, 895–909.

Surlyk, F. & Noe-Nygaard, N. (1986): *Hummocky cross-stratification from the Lower Jurassic Nasle Formation of Barnholm, Denmark*.– Sediment. Geol., 46, 259–273.

Swift, D.J.P., Hudelson, P.M., Brenner, R.L. & Thompson, P. (1987): *Shelf construction in a foreland basins: Storm beds, shelf sandstones, and shelf–slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Masaverde Group, Book Cliffs, Utah*.– Sedimentology, 34, 423–457.

Swineford, A. (1978): *Spring deposits*.– U: Fairbridge, R.F. & Bourgeois, J. (ur.): *The Encyclopedia of Earth Sciences, Vol. VI. Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg, 762–763.

Šimunić, Al., Avanić, R. & Šimunić, An. (1990): *"Maceljski pješčenjaci" i vulkanizam zapadnog dijela Hrvatskog zagorja (Hrvatska)*.– Rad JAZU, 449, 179–194.

Šinkovec, B. (1970): *Geologija trijaskih boksita područja Like*.– Acta geol., 7, 5–70.

Šinkovec, B. (1974): *Jurski glinoviti boksiti zapadne Istre*.– Geol. vjesnik, 27, 217–226.

Špalj, D. & Tišljar, J. (1988): *Glaukonitni pješčenjaci u badenskim sedimentima okolice Novog Marofa*.– Geol. vjesnik, 41, 159–165.

Tadej, N., Slovenec, D., Tišljar, J. & Inkret, I. (1997): *Glauconitic materials from Lower Miocene Maceljsandstones of the Hrvatsko Zagorje, north-western Croatia*.– Geologia Croatica, 50/1, 17–25.

Tari-Kovačić, V. & Mrinjek, E. (1994): *The role of Paleogene clastics in the tectonic interpretation of northern Dalmatia (southern Croatia)*.– Geologia Croatica, 47/1, 127–138.

Tarr, W.A. (1938): *Terminology of the chemical siliceous sediments*.– National Research Council, Ann. report for 1937–1938, 8–27.

Thein, J. & Von Rad, U. (1987): *Silica diagenesis in continental rise and slope sediments of eastern North America (sites 603, Leg 93; Sites 612 and 613, Leg 95)*.– U: Poag C.W. & Watts, A.B. (ur.): *Int. Repts DSDP 95*. US Gov. Print. Office, Washington, 501–525.

Thiel, G.A. (1940): *The relative resistence to abrasion of mineral grains of sand size*.– J. Sedim. Petrol., 10, 102–124.

Thiry, M. (1998): *Continental silicification: a review*.– U: Pedro, G. (ur.): *Soils and Evolution*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 312 str.

Thorarinsson, S. (1954): *The tephra-fall from Hekla on March 29, 1947. The eruption of Hekla, 1947–1948*.– Mus. Nat. Hist. Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 1–68.

Thornton, S.E. (1984): *Basin model for hemipelagic sedimentation in a tectonically active continental margin: Santa Barbara Basin, California continental borderland*.– U: Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (ur.): *Fine-Grained Sediments – Deep-Water Processes and Facies*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 15, 377–394.

Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1984): *Petroleum Formation and Occurrence*.– 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, 699 str.

Tišljar, J. (1978): *Tidal flat, lagoonal and shallow marine carbonates in the Upper Jurassic and Cretaceous of Istria (Yugoslavia)*.– Acta geologica, IX/5, 159–194.

Tišljar, J (1985): *Litološke i sedimentološke karakteristike podine, krovine i sloja kvarcnoga sedimenta u Istri*.– Nepublicirana studija, Institut za geološka istraživanja Zagreb, Zagreb, 87 str.

Tišljar, J. (1986): *Postanak crnih valutica i oblutaka ("black pebbles") u periplimnim vapnencima titona zapadne Istre i barema otoka Mljeta*.– Geol. vjesnik, 39, 75–94.

Tišljar, J. (1987): *Petrologija sedimentnih stijena*.– Rudarsko–geološko–naftni fakultet Zagreb, Tehnička knjiga, 242 str., Zagreb

Tišljar, J. (1990): *Postsedimentne dolomitizacijske breče u jurskim plitkomorskim karbonatnim sedimentima Malog Halana na južnom Velebitu*.– RGN Zbornik, 2, 59–65.

Tišljar, J. (1992): *Origin and depositional environments of the evaporite and carbonate complex (Upper Permian) from the coastal part of the Dinarides (southern Croatia and western Bosnia)*.– Geologia Croatica, 45, 115–126.

Tišljar, J. (1993): *Sedimentary bodies and depositional models for the Miocene oil-producing areas Ladislavci, Beničanci and Obod (Croatia)*.– Nafta, 10, 531–542.

Tišljar, J. (1994): *Sedimentne stijene*.– Udžbenik Sveučilišta u Zagrebu, Školska knjiga, Zagreb, 422 str.

Tišljar, J. (2001): *Sedimentologija karbonata i evaporita*.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, 375 str.

Tišljar, J. & Šimunić, Al. (1978): *Maceljski pješčenjaci*.– Vodič ekskurzije III Skupa sedimentologa SFRJ, Hrvatsko geološko društvo, Zagreb, 32–37.

Tišljar, J. & Velić, I. (1991): *Carbonate facies and depositional environments of the Jurassic and Lower Cretaceous of the coastal Dinarides (Croatia)*.– Geol. vjesnik, 44, 215–234.

Tišljar, J., Velić, I. & Sokač, B. (1983a): *Flachwasserkarbonate der Unterkreide im dinarischen Karstgebiet entlang der Adriaküste*.– Zitteliana, 10, 201–206.

Tišljar, J., Velić, I., Radovčić, J. & Crnković, B. (1983b): *Upper Jurassic and Cretaceous peritidal, lagoonal, shallow marine and perireefal sediments of Istria*.– U: Babić, Lj. & Jelaska, V. (ur.): *Contribution to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of the Coastal Dinarides*. Excursion Guidebook, 4th IAS Regional Meeting, Split, 13–35.

Tišljar, J., Velić, I. & Sokač, B. (1989): *Einflusse von Emersionen auf die Flachwasser-Karbonatsedimentation im Malm (Ober Jura) des Biokovo-Gebirges (Südkroatien, Jugoslawien)*.– Geol. paläont. Mitt. Innsbruck, 16, 199–202.

Tišljar, J., Vlahović, I., Sremac, J., Velić, I., Veseli, V. & Stanković, D. (1991): *Middle Permian calcispongite patch-reef, Permian peritidal carbonates, Middle to Upper Triassic shallow marine limestones and continental sediments, Liassic shallow marine and bioturbated limestones. Excursion A – Velebit Mt.: Permian to Jurassic*.– U: Vlahović, I. & Velić, I. (ur.): *Some Aspects of the Shallow Water Sedimentation on the Adriatic Carbonate Platform (Permian to Eocene)*. Excursion Gudebook, Second Internat. Symposium on the Adriatic Carbonate Platform. Institute of Geology Zagreb, 3–52.

Tišljar, J., Vlahović, I., Matičec, D. & Velić, I. (1995): *Platformni facijesi od gornjeg titona do gornjega alba u zapadnoj Istri i prijelaz u tempestitne, klinoformne i rudistne biolititne facijese donjega cenomana u južnoj Istri (ekskurzija B) (Platform facies from the Upper Tithonian to Upper Albian in western Istria and transition into tempestite, clinoform and rudist biolithite facies of the Lower Cenomanian in Southern Istria (excursion B))*.– U: Vlahović, I. & Velić, I. (ur.): *1. hrvatski geološki kongres (First Croatian Geological Congress), Vodič ekskurzija (Excursion guide-book)*. 67–110, Zagreb.

Torrent, J. & Schwertmann, U. (1987): *Influence of hematite on the color of red beds*.– J. Sedim. Petrol., 57, 682–686.

Trefethen, J.M. (1950): *Classification of sediments*.– Am. J. Sci., 248, 55–62.

Trowbridge, A.C. (1930): *Building of Mississippi delta*.– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 14, 867–901.

Tucker, M.E. (1993): *Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy*.– U: Wright, V.P. (ur.): *Sedimentology review*, 1. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 51–73.

Tucker, M.E. & Wright, P.V. (1990): *Carbonate sedimentology*.– Blackwell Sci. Publ., Oxford–London–Edinburg–Boston–Melbourne, 482 str.

Usdowsky, H.E. (1968): *Die Genese vom Dolomit in Sedimenten*.– Miner. u. Petrogr. in Einzeldarst., 4. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, 1–95.

Vail, P.R., Mitchum, R.M, Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.R., Bubb, J.N. & Hatlied, W.G. (1977): *Seismic statigraphy and global changes of sea level*.– U: Payton, C.E. (ur.): *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration*. Am. Assoc. Petrol. Mem., 26, 83–97.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. & Perez-Cruz, C. (1991): *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview*.– U: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (ur.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, 615–659.

Van der Lingen, G.J. (1969): *The turbidite problem*.– N. Z. Jour. Geol. Geophys., 12, 7–50.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J. (1988): *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*.– U: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (ur.): *Sea Level Changes: an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 42, 39–46.

Veevers, J.J. (1990): *Tectonic–climatic supercycle in the billion-year plate-tectonic eon: Permian Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed-continents greenhouse*.– Sedim. Geol., 68, 1–16.

Velić, I. & Tišljar, J. (1987): Biostratigrafske i sedimentološke značajke donje krede otoka Veli Brijun i usporedba s odgovarajućim naslagama jugozapadne Istre.– Geol. vjesnik, 40, 149–168.

Velić, I. & Tišljar, J. (1988): *Litostratigrafske jedinice u dogeru i malmu zapadne Istre (zapadna Hrvatska, Jugoslavija)*.– Geol. vjesnik, 41, 25–49.

Velić J., Tišljar, J., Dragičević, I. & Blašković, I. (2000): *Shoreline cross-bedded biocalcarenites (Middle Miocene) in the Podvrško–Šnjegović area, Mt. Psunj, and their petroleum significance (Požega Subdepression – eastern Croatia)*.– Geologia Croatica, 53/2, 281–293.

Visher G.S. (1965): *Use of vertical profile in environmental reconstruction*.– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 49, 41–61.

Visser, M.J. (1980): *Neap-spring cycles reflected Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note*.– Geology, 8, 543–546.

Vlahović, I. (1999): *Karbonatni facijesi plitkovodnih taložnih sustava od kimeridža do gornjega alba u zapadnoj Istri*.– Nepubl. doktorska disertacija, RGN fakultet Sveučilišta u Zagrebu, Zagreb, 327 str.

Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I., Fuček, L., Oštrić, N. & Prtoljan, B. (1995): *O podrijetlu i značenju tzv. vapnenačko–dolomitnih breča između donje i gornje krede: primjer Ćićarije*.– U: Vlahović, I., Velić, I. & Šparica, M. (ur.): *1. hrvatski geološki kongres, Knjiga sažetaka*, 99, Zagreb.

Vlahović, I., Velić, I., Tišljar, J. & Matičec, D. (1999): *Lithology and origin of Tertiary Jelar Breccia within the framework of tectogenesis of Dinarides*.– U: *Harold Reading's IAS Lecture Tour '99 – Croatia, Field-trip Guidebook: Some Carbonate and Clastic Successions of the External Dinarides – Velebit Mt., Island of Rab*. 23–25, Institute of Geology, Faculty of Sciences & Croatian Geological Society, Zagreb.

Vlahović, I., Tišljar, J., Fuček, L., Oštrić, N., Prtoljan, B., Velić, I. & Matičec, D. (2002): *The origin and importance of the dolomite–limestone breccia between the Lower and Upper Cretaceous deposits of the Adriatic Carbonate Platform: an example from Ćićarija Mt. (Istria, Croatia)*.– Geologia Croatica, 55/1, 45–55.

Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I., Matičec, D., Skelton, P.W., Korbar, T. & Fuček, L. (2003): *Main events recorded in the sedimentary succession of the Adriatic Carbonate Platform from the Oxfordian to the Upper Santonian in Istria (Croatia)*.– U: Vlahović, I. & Tišljar, J. (ur.): *Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin*. Field Trip Guidebook, 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija 2003, 19–56, Zagreb.

Von der Borch, C.C. & Lock, D.E. (1979): *Geological significance of Coorong dolomites*.– Sedimentology, 26, 813–824.

Waddel, H. (1932): *Volume, shape and roundness of rock particles*.– J. Geol., 40, 443–451.

Walker, R.G. (1965): *The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites*.– Proc. Yorks. Geol. Soc., 35, 1–32.

Walker, R.G. (1975): *Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association*.– Bull. Geol. Soc. Am., 86, 737–748.

Walker, R.G. (1978): *Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps*.– Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 62, 932–966.

Walker, R.G., Duke, W.L. & Leckie, D.A. (1983): *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion*.– Bull. Geol. Soc. Am., 94, 1245–1249.

Wentworth, C.K. (1922): *A scale of grade and class terms for clastic sediments*.– J. Geol., 30, 377–392.

Wentworth, C.K. (1933): *The shapes of rock particles: a disscusion*.– J. Geol., 41, 306–309.

West, I.M., Ali, Y.A. & Hilmy, M.E. (1979): *Primary gypsum nodules in a modern coastal sabkha on the Mediterranean coast of Egypt*.– Geology, 7, 354–358.

White, A.H. & Youngs, B.C. (1980): *Cambrian alkali plain – lacustrine sequences in the NE Officer basin, South Australia*.– J. Sedim. Petrol., 50, 1279–1286.

Wickman, F.E. (1954): *The "total" amount of sediment and the composition of the "average" igneous rock*.– Geochim. Cosmochim. Acta, 5, 97–110.

Winterer, E.L. & Jenkyns, H.C. (1979): *Radiolarians, diatoms and the origin of Mesozoic ribbon chert*.– Geol. Soc. Am. Annual Meeting, Abstracts, 7, 542–543.

Zhou, Y., Chown, E.H., Guha, J., Lu, H. & Tu, G. (1994): *Hydrothermal origin of Late Proterozoic bedded chert at Gusui, Guangdong, China: petrological and geochemical evidence*.– Sedimentology, 41, 605–619.

Zingg, Th. (1935): *Beitrag zur Schotteranalyse*.– Schweiz. miner. petrol. Mitt., 15, 39–140.

Zupanič, J. & Babić, Lj. (1991): *Cross-bedded sandstones deposited by tidal currents in the Eocene of the Outer Dinarides (Island of Rab, Croatia)*.– Geol. vjesnik, 44, 235–245.

Yen, T.F. & Chilingarain, G.V. (ur.) (1976): *Oil Shale*.– Elsevier, Amsterdam, 292 str.

23. Tumač pojmova

A

accretionary lapills – akrecijski lapili – vulkanoklastična zrna kuglastog oblika, obično koncentrične građe nastala: a) nakupljanjem i sljepljivanjem vulkanskog pepela u kuglaste grudice mehanizmom nagomilavanja i povećavanja zrna u zraku pri padanju kišnih kapi kroz oblak vulkanskog pepela; b) pri kotrljanju lapilnih fragmenata na tlu po površini još svježeg vulkanskog pepela, ili c) djelatnošću kiše i vjetra na površinu tek nataloženog vrućeg vulkanskog pepela (*vidi: coated accretionary lapills*).

acicular texture – acikularna ili igličasta struktura – odlikuje se izduženim ili igličastim kristalima.

algal mat – "algalna livada" – stari naziv za cijanobakterijsku livadu, tj. tanku prevlaku cijanobakterijskih nakupina na koju se hvata i lijepi sitni karbonatni talog i na taj način tvori stromatolitnu laminu.

alginite – alginit – maceral iz skupine eksinita koji se sastoji od alga ili algalnih kolonija čija se struktura mikroskopski teško raspoznaje.

alluvial fan – aluvijalna lepeza – morfološka lepezasta tvorevina manjih ili većih dimenzija nastala nakupljanjem klastičnog materijala na izlazima riječnog toka iz uske doline gorskog lanca u ravničarsko područje.

alluvial plain – aluvijalna ravnica – prostrana riječna ravnica s više prepletenih povremenih ili stalnih kanala, korita i tokova (*braid plain*).

anastomosing rivers – rijeke s račvanjem korita ili anastomozirajuće rijeke – rijeke sa stalnim, vrlo stabilnim položajem korita koje se mjestimice račva u više pojedinačnih, manjih korita međusobno odvojenih stalnim izduženim riječnim otocima iza kojih se rijeka ponovno spaja u jedno široko korito.

angle of climbing – uzlazni kut – (*vidi*: *climbing-ripple lamination*).

anhedral texture – anhedralna struktura – sinonim za ksenotipnu ili alotriomorfnu strukturu koja se odlikuje kristalima bez pravilnih, idiotipnih ili idiomorfnih kontura.

annual varve – godišnje varve – izmjena tankih lamina kao posljedice promjena taloženja zbog godišnjeg cikličkog zagrijavanja i ohlađivanja Zemljine površine. Svaka se pojedina godišnja lamina – varva – taloži tijekom jednog godišnjeg doba (primjerice dijatomitna pri bujnom razvoju dijatomejskih alga u kasno proljeće i rano ljeto, aragonitna tijekom ljeta, a laporovita i/ili glinovita tijekom jeseni i zime).

antidune – antidine – slojevi slični riplovima koji nastaju u uvjetima vrlo snažnih tokova ili tokova visokog režima (>4 m/s). Antidine imaju vrlo blage padine i odlikuju se niskim reljefom i manje–više simetričnim oblikom. Valna dužina im varira od 1 cm do 6 m, a amplituda od 1 mm do 45 cm. Nalaze se uglavnom samo na stražnjem i prednjem žalu, znatno rjeđe na plimnim ravnicama, jezerskim plažama, riječnim okolišima te u turbiditima.

apron turbidite – zastorni turbiditi – široka zona spojenih turbiditnih lepeza pri dnu podmorske padine. Nastaju iz gravitacijskih tokova koji potječu iz više linearnih izvora pretežito pješčanog detritusa podrijetlom s priobalja i odobalja. Na kraju svakog pojedinog opskrbnog kanjona (jarka) duž crte padine pješčanog šelfa nastaje po jedna lepeza, a njihovim preplitanjem uzduž podnožja padine formira se široka zona spojenih turbiditnih lepeza u obliku zastornih turbidita. Sinonim: *coalescing turbidite*.

avalanche – kamena lavina i odron – velika masa stijenskog kršja (zemlje, mulja ili snijega) koja se odronjava i kreće niz strmu padinu razmjerno velikom brzinom, ponegdje i više stotina km/h (*vidi*: *rock falls*).

B

backshore – stražnji žal na niskim morskim obalama s visokom energijom vode – gornji ili unutarnji, pretežito vrijeme suhi dio niske obale ili žala (plaže) koji se nalazi između razine plime (gornje granice prednjeg žala ili *foreshore*-a) pa do crte do koje dopire morska voda pri visokim plimama ili olujnim valovima, uključivši i kapljice pri prskanju olujnim valovima.

back-swamp – močvara ili bara na vrlo blago nagnutim poplavnim ravnicama, posebice u depresijama između meandrirajućih korita, gdje je razina temeljne vode vrlo blizu same površine. U njima se obično nakuplja organski detritus i treset, a tijekom poplava ili povremenih proboja sitnozrnasti pješčano–prahni i muljeviti talozi (*crevasse splays*).

ball-and-pillow structure – loptasta i jastučasta struktura – strukture utiskivanja u obliku loptastih i jastučastih pješčanih ili vapnenačkih kalkarenitnih tijela u muljevitom sloju. Nastaje raskidanjem pješčanog krovinskog sloja pri utiskivanju u podinski muljeviti talog tako da raskinuti dijelovi pri utiskivanju dobivaju oblik jastučastih i manje–više loptastih ili elipsoidnih tijela promjera nekoliko centimetara do nekoliko metara. Može nastati i pri seizmičkim udarima, tj. potresima, zbog potresanja taloga koje uzrokuje utiskivanje gornjeg pješčanog sloja u donji, vodom zasićeni sediment. Na taj način nastale "ball-and-pillow" strukture neki autori nazivaju "seizmiti" (*seismites*).

basin-floor fan – lepeza bazenskog dna – sedimentno tijelo na bazenskom dnu u blizini podmorske padine obično vezano uz akumulaciju detritusa koji potječe od snažne erozije podmorskih kanjona na padini.

basin plain – bazenska ravnica – ravno i razmjerno duboko morsko dno, koje se bez neke znatnije razvijene morfologije proteže od donjeg dijela (stope) padine, odnosno od padinskih zastora dalje prema otvorenom moru.

bauxite – boksit – aluminjska ruda pretežito sastavljena od minerala iz skupine aluminijskih hidroksida (uglavnom gibbsita), aluminijskih oksid-hidrata (bemita i dijaspora) i alumogela (amorfni gel $Al(OH)_3$), te promjenljive količine kvarca, minerala glina (uglavnom kaolinita i haloazita), aluminijskih klorita (sudoita), željeznih oksida i hidroksida (hematita, getita), kao i akcesornih sastojaka, uglavnom TiO_2-minerala (anatasa i rutila).

beach-barrier island-lagoonal system – sustav pješčanih prudova, barijernih otoka i laguna na žalima s visokom energijom i velikim obrocima donosa pješčano–muljevitih taloga s obale, uglavnom riječnim tokovima sa ili bez deltnih tvorevina.

beach cups – plažne kupe – pješčana tijela jezičastog oblika sastavljena od pijeska, koja se u prijelaznoj zoni od stražnjeg žala protežu na jednakim razmacima u prednji žal, ali mjestimice i po prednjem žalu. U pravilu nastaju na obalama s valovima srednje energije na kojima nema jakih struja paralelnih s obalom.

beach cycle – plažni taložni ciklus – cikličko taloženje na obalnom licu ili potopljenom žalu koje obuhvaća dugotrajno taloženje sitnozrnastog pješčano–muljevitog taloga tijekom lijepog vremena i brzo agradacijsko taloženje velike količine dobrosortiranih pijesaka s koritastom kosom slojevitošću tijekom olujnog vremena.

beach ridge – plažni hrbat – niski asimetrični pješčani hrbat ili pješčana greda (*berm*) na stražnjem žalu dužom osi orijentiran usporedno s obalnom crtom i sa strmijom padinom okrenutom prema kopnu. Nastaje naplavljivanjem pijesaka olujnim valovima.

beach-rock – stijena plaža – *vidi: beach-rocks cementation, beach-rocks environment.*

beach-rocks cementation – cementacija stijena plaža – poseban tip cementacije, u prvom redu vapnenačkog, ali i siliciklastičnog detritusa taloženog na pješčanim plažama u plimnoj i natplimnoj zoni u uvjetima niskih obroka taloženja i suhe klime. Oko zrna najprije se izlučuje mikritni, zatim acikularni ili vlaknasti, a na kraju mozaični druzni kalcitni i Mg-kalcitni cement.

beach-rocks environment – okoliš stijena plaža – plažni plićaci pod izravnim utjecajem izmjena plima i oseka koji se odlikuju posebnim načinom cementacije tipa stijena plaža (*vidi*: *beach-rocks cementation*).

bed configuration – slojna konfiguracija, *vidi*: *bed form.*

bed form – slojni oblik – promjene unutar sloja ili više slojeva istog sedimentnog tijela koje su nastale vodenim tokom, u prvom redu unutar riječnih korita i kanala, zbog promjena hidrauličkih uvjeta u toku, posebice brzine i dubine vode. Sinonim: *bed configuration.*

bedded cherts – slojeviti rožnjaci – tankoslojevite (3–8 cm) izmjene rožnjaka unutar tamnosivih do crnih šejlova ili sitnozrnastih grauvaknih pješčenjaka, ponegdje i slojevitih željezovitih sedimenata; zbog svojeg su izgleda često poznati kao prugasti rožnjaci (*ribbon cherts*).

berm – plažni hrbat ili berm – *vidi*: *beach ridge*.

bioturbation – bioturbacija – svi tragovi koje organizmi tvore svojom životnom aktivnošću, kao što su kretanje, rovanje, kopanje, plaženje, odmaranje, prehrana i izrada jazbina (*burrowing*) u još nevezanim ili slabo konsolidiranim sedimentima, a da se pritom sami organizmi fosilno nisu očuvali.

birdfoot delta type – vrsta delta koje u tlocrtu imaju "oblik prstiju ptičje noge" – delte u kojima se opskrbni kanali i iz njih taloženi pješčani sedimenti prstasto "poput ptičje noge" produžuju daleko u muljevite sedimente prodelte.

bituminous mud facies – facijes kerogenskih muljeva na unutarnjem šelfu – sastoji se od muljeva i glina, odnosno muljnjaka i glinjaka, koji su bogati kerogenom i/ili bitumenom, a mogu sadržavati posebne vrste školjkaša koji se hrane muljevima (primjerice *Posidonia* i *Inoceramus*).

block- and ash-flow deposits – vulkanoklastični talozi nastali iz tokova koji u matriksu izgrađenom od vulkanskog pepela sadrže krupne klaste i blokove vulkanskih stijena.

bottomset – donji dio delte – tijelo lepezastog oblika koje na dnu taložnog prostora (bazenske ravnice) između *foreseta* delte i ravnice nastaje akumulacijom sitnozrnastih taloga. Slojevi su, za razliku od onih u *foresetu*, horizontalni ili samo vrlo blago nagnuti prema bazenu (*vidi*: *foreset*).

bounce marks (bounce casts) – tragovi odskakivanja – kratka polulećasta linearna ispupčenja na donjim slojnim površinama pješčenjaka, ponegdje s nešto debljim izlaznim krajem. Dužina im je nekoliko centimetara, a visina 1 do 6 mm. Nastaju ispunjavanjem manje–više simetričnih udubljenja na muljevitu dnu koje je povremenim dodirivanjem na njemu ostavio neki predmet, najčešće korijenje ili grane stabla nošenog tokom.

BPHFXM-sequence – BPHFXM-sekvencija ili potpuna tempestitna sekvencija – sastoji se od šest jedinica: B = bazalni lag, P = paralelna laminacija, H = humčasta kosa slojevitost, F = *flat*-laminacija simetričnih riplova, X = kosa laminacija i M = madston (*vidi*: *tempestites*).

braid plain – ravnica s prepletenim vodenim tokovima (*vidi*: *alluvial plain*).

braided-channels – vodeni putovi u obliku prepletenih kanala na aluvijalnoj lepezi i aluvijalnoj ravnici (*vidi*: *alluvial plain*).

braided river – prepletena rijeka – riječni sustav u kojemu rijeka pri normalnom i niskom vodostaju ima unutar glavnog korita više međusobno prepletenih manjih, šljunčano–pješčanim prudovima odvojenih

korita i kanala koji neprestano mijenjaju svoj položaj, oblik, brzinu toka i količinu vode; pri visokom vodostaju cijelo glavno korito tvori jedinstveni riječni tok.

breaker zone – zona loma valova (često sinonim za *surf zone*) – obalna zona plitkog mora u području od valne osnovice do obale u kojem je dubina mora manja od polumjera kružnog oscilacijskog kretanja valova, pa valovi dodiruju dno. U toj zoni val dodirne morsko dno, brijegovi valova se zbijaju, valovi se lome, ustrmljuju i prevrću, što se manifestira razbijanjem valova uz veliku količinu pjene na njihovim krestama, te započinje zapljuskivanje obale (*vidi*: *swash zone*).

bundles – svežnjevi *foreset* lamina – unutarnja građa kososlojevitih nizova koja se odlikuje ponavljanjem bočno prirastenih jedinica odijeljenih površinama koje čine svežnjevi *foreset* lamina. Nastaje periodičkim poludnevnim preobrtajima plimnog toka uz naizmjenično djelovanje dominantne plimne struje prema obali i podređene struje nastale pri povlačenju vode u more tijekom oseke.

burrowing – jazbina – kopanje jazbina, rovanje i bušenje primarno mekanog ili nevezanog taloga u obliku cilindričnih šupljina ili otvora djelatnošću crva muljoždera, mekušaca i drugih beskralješnjaka (*vidi*: *bioturbation*).

C

calcarenaceous sandstone – kalkarenacejski pješčenjak – pješčenjak koji uz prevladavajući udio (>50%) siliciklastičnog materijala pješčanih dimenzija sadrži i značajnu količinu (10–49%) intrabazenskih karbonatnih zrna tipa ooida, onkoida, peleta/peloida, intraklasta, bioklasta i fosila (ljušturica foraminifera, školjkaša i drugih skeletnih zrna) i, u pravilu, kalcitni cement. Po sastavu je to miješana stijena između pješčenjaka i zrnastog vapnenca (kalkarenita, biokalkarenita ili pekstona/grejnstona). Razlikuje se od šireg pojma "vapnenački pješčenjak" (*vidi*: *calcareous sandstone*).

calcarenite – kalkarenit – zrnasti vapnenac pekston ili grejnston tipa pretežito (>50%) sastavljen od karbonatnih zrna intrabazenskog podrijetla dimenzija pijeska (0,063–2 mm), tj. intraklasta, ooida, onkoida i peleta/peloida.

calcareous clayey shale – kalcitom bogati glinoviti šejl – stijena iz skupine šejlova, tj. listastih ili tankolaminiranih pelitnih stijena sa značajnim udjelom vapnenačke (kalcijsko-karbonatne) komponente.

calcareous clayey siltstone – kalcitično–glinoviti prahovnjak (*siltit*) koji sadrži 10–33% kalcitne komponente.

calcareous claystone – kalcitom bogati glinjak – stijena iz skupine pelitnih sedimenata pretežito sastavljena od muljevitog siliciklastičnog detritusa sa značajnim udjelom kalcitne komponente.

calcareous debrites – vapnenački debriti – debriti sastavljeni od kršja ili fragmenata vapnenaca (*vidi*: *debris-flow deposit*).

calcareous sandstone – kalcitični pješčenjak – pješčenjak pretežito cementiran kalcitom. Drugo značenje: općeniti naziv za pješčenjak pretežito sastavljen od siliciklastičnog materijala koji je bogat vapnenačkom komponentom (20–50% $CaCO_3$), bez obzira na njezin način postanka i podrijetlo (*vidi: calcarenaceous sandstone*).

carbonate slope-aprons – karbonatni padinski zastori koji se nalaze kao razmjerno tanke prevlake na rubovima karbonatnih platforma; mogu biti vrlo strmi i prelaziti u submarinske hridine na kojima nema taloženja, pa su prekrivene samo tankim talogom.

cataclastic breccia – kataklastična breča – ekstraformacijska breča koja sadrži klaste čije je podrijetlo vezano uz procese kataklaziranja, tj. lomljenja i drobljenja stijena pri kretanju stijenskih masa jednih preko drugih ili jednih uz druge, kao i pri odronima i urušavanju stijenskih masa.

channel casts – tragovi kanala – male linearne, izdužene izbočine na donjoj slojnoj površini pješčenjaka ili konglomerata koje nastaju ispunjavanjem udubljenja na muljevitu dnu po podrijetlu identičnih erozijskim kanalima, ali bitno manjih dimenzija. Ispunjavanje se zbiva u jednom naletu materijalom iz iste struje koja je formirala udubljenja.

channel fill – ispuna korita ili ispuna kanala – sedimenti koji se talože u koritima i kanalima vodenih tokova. Na dnu im se obično nalazi tanki sloj s erozijskom osnovicom i ispranim klastima, tj. *lag*-sedimentom.

channel loop bar – prud na zavoju korita – nalazi se na vanjskim i unutarnjim stranama zavoja korita i/ili kanala, obično zajedno s uzdužnim prudovima. Odlikuje se ciklusom positnjavanja naviše.

chert – rožnjak – općeniti engleski naziv za čvrsto litificirane silicijske sedimente – sve vrste rožnjaka, tj. gustih silicijskih stijena koje se sastoje od kvarca, opala, kalcedona ili kvarcina i odlikuju se oštrobridnim iverastim ili školjkastim lomom i mutnostaklastim, staklastim ili rožnatim (poput roga) sjajem.

chert arenite – rožnjački arenit – litični arenit koji sadrži mnogo odlomaka rožnjaka, radiolarita i/ili dijatomita.

chlorite–sericite mudstone – kloritno–sericitni madston – srednje čvrsto do jako litificirani i dijagenetski izmijenjeni lapor koji sadrži >50% kalcita, a u kojem su minerali glina prekristalizirali u klorite i sericit, pa zbog toga ne pripada sitnozrnastim klastičnim pelitnim sedimentima nego glinovitim vapnencima koji sadrže u klorit i sericit dijagenetski izmijenjenu glinovitu komponentu.

chute bars – žlijebasti prudovi – nastaju usjecanjem bujičnih kanala i njihovom migracijom tijekom visokog vodostaja, a sastoje se od razmjerno krupnozrnastog taloga koji u donjem, šljunčanom dijelu pokazuje imbrikaciju, a u gornjem dijelu sastavljenom od krupnozrnastog pijeska planarnu i koritastu kosu slojevitost velikih dimenzija.

clarite – klarit ili polusjajni ugljen – mikrolitotip klarainskog ugljena iz maceralne skupine vitrinita i eksinita. Kombinacija macerala iz skupine vitrinita i eksinita u ukupnoj građi ovog ugljena sudjeluje s >95%.

clast-support – klastna potpora – način slaganja klasta kod kojeg su klasti pakirani tako da imaju međusobnu potporu, tj. jedan se klast oslanja na drugi. Sinonim kod sitnozrnastih i srednjozrnastih sedimenata: *grain-support.*

clay – glina – nevezani talog koji sadrži >2/3 minerala glina.

clay shale – lisnati glinjak ili glineni šejl – vezana stijena iz skupine pelitnih sedimenata koja sadrži >2/3 minerala glina i odlikuje se lisnatošću ili horizontalnom laminacijom.

clayey calcareous siltstone – glinovito–kalcitični prahovnjak (*siltit*) koji sadrži od 10 do 45% kalcitne komponente.

clayey siltstone – glinoviti prahovnjak (*siltit*) koji sadrži <10% kalcitne komponente.

claystone – glinjak – homogena stijena bez lisnatosti ili horizontalne laminacije iz skupine pelitnih sedimenata koja sadrži >2/3 minerala glina.

climbing current ripples – uzlazni strujni riplovi (*vidi*: *climbing-ripple lamination*).

climbing-ripple lamination – laminacija uzlaznih riplova – poseban tip valovite laminacije koji nastaje u nekohezivnim talozima pri djelatnosti struja i valova uz veliki prinos materijala zbog stalne migracije i istodobnog rasta valnih ili strujnih riplova naviše pri kontinuiranoj i brzoj akumulaciji sedimenta prenošenog suspenzijom i vučenjem po dnu na kojem već postoje riplovi. Uzlazni kut (*angle of climbing*), ili kut koji se nalazi na graničnim površinama između setova kosih lamina međusobno odvojenih erozijskom površinom ili gradacijom, to je veći što je slabiji intenzitet toka, a obično iznosi od 10 do 60°.

coal rank – red ugljena ili serija ugljena (*coal series*) – obuhvaća slijed sljedećih procesa pougljenjivanja: na malim dubinama prekrivanja istjerivanje CO_2 i biogenog metana (CH_4), na srednjim dubinama prekrivanja istjerivanje velikih količina metana i manje količine nafte, a na velikim dubinama prekrivanja istjerivanje metana. U "red ugljena" ubrajaju se lignit, smeđi ugljen, kameni ugljen i antracit, pri čemu lignit pripada ugljenu vrlo niskog reda, a antracit ugljenu vrlo visokog reda. To je povezano s njihovim fizikalnim svojstvima i kemijskim sastavom, poglavito porastom sadržaja ugljika, kalorijske vrijednosti i potencijala generiranja plinova, kao izravnom posljedicom progresivnog stupnja pougljenjivanja ili karbonifikacije. Sinonim: *coal serie*.

coal serie – serija ugljena (*vidi*: *coal rank*).

coalescing turbidite – više turbiditnih lepeza u podnožju padine spojenih u jednu zonu u obliku zastornih turbidita (*vidi*: *apron turbidite*).

coalification – pougljenjivanje – procesi potresećivanja i pougljenjivanja koji tijekom dijageneze (i katageneze) dovode do promjena organske tvari u treset i ugljen.

coarse tuff – krupnozrnasti tuf – tuf sastavljen od pepela promjera pretežito pješčanih dimenzija (0,063 do 2 mm).

coarsening-upward sequence – sekvencija pokrupnjavanja naviše – taložna sekvencija u kojoj je svaki mlađi član ili taložna jedinica zbog progradacije ili promjena uvjeta taloženja sastavljen od detritusa sve krupnijih zrna.

coated accretionary lapilli – obavijeni akrecijski lapili – strukturni tip akrecijskih lapila koji se poput karbonatnih obavijenih zrna odlikuje koncentrično-lamininaranom građom. Nastaje prije taloženja još u zraku u oblaku vulkanskog pepela nakupljanjem ili sljepljivanjem vrućeg pepela u kuglaste grudice pri padanju kišnih kapi kroz oblak vulkanskog pepela (*vidi*: *accretionary lapilli*).

cohesive freezing – kohezivno zamrzavanje (*vidi*: *freezing*).

collapse breccia – kolapsna breča – breča koja sadrži cementirane klaste koji potječu od kidanja i razaranja slojeva i stijenskih masa pri njihovom slijeganju nakon djelomičnog otapanja raspucane stijenske mase u podini (breče otapanja), urušavanju (breče urušavanja) ili pak pucanju i drobljenju brzo litificiranih površinskih dijelova taloga pri mehaničkoj dijagenezi (evaporitne kolapsne breče).

collinite – kolinit – maceral iz skupine vitrinita koji mikroskopski ne pokazuje nikavu jasnu strukturu biljnih stanica, a reljef mu je slabiji nego li kod drugih glavnih macerala. U pravilu tvori osnovnu masu ili impregnacije u drugim maceralima.

cone-in-cone structure – struktura "konus u konus" – pojava niza konusnih oblika u stijeni s vrhovima okrenutim jedan prema drugome, često međusobno odvojenim glinovitim filmovima ili vlaknastim kalcitom, gipsom ili sideritom. Nastaje smicanjem pri djelovanju tlaka nadslojeva, otapanjem i procesima prekristalizacije u sedimentima koji sadrže više od 50% karbonatnih minerala, tj. u glinovitim vapnencima, laporima, glinovitim dolomitima i vapnenačkim pelitima – šejlovima.

conglomerate mudstone – konglomeratični muljnjak – sinonim za muljevitim matriksom bogati parakonglomerat koji nema laminirani matriks. Ova vrsta stijene nije isto što i *mudstone conglomerate*.

continental rise – kontinentalna uzvisina – podmorska uzvisina na stopi padine ili na dijelu kontinentalnog ruba između kontinentalne padine i abisalne bazenske ravnice.

continental tephra deposit – subaerski ili kontinentalni vulkanoklastični talog – skupno ime za sav vulkanoklastični materijal koji je izbačen iz vulkana u atmosferu, a zatim pao na kopno ili je na kopnu akumuliran iz piroklastičnih tokova.

contourites – konturiti – sedimenti nastali taloženjem iz pridnenih morskih struja koje se kreću uz konture samog morskog dna (konturnih struja).

couplet – kuplet – ritmička izmjena dvaju tipova lamina, u pravilu karbonatnih i dijatomitnih ili karbonatnih i sitnozrnastih siliciklastičnih lamina (prah, prahovita glina, glina, lapor).

creep lobe – klizni lob ili režanj – sedimentno tijelo humčastog, slabo konveksnog oblika koje može pokazivati samo slabu deformaciju slojevitosti, biti konkordantno s podinskim slojevima ili pak imati jako deformiranu slojevitost. Nastaje translacijskim klizanjem niz podmorsku padinu.

creep of sediments – puzanje taloga – proces polaganog puzanja i spuštanja sedimenta niz padinu izazvanog unutarnjim tlakovima pri stalnom nagomilavanju novih sedimenata s visokim sadržajem vode u donjem dijelu nekonsolidiranih taloga.

crescent casts – tragovi zaprečivanja tečenja – potkovaste ili poluelipsaste izbočine na donjoj slojnoj površini pješčenjaka. U središtu izbočine imaju udubljenje kao kalup nekog predmeta oko kojeg je struja erodirala muljeviti talog u obliku udubljenja s dva kraka koji se šire u smjeru toka. Sinonimi: *current crescents*, *current casts*, *obstacle scours.*

crevasse splay – povremeni vodeni proboj – mjesto gdje je pri visokom vodostaju došlo do probijanja prirodnog riječnog nasipa (*natural levee*) i naglog izlijevanja vode iz riječnog korita u okolnu ravnicu. Pritom se od mjesta proboja i dalje u ravnici talože veće količine detritusa koji je poznat pod imenom talog vodenog proboja (*crevasse splay deposit*).

crevasse splay deposit – talog vodenog proboja – talog nastao na mjestima naglog izlijevanja vode u ravnicu pri proboju prirodnog riječnog nasipa tijekom visokog vodostaja. Ima oblik režnja (loba), kosine ili manje lepeze. Na mjestu proboja nasipa taloži se krupnozrnasti detritus, u pravilu šljunkoviti pijesci, koji se od mjesta proboja nasipa šire u ravnicu uz stalno smanjivanje veličine zrna udaljavanjem od proboja zbog pada energije vode. Dalje od mjesta proboja talozi probojnih naplavina su uglavnom zastupljeni pijescima u izmjeni s muljem, prahom i glinama, a mogu pokazivati kosu laminaciju uzlaznih riplova.

cryptocrystalline texture – kriptokristalasta struktura – u stijeni prevladavaju kristalići <0,01 mm.

crystal tuff – kristaloklastični ili kristalni tuf – tuf koji se pretežito sastoji od kristaloklasta, tj. odlomaka kristala.

current crescents – tragovi zaprečavanja tečenja – *vidi: crescent casts*.

current ripples – strujni riplovi – nastaju pri premještanju pijeska jednosmjernim vodenim strujama ili tokovima, tj. strujama koje se kreću samo u jednom smjeru, kao primjerice pri plimi. Odlikuju se poprečnom orijentacijom dužih osi na smjer struje ili toka, s pravilno raspoređenim krestama i koritima (*vidi*: *ripple marks*).

cutinite – kutinit – maceral iz skupine eksinita koji se sastoji od biljnih epidermalnih ćelija, odnosno kutikula lišća.

D

debris deposit – debritni talog – talog nastao zaustavljanjem ili "zamrzavanjem" debritnog toka obično na padinama ili pri dnu padina. Sastoji se od loše sortiranih klasta i olistolita i muljevitog matriksa – vapnenačkog ili siliciklastičnog mulja, laporovitog ili glinovitog detritusa (*vidi*: *debris flow*).

debris flow – debritni (detritni) tok ili tok stijenskog kršja – visokokoncentrirana, jako viskozna disperzija sedimenta koja ima veliku nosivu snagu i ponašanje plastičnog toka, a obuhvaća brzo kretanje guste mase lošesortiranog detritusa (stijenskog kršja ili drobine, pijeska, mulja i najmanje 4% glinovite komponente) i vode.

debrite – debrit – detritni talog (*vidi*: *debris deposit*, *debrite breccia*).

debrite breccia – debritna breča – breča nastala litifikacijom stijenskog kršja koje je nakon prenošenja niz padinu debritnim tokovima ili tokovima stijenskog kršja akumulirano na padini ili njezinom podnožju.

delta abandonment – faza destrukcije ili napuštanja delte – destrukcijska faza deltne sedimentacije pri kojoj je odlučujuće smanjivanje količine donosa sedimenta u deltu i/ili njegovo jače odnošenje morskim strujama i valovima od obroka donošenja i taloženja, primjerice na čelima deltę s prevlašću djelatnosti valova (*vidi*: *wave-dominated delta front*).

delta foreset – prednji dio delte – podvodni dio delte (izvorno Gilbertovog tipa) koji ima visinu od nekoliko pa do više desetaka metara, a sastavljen je od kososlojevitih šljunaka i/ili šljunkovitih pijesaka s uloščima pijeska. Nagib kose slojevitosti je obično 20 do 24° u smjeru taložnog prostora, s time da su u donjem dijelu *foreseta* nagibi manji i čine postupni prijelaz u donji dio delte – *bottomset*. *Foreset* nastaje zbog naglog taloženja detritusa iz brzih gravitacijskih struja velike gustoće, a dijelom i iz gravitacijom kontroliranih lavina.

delta front – čelo delte – razmjerno uski i strmo nagnuti pojas ispod morske (ili jezerske) razine koji se od ruba deltne ravnice naniže širi u more (ili jezero) i nastavlja u prostranu prodeltu, u kojem riječni tokovi ulaze u morski prostor (ili jezero) i gdje se, zbog naglog prestanka riječnog transporta, odlaže najveći dio materijala kojeg je nosio riječni tok.

delta front sheet sand – pokrovni (pločasti) pijesak čela delte – nastaje usporedno s obalnom crtom duž čela delte s prevlašću plimnih struja zbog pretaložavanja i premještanja pijeska i mulja koji su primarno taloženi na ušćima rijeka i na čelu delte, a zatim su strujama plima razneseni i akumulirani duž obale u širem području delte.

delta plain – deltna ravnica – gornji dio delte koji se nalazi iznad stalne morske razine, tj. u subaerskim uvjetima. Taloženje na deltnoj ravnici regulirano je: a) fluvijalnim taložnim procesima ako se takva ravnica nalazi pod prevlašću fluvijalnih uvjeta (*fluvial-dominated delta plain*), a u nekim deltama djelomice i uvjetima kakvi vladaju u jezerskim i/ili močvarnim okolišima, i b) plimnim procesima ako se radi o deltnoj ravnici pod prevlašću plimnih struja (*tidal-dominated delta plain*).

denudation – denudacija – procesi erozije, ispiranja, ogoljavanja i snižavanja kopna zbog odnošenja materijala iz viših u niže predjele, doline, riječne doline, jezera i mora.

deposit-feeding organisms – muljožderni organizmi (*vidi*: *mud facies*).

depositional lobe – taložni režanj ili lob – sedimentno tijelo nastalo nagomilavanjem taloga na krajevima sve plićih i širih opskrbnih kanala, obično u srednjem dijelu podmorskih lepeza. Sinonim: *suprafan lobe.*

desiccation breccia – desikacijska breča – breča nastala kratkim prijenosom i pretaložavanjem plosnatih fragmenata koji potječu od pukotinama isušivanja raspucanih muljevitih taloga. Karakteristična je za *peritidalne*, posebice plimne i natplimne okoliše (*vidi*: *edgewise breccia*).

desiccation cracks – desikacijske pukotine ili pukotine isušivanja – nastaju naglim gubljenjem vode zbog otjecanja, a dijelom i isparavanja vode s površine muljevitih taloga na plimnoj i natplimnoj zoni, povremenim i kratkotrajnim jezerima, riječnim poplavnim ravnicama, deltnim ravnicama, barama, obalama jezera i plajama.

detached lobes – odvojeni režnjevi – režnjevi ili lobovi koji nastaju izvan opskrbnih kanala taloženjem uglavnom samo najsitnijeg detritusa i hemipelagičnih muljeva bez detritusa donešenog turbiditnim strujama i drugim tokovima. Naknadno mogu biti ispresijecani mlađim kanalima koji su se erozijom usjekli u njih (*vidi*: *depositional lobe*).

detrital texture – detritična struktura – struktura karakteristična za boksite koji se sastoje od zrnastih nakupina aluminijskih i željeznih hidroksida i sitnozrnastog matriksa.

detritovitrinite – detritovitrinit – maceral iz skupine vitrinita koji mikroskopski pokazuje karakteristične brojne sitne nakupine detritičnih (trimaceritnih) čestica čija pripadnost vitrinitnoj skupini macerala nije uvijek u potpunosti sigurna.

diamictite – dijamiktit – naziv za izuzetno loše sortirane akumulacije detritusa koje se sastoje od blokova stijena i glinovitog matriksa, a potječu od glacijalnih i periglacijalnih procesa, kao i muljnih ili detritnih tokova u subaerskim i subakvatskim uvjetima.

diatom ooze – dijatomejski muljevi – pelagični kremični muljevi (*pelagic siliceous ooze*) dimenzija sitnog praha do sitnog pijeska (4–250 μm) koji sadrže >30% opalnih dijatomejskih skeleta i <30% karbonata (*vidi*: *siliceous ooze*).

diatomaceous earth – dijatomejska zemlja – visokoporozni (70–90%), mekani do slabo vezani, sitnozrnasti silicijski sediment pretežito sastavljen od skeleta dijatomeja i čestica promjera pretežito između 5 i 10 μm. Sinonim: *Kieselgur*, *randanite.*

diluted lakes in hydrologically open basins – hidrološki otvorena jezera – imaju uravnoteženo dotjecanje i istjecanje slatke vode rijekama i potocima.

dish structures – zdjelaste strukture – postsedimentacijske deformacije nastale istiskivanjem vode iz taloga.

distal bar – distalni pješčani prud – u donjem dijelu čela delte unutar laminiranih muljeva i glina obično nastaje više takvih prudova. Redovito imaju erozijsku površinu prema podinskim muljevima i glinama, a u donjem dijelu sadrže proslojke bogate kršjem ili ljušturama školjkaša. Sadrže valne riplove i pokazuju jasnu kosu slojevitost, a u pravilu su i intenzivno bioturbirani.

distant floodplain – udaljena poplavna ravnica – ima osebujne uvjete taloženja razmjerno malih količina sitnozrnastog muljevitog taloga, tj. praha i gline zbog promjena uvjeta tijekom poplava i nakon povlačenja vode s udaljenih dijelova poplavne ravnice. Uvjeti taloženja tu su bitno ovisni o klimi koja određuje učestalost poplavljivanja, kao i o udaljenosti od aktivnog riječnog korita.

distributary channel – opskrbni (distribucijski) kanal – riječno korito ili neka druga vrsta kanala ili kanjona po kojima se riječnim ili nekim gravitacijskim tokom prenosi velika količina detritusa različitog granulometrijskog sastava koji se zatim taloži u obliku nekog sedimentnog tijela, primjerice delte, podmorske lepeze, turbiditne lepeze. Sinonimi: *feeder channel*, *feeder canyon.*

distributary mouth bar – prud opskrbnih (distribucijskih) kanala i rukavaca u ušću – nastaje u ušćima opskrbnih kanala i rukavaca u plićacima na čelu delte zbog pretaložavanja pijesaka koji su na čelo delte doneseni riječnim tokovima jakim plimnim strujama.

downlap surface (downlapping surface) – površina prekrivanja naniže – obično vrh transgresivnih taloga ili površina maksimalnog preplavljivanja (*maximum flooding surface* – mfs). Površina koja obilježava promjene u načinu taloženja od *onlap* prekrivanja u smjeru obale, odnosno transgresivnog širenja mlađih taloga pri porastu morske razine, u *downlap* progradacijskog taloženja sedimentnog tijela klinastog oblika koje je nagnuto i koje isklinjava u smjeru bazena. Takvo tijelo klinastog oblika taloži se pri snižavanju morske razine, tj. u uvjetima sužavanja taložnog prostora i/ili napredovanja obalne crte u smjeru mora.

dripstone cement – sinonim za mikrostalaktitni, gravitacijski ili viseći cement – nastaje na svodovima pora iz kapljica vode koje vise na svodu šupljine.

drumlins – drumlini – nakupljeni glacijalni materijal elipsoidnog oblika sa strmije nagnutim stranama u smjeru suprotnom od kretanja ledenjaka, pretežito sastavljen od lošesortiranog izbrazdanog tila (*vidi*: *grooved till*).

dry grain flow – suhi zrnski tok – tok nastao kretanjem niz padinu suhe mase stijenskog kršja ili suhe kamene lavine.

E

ebb delta – *vidi*: *ebb-tidal delta*.

ebb-tidal delta – delta nastala povratnim strujanjem vode pri osekama na izlazu rukavca u more. Sinonim: *ebb delta* (*usporedi s*: *flood-tidal delta*).

edgewise breccia – breča s plosnatim fragmentima – breča sastavljena od plosnatih, pločastih ili diskoidalnih fragmenata čije su duže osi koso nagnute u odnosu na slojevitost ili postavljene poprečno (transverzalno) u odnosu na slojnu površinu. Nastaju nakupljanjem plosnatih fragmenata pri jakim jednosmjernim tokovima, obično strujom plime ili valovima (*vidi*: *desiccation breccia*).

emersion breccia – emerzijska breča – poseban genetski tip uglavnom karbonatnih breča nastalih kompleksnim procesima fizikalnog i kemijskog trošenja vapnenaca i dolomita u subaerskim uvjetima na površini Zemlje ili u vadoznoj zoni (*vidi*: *karst breccia*).

eolianites – eolijaniti – uz obale istaloženi i potom vjetrom prenošeni, na stražnjem žalu obično još i olujnim valovima pretaložavani dobrolitificirani pijesci (= obalni eolijaniti). Uglavnom su pleistocenske i holocenske starosti, a među njima se razlikuju kvarcni eolijaniti, ako sadrže <50% $CaCO_3$, i karbonatni eolijaniti, ako sadrže >50% $CaCO_3$.

equigranular – izometrični ili jednakozrnasti – sva ili većina zrna ili kristala u stijeni imaju iste ili približno jednake dimenzije.

erosional channel (washout) – erozijski kanal – erozijski oblici nastali odnošenjem glinovitog i/ili muljevitog sedimenta iz dijela jednog ili više slojeva dalje u taložni prostor djelovanjem struja i tokova. Novonastali erozijski oblici mogu kraće ili duže vrijeme ostati neispunjeni novim sedimentom. Dno im uvijek pokazuje izrazitu eroziju podloge, širina im je od nekoliko decimetara do više desetaka metara, dužina od više decimetara do više stotina metara, a dubina erozije od nekoliko centimetara do nekoliko metara.

erosional scars – erozijski ožiljci ili brazgotine nastale erozijskim deranjem taloga na padini (*vidi*: *slope scar fill*).

eskers – eskeri – izduženi hrptovi glaciofluvijalnih pijesaka, šljunaka i krupnozrnastog materijala obično taloženog u englacijalnim ili subglacijalnim kanalima iz bujica nastalih pri naglom topljenju leda.

euhedral – euhedralni ili idiomorfni – svi ili većina kristala u stijeni imaju pravilne ili idiomorfne kristalne konture.

F

fabric – građa – općeniti naziv za načine pakiranja, raspored i orijentaciju zrna i fragmenata unutar sedimenta. U njemačkoj terminologiji to je obuhvaćeno terminom *Gefüge* (= sklop ili struktura).

fairweather wave base (FWB) – osnovica valova lijepog vremena – dubina do koje dopire oscilacijsko gibanje vode valovima pri lijepom vremenu; na šelfovima epikontinentalnih i perikontinentalnih mora obično iznosi do 10 m (*vidi*: *wave base*).

fallout tephra deposit – vulkanoklastični talog – nastaje taloženjem vulkanoklastičnog materijala padanjem iz zraka nakon što je vulkanskom erupcijom izbačen visoko u atmosferu. Uglavnom je to sitnozrnasti vulkanski pepeo koji nakon erupcije tvori oblak lapila i vulkanskog pepela koji se atmosferom od mjesta erupcije prenosi na velike udaljenosti (od nekoliko stotina do nekoliko tisuća kilometara).

fan delta – deltna lepeza – podvodni dijelovi aluvijalnih lepeza koji se nastavljaju od brdovitog kopna izravno u more ili ocean i odlikuju progradacijskim tipom taloženja, a općenito se sastoje od krupnozrnastih sedimenata.

faulted slope-aprons – rasjedni padinski zastori – sadrže slampne brazgotine, klizišta, slampove i kratkotrajne plitke kanale kao posljedice klizanja i urušavanja pod utjecajem periodične tektonske aktivnosti, prije svega rasjedanja podmorske padine.

feeder channel (feeder canyon) – opskrbni kanal ili hranidbeni kanal (*vidi: distributary channel*).

fibrous texture – fibrozna ili vlaknasta struktura – stijena se sastoji od izduženih ili igličastih kristala čiji je odnos dužine prema širini i/ili debljini izuzetno velik, tako da kristali izgledaju poput vlakana.

fine tuff – sitnozrnasti tuf (*vidi*: *pelitic tuff*).

fine-grained turbidite model – model taloženja sitnozrnastih ili muljnih turbidita, odnosno turbidita pretežito sastavljenih od praha, mulja i gline.

finger sand bar – prstasti pješčani prud – pješčani talozi prudova ušća na čelu delte zastupljeni masivnim pijescima s koritastom kosom slojevitošću koji se zbog progradacije čela delte rasprostiru u obliku "prstiju ptičje noge". U mnogo slučajeva to su najvažnije kolektorske stijene nafte i plina unutar deltnih taložnih sustava (*vidi*: *birdfoot delta type*).

fining-upward alluvial cycle – aluvijalni ciklus positnjavanja naviše – nastaje taloženjem u riječnim tokovima pri bočnim migracijama korita na aluvijalnim lepezama, kao i u okolišima meandrirajućih i prepletenih rijeka. U dnu korita taloži se krupnozrnasti materijal ili *lag*-sediment na kojem slijede kososlojeviti pijesci, a na njima muljevi poplavne ravnice. Naime, zbog veće brzine i energije vode na vanjskim dijelovima lukova korita tok ima erozijsko djelovanje uz potkopavanje obale i odnošenje detritusa, a manje brzine i bitno niže energije na unutarnjim dijelovima lukova, gdje se detritus stalno taloži. Tipičan primjer za to su meandrirajuće rijeke s postankom meandarskih prudova. Pritom se, u odnosu na smjer toka, glavno korito rijeke neprestano bočno pomiče i postaje sve zavojitije, sve se više udaljava od početnog položaja, a potom i položaja meandarskog pruda, što uzrokuje bočnu, ali i vertikalnu migraciju samog pruda. Na kraju prud pod utjecaj riječnih voda dolazi samo tijekom visokog vodostaja i poplava, tj. dolazi do njegovog prekrivanja talozima poplavne ravnice (*vidi*: *point bar*).

fining-upward channel fill cycle – ciklus positnjavanja naviše kanalne ispune – kompletna ispuna kanala ili korita koja započinje krupnozrnastim detritusom, u pravilu masivnim do horizontalno debeloslojevitim klastnopotpornim šljuncima, često s erozijskom osnovom i lećama gline, a završava s kososlojevitim sitnozrnastim pijescima ili laminiranim muljevima (*vidi*: *channel fill*).

fitting – međusobni odnos i raspored susjednih klasta i stupanj podudarnosti njihovih obrisa ili kontura na mjestima dodira klasta u breči. Primjerice, u odronskim (siparišnim) i debritnim brečama vrlo je nizak, jer su klasti pretrpjeli znatan prijenos klizanjem, prevrtanjem ili kotrljanjem niz padinu, a u tektonskim (rasjednim) brečama je visok, jer klasti nisu premještani kotrljanjem.

flame structures – glineni jezičci, jezičaste strukture ili strukture obrnutog utiskivanja – oblici genetski povezani s tragovima utiskivanja jer nastaju ubrizgavanjem muljevitog taloga iz podine u hidroplastični pijesak u krovini tijekom razdoblja s velikim obrocima taloženja i brzom akumulacijom preko muljevitog taloga. Pritom se i pijesak utiskuje u podinski muljeviti talog, pa je struktura glinenih jezičaka usko povezana i s utiskivanjem pijeska u podinski glinoviti sloj.

flat pebble conglomerate – konglomerat s plosnatim valuticama – sadrži izrazito plosnate ili tankopločaste valutice nastale zaobljavanjem vrlo tankih plosnatih fragmenata koji potječu od pretaložavanja pukotinama isušivanja ispucanih muljevitih taloga ili po površinama laminacije raspadnutih plimnih ili *peritidalnih* tankolaminiranih taloga.

flat-bedding – poseban tip približno horizontalne laminacije ili slojevitosti pri kojoj unutar sloja naviše postoje postupni prijelazi od horizontalne u blago kosu slojevitost. Kritični kut između horizontalnih i kosih lamina pritom nije strogo određen. *Flat*-laminacija je posebno značajna u tempestitima, odnosno kao zasebni F član u tempestitnoj sekvenciji.

flint – naziv za rožnjak kriptokristalaste strukture nodularnog ili slojevitog pojavljivanja, uglavnom kredne starosti, od kojeg su u kamenom dobu praljudi izrađivali svoje oružje i oruđe (artefakte).

flood delta – plimna delta (*vidi*: *flood-tidal delta*).

flood flows – poplavni tokovi (*vidi*: *sheet flood*).

flood plain – poplavna ravnica – područje koje je poplavljeno tijekom visokog vodostaja zbog prelijevanja vode iz riječnog korita u okolnu ravnicu, na kojem se iz suspenzije talože uglavnom muljevi, a rjeđe – u fazi najviše razine poplave – i sitnozrnasti pijesci, dok se krupnozrnasti pijesak i šljunak na poplavnoj ravnici mogu pojaviti samo u probojnim kanalima (*vidi*: *crevasse splay deposit*).

flood-tidal delta – plimna delta – delta na ušću plimnog rukavca u lagunu ili zaštićeni plićak nastala akumulacijom detritusa prenošenog plimnim strujama od mora prema obali. Sastoji se od pješčanih taloga u kojima prevladavaju setovi kosih lamina i/ili slojeva s nagibom u smjeru obale. Sinonim: *flood delta*.

flow marks – *vidi*: *flute casts*.

fluidized flow – fluidizacijski tok – izrazito viskozni, kratkotrajni tok kohezivnih zrna čije je kretanje podržavano strujanjem porne vode naviše tako da se sediment suprotstavlja djelovanju gravitacije istiskivanjem fluida iz pora sedimenta i njegovim strujanjem naviše. Iz vodom natopljenog pijeska i mulja pri spuštanju zrna istiskuje se porni fluid koji svojim strujanjem naviše podiže zrna u talogu i tako djeluje suprotno od sile teže. Ti su tokovi usko povezani s likvefakcijom ili likvefakcijskim tokovima.

flute casts – tragovi tečenja – jezičasta trokutasta ili vretenasta izbočenja na donjim slojnim površinama pješčenjaka. Na prednjem, uskom dijelu gdje je nastalo početno udubljenje pri dodiru dna vrtložnom strujom ispupčeniji su negoli na zadnjem, širem dijelu koji postupno nestaje na ravnoj slojnoj površini, po čemu se lako može odrediti smjer paleotransporta. Sinonim: *flow marks*.

fluted moraine – morenska brazda – izdužena, ali vrlo uska akumulacija glacijalnog materijala nastala utiskivanjem tila u usku, dugačku pukotinu, brazdu ili žlijeb formiran erozijskim djelovanjem ledenjaka.

fluvial red beds – riječni crveni talozi – nastaju zacrvenjivanjem ili rubifikacijom prvobitno organskom tvari siromašnih sivih ili smeđih taloga poplavnih ravnica ili pijesaka prudova prepletenih rijeka koji su zbog niskog vodostaja dugo vremena bili izloženi subaerskim uvjetima, posebice u područjima s aridnom ili semiaridnom klimom, ali i u područjima s umjerenom klimom tijekom dužih sušnih razdoblja. Crvena boja potječe od sitnodispergiranog hematita, a žutosmeđa od limonita i getita.

fluvial-dominated delta plain – deltne ravnice s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja (*vidi*: *delta plain*).

foreset – prednji set, *foreset* – strmija, zavjetrinska padina ripla sa sustavom kosih lamina ili kosih slojeva, odnosno općeniti naziv za u smjeru kretanja vode ili vjetra koso nagnuti paket slojeva ili lamina (*vidi*: *lee slope*).

foreshore – prednji žal – donja ili vanjska, postupno prema moru nagnuta zona obale ili žala (plaže) koja se na niskim obalama s visokom energijom vode nalazi između srednje razine plime i srednje razine oseke, odnosno proteže se od stražnjeg žala (*backshore*) pa do početka obalnog lica (*shoreface*). Na prostranim pješčanim plažama prednji je žal od stražnjeg žala obično odvojen krestom moru najbližeg pješčanog tijela poznatog pod imenom *berm*. U niskoenergijskim okolišima ta je zona poznata kao plimna zona ili *intertidal*, odnosno u slučaju da zauzima veliku površinu kao plimna ravnica (*tidal flat*).

freezing – "zamrzavanje toka" – općeniti naziv kojim se označava "zamrzavanje", odnosno zaustavljanje kretanja taloga, primjerice detritusa u debritnom

ili turbiditnom toku. U takvom toku može doći do potpunog "kohezivnog zamrzavanja" (= *cohesive freezing*) ili u slučaju nekohezivnog pješčanog matriksa do "zamrzavanja trenjem" (= *frictional freezing*).

frictional freezing – zamrzavanje trenjem – *vidi*: *freezing*.

frost-coated clast flow – tok klasta obavijenih ledom – kretanje niz padinu mase stijenskog kršja čije su valutice obavijene tanjom ili debljom ledenom korom.

fusonite – fuzonit – maceral iz skupine intertinita koji mikroskopski pokazuje uglavnom dobro očuvanu drvenastu staničnu strukturu s brojnim porama različitih oblika i dimenzija.

FWB – *vidi: fairweather wave base*.

G

gas escape structures – strukture nastale kao posljedica naglog istiskivanja plinova, posebice uz fumarole (površinska izbijanja vodene pare i plinova uz vulkane).

Gefüge – sklop ili struktura – njemački termin za načine pakiranja, raspored i orijentaciju zrna i fragmenata unutar sedimenta (*vidi*: *fabric*).

geyser eggs – "gejzirska jaja" – silicijski onkoidi promjera >2 mm (ukoliko su <2 mm koristi se naziv "gejzirski biseri" – *geyser pearls*) – nastaju na vrućim izvorima izlučivanjem Si-minerala oko neke jezgre.

geyser pearls – gejzirski biseri (*vidi*: *geyser eggs*).

geyserite – gejzirit (od islandske riječi *geysir*) – silicijska sedimentna stijena iz skupine kremenastih sedra ili silicijskih sintera koja nastaje izlučivanjem opala iz vrućih voda gejzira i vrućih izvora pri njihovom izbijanju na površinu Zemlje.

giant-current ripples – orijaški strujni riplovi, subakvatske dine – imaju valne dužine i >30 m, u pojedinim slučajevima i do 1000 m. Amplitude su im od 1,5 do 15 m, a indeksi obično iznad 30, ponegdje i do 100.

gibbsit – mineral iz skupine aluminijskih hidroksida, nazvan po G. Gibbsonu. Sinonim je hidrargilit.

Gilbert delta – delta Gilbertovog tipa – posebna vrsta aluvijalnih lepeza koje progradiraju u dublju vodu niske energije, a pretežito se sastoje od krupnozrnastih šljunaka. Nastaju u zoni rasjedanja gdje se tektonskim izdizanjem u zaobalnoj i spuštanjem u obalnoj i odobalnoj zoni, uz izrazitu subsidenciju taložnog prostora formira razvijena morfologija na kopnu i uz rub taložnog prostora s odgovarajućom dubinom vode na ušću aluvijalne lepeze u jezero (ili more).

grain flow – zrnski tok – kvaziviskoplastični gravitacijski tok u kojem su zrna zbog disperznog tlaka podržavana izravnom interakcijom "zrna na zrno" i to tako da su veća zrna neprestano gurana u zonu najmanjeg stresa, tj. prema vrhu toka, a istodobno između njih propadaju manja zrna kao rezultat kinetičkog mehanizma prosijavanja u mediju male gustoće, odnosno u toku bez matriksa.

grain-support – zrnska potpora – način slaganja zrna kod kojeg su zrna pakirana tako da imaju međusobnu potporu, tj. jedno se zrno oslanja na drugo. Sinonim kod krupnozrnastih sedimenata: *clast-support*

gravel-lag contourite – šljunčani *lag*-konturiti (*vidi*: *lag-contourite*).

gravelly high-density turbidity currents model – model krupnozrnastih turbidita taloženih iz šljunkom bogatih turbiditnih struja velike gustoće. Pretežito sadrže šljunak do čijeg je taloženja došlo naglo pri "zamrzavanju" toka, tj. čim je njegova brzina pala ispod kritične vrijednosti za prijenos valutica.

gravity mass movement – gravitacijsko kretanje velikih masa sedimenata u morskim i dubljevodnim jezerskim taložnim okolišima, posebice na donjim dijelovima kontinentalnih padina i na morskom i oceanskom dnu u blizini padina.

graywacke – nečisti pješčenjak ili grauvaka – pješčenjak u kojem je udio matriksa veći od 15% (matriks se sastoji od sericita, klorita, kvarca i feldspata, minerala glina, kalcita, siderita i/ili ugljevite tvari), a u pravilu je bogat detritičnim zrnima kvarca i odlomcima različitih vrsta stijena (*vidi*: *wacke*).

greenhouse model – model staklenika – uvjeti tople klime u nekim razdobljima fanerozoika kad su Zemljini polovi bili bez debelih ledenih prekrivača, pa su glacio-eustatičke promjene morske razine imale male amplitude, uglavnom do 10 m, jer otapanjem leda nije moglo doći do značajnijeg globalnog porasta morske razine (*vidi*: *icehouse model*).

groove marks (grooves, groove casts) – tragovi vučenja – tanke i dugačke ravnocrtne izbočine na donjoj slojnoj površini sitnozrnastih pješčenjaka ili prahovnjaka. Dužina im je od nekoliko decimetara do nekoliko metara, širina od desetine milimetra do više centimetara, a visina nekoliko milimetara. Obično se pojavljuju u skupinama s međusobno paralelno poredanim linearnim izbočenjima. Ponegdje postupno prelaze u peraste tragove vučenja. Nastaju ispunjavanjem pijeskom i/ili prahom udubljenja na glinovitom dnu koja su izdubili oštri predmeti koje je vukla vodena struja. Sinonim: *drag marks*.

grooved till – izbrazdani til – lošesortirani, u brazde nakupljeni glacijalni materijal (*vidi*: *drumlins*).

growth faults – sinsedimentacijski "rastući rasjedi" – normalni rasjedi koji nastaju istodobno i kontinuirano s taloženjem i to tako da im niz padinu skokovi postaju sve veći, odnosno imaju sve veći porast s porastom dubine vode, zbog čega se primjerice naslage deltnog kompleksa razdvajaju u više jedinica, tzv. "taložnih pojasova" (*depobelts*). Unutar svakog od "taložnih pojasova" nakupljanje sedimenata može biti postupno ili cikličko, kao odgovor na kontinuitet deformacija i promjena morske razine.

gutter cast – erozijski žljebovi – međusobno izolirane izdužene ili granaste veće okruglaste izbočine – hrptovi – u donjem dijelu krovinskog sloja ili na kontaktu donjeg sitnozrnastog (muljevitog) i gornjeg prahovitog ili pješčanog sloja. U poprečnom presjeku imaju kanalni oblik poput slova U ili nadolje izbočen trbušast oblik. Nastaju ispunjavanjem pješčanim ili muljevitim talogom žljebova i žljebastih udubljenja nastalih erozijom muljevitog dna strujom koja nosi detritus. Nastaju i ispunjavanjem longitudinalnih žljebova na površini nevezanih sedimenata koji sadrže "longitudinalne hrptove i žljebove" (*longitudinal ridges and furrows*) kao posljedice otjecanja vode s plimne ravnice. Česti su na muljevitim plimnim ravnicama, ali mogu nastati i u potplimnim okolišima i ispod osnovice valova lijepog vremena u olujnim sedimentima – tempestitima.

gyttja – gitja – mulj sa ili bez kalcita koji sadrži i značajnu količinu organskog detritusa, u pravilu je bioturbiran i taložen u suboksičnim uvjetima.

H

HCS – *vidi*: *hummocky cross-stratification*.

high-density turbidity current – turbiditna struja velike gustoće – turbiditna struja koja u vodenoj masi sadrži mnogo detritusa (50–250 g/l) sitnog i krupnog zrna, tj. osim gline, praha i sitnog do srednjeg pijeska još i zrna krupnog pijeska i šljunka.

highstand – *vidi*: *highstand system tract*.

highstand deposits – talozi visoke razine ili "sistemski trakt visoke razine" (*highstand system tract*) – sedimenti taloženi tijekom faze visokog stanja morske razine (*vidi*: *system tract*).

highstand system tract (HST) – sistemski trakt visoke razine – uspostavlja se pri maksimumu porasta morske razine unutar krivulje relativnih promjena morske razine.

Hornstein – njemački naziv za rožnjak – rožnata stijena (od *Horn* – rog ili rožnata tvar, i *Stein* – stijena).

HST – *vidi*: *highstand system tract*.

hummocky cross-stratification (HCS) – humčasta kosa slojevitost – odlikuje se valovito humčastim ili brežuljkastim setovima kosih lamina u izmjeni s konkavno i konveksno povijenim oblicima. Najvažniji je kriterij za prepoznavanje olujnih sedimenata ili tempestita nastalih između valne osnovice lijepog i olujng vremena.

hypidiotopic texture – hipidiotipna struktura – sinonim za hipidiomorfnu strukturu koja se odlikuje kristalima s djelomice pravilnim, idiotipnim ili idiomorfnim konturama, dakle kristalima koji se po obliku nalaze između potpuno pravilnih (idiotipnih) i potpuno nepravilnih (ksenotipnih).

I

ice-collapse structures – kolapsne ledenjačke strukture – deformacijske strukture u glacijalnim i glaciofluvijalnim talozima nastale kao posljedica procesa zaleđivanja i odleđivanja detritusa.

icehouse model – ledena razdoblja u povijesti Zemlje (mlađi ordovicij, stariji silur, mlađi karbon, stariji perm, kvartar) tijekom kojih je naizmjeničnim jačim i slabijim otapanjima polarnog leda zbog migracije Zemljinih polova svakih deset do sto tisuća godina dolazilo do naizmjeničnih dizanja i spuštanja morske razine kojima se objašnjava ciklička sedimentacija po modelu Milankovićevih ciklusa.

idiotopic texture – idiotipna struktura – sinonim za idiomorfnu strukturu koja se odlikuje kristalima s pravilnim, idiotipnim ili idiomorfnim konturama.

imbrication, imbricate structure – imbrikacija – posebna orijentacija plosnatih valutica šljunaka tako da su pod manjim ili većim kutom nagnute u suprotnom smjeru od smjera toka, a svojom dužom osi orijentirane paralelno sa smjerom toka.

incision of fluvial valleys – usjecanja riječnih dolina – duboka usjecanja dolina na unutarnjem dijelu šelfa do kojih općenito dolazi pri malim obrocima subsidencije.

inequigranular – neekvidimenzionalno ili nejednakozrnasto – klastična ili kristalna zrna u stijeni imaju različite dimenzije, odnosno nejednolično su velika ili neekvidimenzionalna.

infusorial earth – "infuzorijska zemlja" – netočan naziv za dijatomejsku zemlju zbog prvobitno krive odredbe skeleta dijatomeja kao skeleta infuzorija (*vidi*: *diatomaceous earth*).

inner shelf – unutarnji šelf – okoliš unutar kontinentalnog šelfa izložen djelovanju priobalnih (*nearshore*) procesa, tj. djelovanju plima, oseka i valova – zona iznad osnovice valova (*vidi*: *nearshore* i *offshore*).

inter-channel area – područje između riječnih korita – takva područja u pravilu unutar aluvijalnih sustava zauzimaju mnogo veće površine od samih riječnih korita i zbog toga imaju vrlo važnu ulogu u sustavu fluvijalnih okoliša sedimentacije, posebice pri poplavama i probojima riječnih nasipa (*vidi*: *overbank environments*).

interdistributary delta plain – područja između riječnih korita ili opskrbnih kanala na deltnoj ravnici s prevlašću fluvijalnih uvjeta – zatvoreni plitkovodni okoliši, uglavnom zaštićeni zaljevi i jezera s mirnom vodom male energije ili močvare s bujnim niskim raslinjem (*vidi*: *delta plain*).

internit – naziv za oksidirane i prerađene starije ugljikom bogate čestice u ugljenima.

intertinit – maceralna skupina koja sadrži maceralne mikrolitotipove mikrinit, makrinit, semifusinit, fusinit, sklerotinit i detritointernitit.

J

jaspis (jasper) – jaspis – gusti, neprozirni varijetet koloformnog, sferulitičnog ili kriptokristalastog kalcedon-

skog rožnjaka koji sadrži značajan udio Fe-oksida i hidroksida (hematita, limonita i getita), tako da od hematita ima karakterističnu crvenkastosmeđu i crvenu, a od limonita i getita smeđkastožutu, smeđu do plavkastosmeđkastu boju.

K

kame – kame – nepravilni humci glaciofluvijalnih taloga u pravilu taloženih na širokom području koje se proteže približno paralelno s rubnom crtom ledenjaka. Sastavljeni su od dobro do lošesortiranog detritusa koji često pokazuje kolapsne ledenjačke strukture. Kame sastavljene od duž doline nekontinuiranih glaciofluvijalnih taloga akumuliranih između strana glacijalne doline i strmina koje okružuju dolinu poznate su pod imenom kamne terase (*kame terrace*).

kame terrace – kamna terasa (*vidi*: *kame*).

karst breccia – breča okršavanja – poseban genetski tip vapnenačkih i dolomitnih breča nastalih procesima okršavanja – fizikalnog i kemijskog trošenja vapnenaca i dolomita – u subaerskim uvjetima na površini Zemlje ili u vadoznoj zoni (*vidi*: *palaeokarst breccia*).

Kieselgur – njemački naziv za dijatomejsku zemlju – visokoporozni (70–90%), mekani do slabo vezani, sitnozrnasti silicijski sediment pretežito sastavljen od skeleta dijatomeja i čestica promjera između 5 i 10 μm (*vidi*: *diatomaceous earth* i *randanite*).

L

lag-contourites – *lag*-konturiti – konturiti koji zbog odnošenja sitnijih zrna povremenim jačim pridnenim strujama sadrže samo zrna pješčanih dimenzija, obično obavijena prevlakama Fe i Mn hidroksida i/ili oksida; takve struje mogu isprati, tj. odnijeti sav muljeviti, prahni i sitnozrnasti pješčani detritus, pa na dnu od prvobitnog konturitnog taloga preostanu samo najkrupnija "isprana" zrna sitnog šljunka (= *gravel-lag contourites*).

lahar – lahar – posebna vrsta piroklastičnog vulkanskog muljnog i debritnog toka, koji je, kao i drugi gravitacijski maseni tokovi, nastao gravitacijskim prijenosom materijala pri normalnoj temperaturi uz značajnu količinu vode.

lakes in hydrologically closed basins – hidrološki zatvorena jezera – jezera bez stalnog dotjecanja i istjecanja vode riječnim tokom ili potocima.

laminated pebbly mudstone – laminirani šljunkoviti muljnjak – sinonim za muljevitim matriksom bogati parakonglomerat s lamiriranim matriksom.

land-slide breccia – breče klizanja – breče nastale akumulacijom i litifikacijom stijenskog materijala koji je translacijskim ili rotacijskim klizanjima kidan i razoren u masu većih ili manjih fragmenata u obliku olistostroma i slampova akumuliranih na kopnu ili pod vodom pri dnu padina (*vidi*: *slump-breccia*).

lapillistone – lapilni tuf – vulkanoklastični sediment sastavljen od piroklastičnih fragmenata izbačenih iz vulkana (lapila) promjera 2 do 64 mm (prema nekim autorima 4–32 mm) i sitnog vulkanskog pepela kao matriksa. Litifikacijom matriksa iz nevezanog vulkanoklastičnog taloga – lapila ili lapilnog pepela – nastaje čvrsta "lapilna stijena" poznata kao lapilni tuf, u engleskoj terminologiji *lapillistone*.

lee slope – strmija, zavjetrinska padina ripla s nagibima kosih slojeva (*foresetova*) u smjeru struje.

leptokurtic – način sortiranja sedimenta koji se odlikuje šiljastom granulometrijskom krivuljom čiji središnji dio ima bolju sortiranost od njezinog stražnjeg dijela (repa). Suprotan način sortiranja: *platykurtic*.

levee – riječni nasip – uski obalni asimetrični pojas uz riječno korito koji je poplavljen samo pri najvišem vodostaju. Sastoji se od valovito, koso i horizontalnolaminiranih krupnozrnastih šljunkovito–pješčanih i pješčanih sedimenata vrlo promjenljivog granulometrijskog sastava. Obično nije fosilno očuvan zbog erozijskog djelovanja riječnog toka kojim je uglavnom potpuno razoren i pretaložen.

linear tidal sand ridge – linearni plimni pješčani hrbat – izduženo pješčano tijelo dužine do 2000 m, visine 10–20 m, širine do 300 m. Više takvih hrptova obično poredano približno paralelno sa strujama plime i oseke često nastaje u estuarijima s makroplimnim uvjetima.

linguoid sand bar – jezičasti pješčani prud – sedimentno tijelo sastavljeno od planarno i tabularno kososlojevitih pijesaka sa ili bez valutica šljunka. Jedan ili više takvih prudova obično nastaju u širokim i plitkim koritima i/ili kanalima u donjim (distalnim) dijelovima sustava prepletenih rijeka, posebice u "Platte tipu prepletenih rijeka".

linguoid small ripple – jezičasti mali strujni riplovi – odlikuju se jezičastim krestama.

lithic tuff – litoklastični ili litični tuf – tuf koji pretežito sadrži litoklaste, tj. odlomke vulkanskih stijena.

load casts (load casting) – tragovi utiskivanja – grudasti, kvrgavi, gomoljasti ili bradavičasti, konveksno ispupčeni oblici na donjim slojnim površinama pješčenjaka nastali pri nejednoličnom utiskivanju dijelova pjeskovitog, nepotpuno očvrsnutog krovinskog sedimenta u vodom natopljeni, mekani glinoviti ili muljeviti sloj.

longitudinal bar – uzdužni prud – sedimentno tijelo u srednjem dijelu aluvijalne lepeze sa sustavom prepletenih rijeka sastavljeno od masivnog ili nejasno slojevitog šljunka.

longitudinal combined current/wave ripples – uzdužni kombinirani strujno-valni riplovi – uzdužni riplovi s ravnim krestama koji obično nastaju razdvajanjem ili bifurkacijom u kohezivnim talozima na muljevitom dnu. Pri tvorbi riplova kreste se premještaju usporedno sa strujom, a progradacija riplova je okomita na smjer strujanja. Korita ili udoline su vrlo nejasni, tako da im se ističu samo kreste. Valna dužina im varira od 2,5 do 5 cm.

longitudinal cross-bedding – uzdužna kosa slojevitost – samo za plimne kanale karakteristični oblici kose slojevitosti nastale na strmijim rubovima plimnih kanala zbog njihove bočne migracije. Pružanje kosih slojeva paralelno je s rubom plimnog kanala za razliku od normalnog pružanja kosih slojeva poprečno (transverzalno) na smjer toka, odnosno uzdužnu os plimnog kanala.

longitudinal scours – uzdužne brazde deranja – sustavi blisko postavljenih kontinuiranih hrptova ili uzdužnih izbočenja na donjoj slojnoj površini. Nastaju ispunjavanjem brazda usječenih na muljevitom dnu zbog deranja dna istosmjernim strujama. Hrptovi im imaju oblik asimetričnih izbočina koje obično sadrže nizove sitnih tragova tečenja.

longshore bar – dužobalni prudovi – nastaju na klastičnim obalama s blagim padinama, a nema ih na obalama sa strmijim nagibom morskog dna. Protežu se uz obale s prevlašću djelatnosti valova usporedno s obalnom crtom u obliku dugačkih i uskih pješčanih otoka koji su međusobno razdvojeni s više stalnih plitkih (*rip*) kanala, plimnih rukavaca ili zatona, a između njih i obale nalazi se dužobalno korito s jakim morskim strujama koje se kreću usporedno s obalnom crtom (vidi: *longshore through*, *longshore current*).

longshore current – dužobalne struje – jake morske struje koje se kreću između obale i dužobalnih prudova na klastičnim obalama s blagim padinama pod prevlašću djelatnosti valova (*vidi*: *longshore bar*).

longshore through – dužobalno korito – dugačko i usko korito s jakim morskim strujama koje se nalazi između obale i dužobalnih prudova (*vidi*: *longshore bar*, *longshore current*).

low-angle swash laminae – lamine malog kuta nagiba koje nastaju u zoni zapljuskivanja (*vidi*: *swash zone*).

low-density turbidity current – turbiditna struje male gustoće – turbiditna struja koja u suspenziji sadrži i turbulencijom fluida prenosi razmjerno malu količinu (0,025–2,5 g/l) sitnozrnastog detritusa čija su zrna sitnija od srednjozrnastog pijeska (<0,05 mm, tj. zrna dimenzija gline, praha i sitnozrnastog pijeska).

lower aggradational unit – donja agradacijska jedinica – općeniti naziv za taloge koji slijede na površini maksimalnog preplavljivanja na šelfu i na rubnim područjima plitkih bazena prema dubljem moru (*vidi*: *maximum flooding surface*).

lower fan – donja lepeza – nastavlja se na srednji dio podmorske lepeze s postupnim i nejasnim prijelazom, a odlikuje se manje–više ravnom morfologijom i konkavnim profilom. U svojem gornjem dijelu može sadržavati male razgranate kanaliće bez bočnih nasipa koji se postupno gube niz profil donje lepeze, a postupno nestaje u bazenskoj ravnici. Sinonim: *outer fan*.

lowstand – *vidi*: *lowstand system tract*.

lowstand delta – delta niskog stanja – nastaje u dubljem moru na čelu riječnog ušća pri niskom stanju morske razine.

lowstand deposits – talozi niske razine ili sistemski trakt niske razine (*lowstand system tract – LST*) – sedimenti taloženi tijekom faze niskog stanja relativnih promjena morske razine (*vidi*: *system tract*).

lowstand fan (LSF) – lepeza niskog stanja morske razine – sedimentno tijelo lepezastog oblika na padini šelfa ili platforme ispod morske razine, nastalo erozijom ruba šelfa (platforme) pri niskom stanju morske razine.

lowstand system tract (LST) – sistemski trakt niske razine – uspostavlja se pri najnižoj razini unutar krivulje relativnih promjena morske razine.

lowstand wedge (LSW) – klin niskog stanja morske razine – sedimentno tijelo klinastog oblika nastalo akumulacijom krupnozrnastog detritusa na padini tijekom niske razine mora.

LSF – *vidi*: *lowstand fan*.

LST – *vidi*: *lowstand system tract*.

LSW – *vidi*: *lowstand wedge*.

lydite – lidit – radiolarijski rožnjak crne ili tamnosive boje s izrazito kriptokristalastom strukturom (*vidi*: *radiolarian cherts*).

M

maceral – maceral – različite organske komponente koje sadrže treset i ugljeni, a koje u petrografiji ugljena obuhvaćaju najmanje mikroskopski vidljive sastojke ugljena sastavljene od različitih organa, odnosno tkiva biljaka od kojih su pougljenjivanjem nastali ugljeni (*vidi*: *collinite*, *telinite*, *detritovitrinite*).

macrocrystalline texture – makrokristalasta struktura – većina ili svi kristali u stijeni imaju dimenzije veće od 0,1 mm.

macronite – makronit – maceral iz skupine intertinita koji se sastoji od nakupina čestica oštrih kontura, promjera između 10 i 100 μm.

macrotidal – makroplimna obala s razlikama između razine plime i oseke >4 m.

marlit – lapornjak ili marlit – stijena koja je prije dijagenetskih procesa na većim dubinama prekrivanja bila sastavljena od kalcita i gline s međusobnim odnosom koji odgovara sastavu lapora, a u kojoj su nakon dijagenetskih procesa na većim dubinama prekrivanja tipični minerali glina transformirani u ilit, klorit, "sericit" ili muskovit. Sinonim: *marlstone*.

marlstone – lapornjak ili marlit (*vidi*: *marlit*).

mass flow – maseni tok sedimenata (*vidi*: *sediment gravity flow*).

matrix bouyancy – matriksni uzgon – uzgon nastao zbog toga što su veća zrna poduprta glinovitom masom bogatom intersticijskim fluidom, pa zbog male razlike u gustoći između blokova i detritusa, ali i kohezije smjese voda–glina, plivaju u matriksu, odnosno podržavana su uzgonom matriksa.

matrix-support – matriksna potpora – način slaganja zrna tako da zrna nemaju međusobnu potporu, ne oslanjaju se jedna na drugo već se između njih nalazi muljeviti matriks (zrna "plivaju" u matriksu jer su prenošena i taložena zajedno s njim). Sinonim: *mud-support*.

maximum flooding surface (mfs) – površina maksimalnog preplavljivanja – površina preplavljena morem pri najvišoj morskoj razini tijekom maksimuma transgresije.

maximum sediment starvation – maksimalna glad za sedimentom, odnosno kondenzirana sedimentacija koja se većinom pojavljuje unutar transgresivnih taloga i distalnih taloga visokog stanja. Do nje dolazi u taložnom prostoru daleko od obale tijekom maksimalnog preplavljivanja, jer je pri povišenju morske razine u tom dijelu taložnog prostora donos materijala s kopna vrlo mali ili nikakav pa su i obroci sedimentacije mali. Tu se uglavnom talože tanki slojevi hemipelagičnih i pelagičnih muljeva sa ili bez crnih šejlova, glaukonita ili fosforita, a česta je i intenzivna bioturbacija.

meandering river – meandrirajuća rijeka – rijeka s meandrirajućim tokom koja ima jedno, izrazito vijugavo (meandrirajuće) korito čiji je indeks zavojitosti $P > 1,5$.

megabed (big bed) – megasloj – vrlo debeli sloj krupnozrnastih klastita, u pravilu debrita ili turbidita, koji obično zauzima veliko prostranstvo i ne pokazuje značajnije bočne promjene u sastavu i dimenzijama klasta, a ne pripada ispunama opskrbnih kanala.

megacurrent ripples – veliki strujni riplovi – strujni riplovi dužine od 30 cm (ili 60 cm po nekim klasifikacijama) do 30 m. Nastaju pri razmjerno višoj energiji u odnosu na onu kod malih strujnih riplova. Amplituda riplova im varira između 6 cm i 1,5 m, a indeks im je općenito manji od 15. Mogu nastati pri migraciji pijesaka čije su srednje veličine zrna >0,6 mm.

megaripples – megariplovi – valovita pješčana tijela velikih dimenzija. Sinonim: *subaqueous dune*, *sand waves*.

mesotidal – mezoplimna obala – priobalna područja u kojima su razlike između razina plime i oseke od 2 do 4 m.

metatillite – metatilit – tilit u kojem je litifikacija posljedica procesa metamorfoze, a ne samo dijageneze.

mfs – *vidi*: *maximum flooding surface*.

micrinite – mikrinit – maceral iz skupine intertinita. Odlikuje se gusto pakiranim, sitnim česticama (promjera od 1 do nekoliko μm) različitih oblika koje imaju višu refleksiju od drugih macerala. Ne pokazuju nikakvu jasnu strukturu biljnih ćelija, a podrijetlo im nije poznato.

microcrystalline texture – mikrokristalasta struktura – većina ili svi kristali u stijeni imaju mikroskopske dimenzije, tj. od 0,01–0,1 mm.

microtidal – mikroplimna obala – priobalna područja u kojima su razlike između plime i oseke <2 m.

mixed mud/silt delta-type – delte Mississippi tipa s miješanjem muljevito/prahnih taloga – na čelima takvih plitkomorskih delta u kojima prevladavaju fluvijalni uvjeti talože se riječni sedimenti, a udio bazenskih sedimenata vrlo je mali ili potpuno zanemariv.

mixed sand-mud flat – miješana pješčano–muljevita plimna ravnica – odlikuje se pješčanim i muljevitim talozima s lećastom i flazerskom slojevitošću, pri čemu pješčani talozi uglavnom tvore lećaste oblike unutar laminiranih muljevitih taloga, a pješčano–prahoviti i prahni (*siltni*) talozi proslojke s riplovima u čijim se udolinama taloži mulj ili glina u obliku flazerske slojevitosti (*vidi*: *tidal flat*, *mud flat*).

mixed wave-tide shorelines – obale s mješovitom djelatnošću valova i plima.

moraine – morena – sedimentno tijelo nastalo otapanjem čela ledenjaka pri njegovom spuštanju u niže predjele ili ako ledenjak pri svojem spuštanju u dolinu čelom ispred sebe u dolinu gura ranije akumulirani til preostao od otapanja prethodnog ledenjaka.

mouth sand bar – pješčani prud ušća – pješčano tijelo na ušćima korita, rukavaca i rastoka na čelu delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta taloženja koje se niz čelo delte proteže u muljevite taloge podnožja padine čela i gornjeg dijela prodelte. Naglom akumulacijom velikih količina pijesaka na ušću na dubini vode od 5 do 30 m obično nastaje više takvih prudova.

mud – mulj – vodom natopljeni talog pretežito sastavljen od smjese gline i praha.

mud cracks – *vidi*: *desiccation cracks*.

mud drape – muljni plašt ili muljna prevlaka – tanka prevlaka mulja na riplastoj površini pješčanog sloja. Obično se može dobro očuvati i litificirati jer zbog svojeg položaja na zaštićenoj strani ripla i u koritu ripla ostaje zaštićena od erozije pri novoj plimi i prekrivanju novom pješčanom laminom.

mud facies – facijes muljeva – intenzivno bioturbirani glinoviti i muljeviti talozi unutarnjeg šelfa koji sadrže različitu epifaunu i zajednicu bentosnih organizama koji ruju i prekopavaju mulj (*burrowing organisms*) ili se hrane muljem bilo iz suspenzije bilo u talogu (*deposit-feeding organisms, suspension-feeding organisms*).

mud flat – muljevita ili muljna ravnica – obično se pojavljuje: a) kao muljem bogata plimna ravnica u područjima unutarnjeg šelfa s blagim nagibom dna i uvjetima visoke koncentracije suspendiranog sitnozrnastog detritusa u morskoj vodi, gdje pri svojem kretanju plimnim strujama na plimnu ravnicu i prema obali voda zbog postupnog gubitka energije najprije gubi krupnozrnastiji pješčani, a najdalje na gornju plimnu ravnicu donosi samo najsitniji muljeviti detritus; b) u središnjoj udubini jezera plaja tipa kao posljedica potpunog isušivanja plaje u obliku tankih slojeva muljeva koji u pravilu sadrže samo tanke solne kore, desikacijske pukotine i mjestimice oskudnu vegetaciju i bioturbaciju (*vidi*: *playa*).

mud flow deposit – talog muljnog toka – muljeviti sediment nastao akumulacijom iz muljevitog toka, tj. kretanja smjese zrna, mulja i vode niz blagu padinu zbog sile teže. Ako takva masa sadrži i krupnozrnasti detritus onda je to mass flow deposit ili debris flow. Često se piše i *mudflow deposit*.

mud pebbles – muljevite valutice – kuglasti, elipsoidalni ili diskoidalni klasti nastali pretaložavanjem polulitificiranog, još mekanog mulja (*vidi*: *mud-pebble conglomerate*).

mud shale – muljni šejl – vezana stijena iz skupine pelitnih sedimenata koja se odlikuje lisnatošću ili horizontalnom laminacijom, a sadrži od 1/3 do 2/3 minerala glina i praha (litificirani listasti ili horizontalno laminirani mulj).

mud-dominated offshore facies – facijes plitkomorskih muljevitih sedimenata odobalja (ili unutarnjeg šelfa).

muddy contourites – muljni konturiti – sitnozrnasti, lošesortirani glinovito–prahni i muljeviti konturiti koji sadrže manje od 15% pješčanog detritusa (*vidi*: *contourites*).

mudline – muljna crta – razmjerno oštra granica na nekim padinskim zastorima s klastičnom sedimentacijom kojom su odvojeni muljeviti talozi padine od visokoenergijskih pješčanih taloga šelfnih plićaka.

mud-mound – muljni humak – posebna vrsta manjeg ili većeg humčastog tijela na morskom dnu, pretežito sastavljenog od mulja unutar kojeg se nalaze zone ili džepovi s *in situ* litificiranim skeletima. Nakupljanje i stabiliziranje karbonatnog mulja na dnu u najvećoj je mjeri vezano uz djelatnost bakterija i rast biljaka, a ponegdje i briozoja.

mud-pebble conglomerate – konglomerat s muljevitim valuticama – intraformacijski konglomerat sastavljen od kuglastih, elipsoidnih ili diskoidnih muljevitih valutica lapora, muljnjaka ili muljevitih vapnenaca nastalih razaranjem i pretaložavanjem još nepotpuno litificiranog muljevitog taloga zbog povećanja energije vode, plimnih struja ili djelovanja valova. Pojedine valutice mogu pokazivati jasne tragove plastičnih deformacija, obično utiskivanje prvobitno jače litificiranih valutica u primarno mekše valutice ili gnječenje valutica pri kompakciji. Sinonim: *mudstone conglomerate*.

mudstone – muljnjak – sitnozrnasti klastični sediment iz skupine pelitnih sedimenata koji sadrži između 1/3 i 2/3 gline i praha. Međutim, *mudstone* (madston) je i vrsta vapnenca sastavljena od karbonatnog mulja s manje od 10% zrna.

mudstone conglomerate – konglomerat s muljevitim valuticama – intraformacijski konglomerat koji se sastoji od muljevitih ili pelitnih valutica, a ne muljevitog ili pelitnog matriksa, pa to nije sinonim za *conglomerate mudstone* (Folk, 1954), tj. "konglomeratični muljnjak" (*vidi*: *conglomerate mudstone*, *mud-pebble conglomerate*).

mud-support – muljna potpora – način slaganja zrna tako da zrna nemaju međusobnu potporu, tj. ne oslanjaju se jedna na drugo, već se između njih nalazi muljeviti matriks (zrna "plivaju" u mulju jer su bila prenošena i taložena zajedno s njim). Sinonim: *mud-support*.

N

natural levee – prirodni nasip na bokovima riječnih korita.

nearshore – morska strana priobalja – dio odobalja (*offshore*-a) koji se kao zona neodređene širine duž obale proteže plitkim morem dubine uglavnom ne veće od 10 m, tj. od početka zone loma valova (*breaker zone*) prema obali sve do razine oseke (*vidi*: *nearshore zone*). *Napomena*: na hrvatskom se jeziku pod "priobalnom zonom" ili "priobaljem" obično smatra uski dio kopna duž morske obale.

nearshore currents – morske struje uz obalu – struje koje pretežito nastaju pod utjecajem plima, oseka i valova (*vidi*: *nearshore*).

nearshore zone – morska priobalna zona ili priobalje – plitkomorski okoliš normalnog saliniteta u kojem prevladavaju priobalni procesi, pretežito pod utjecajem struja plima, oseka i valova, a koji se duž obale kao zona neodređene širine proteže plitkim morem dubine općenito ne veće od 10 m, tj. od početka zone loma valova (*breaker zone*) prema obali sve do razine oseke (*vidi*: *offshore*).

neoformation – procesi tvorbe novih, autigenih minerala – izlučivanje novih ili prirast postojećih minerala u sedimentu.

novaculite – novakulit – inačica svijetlog ili bijelog, vrlo gustog i čvrstog rožnjaka, slojevitog pojavljivanja, devonske i karbonske starosti. Odlikuje se homogenom kriptokristalastom do mikrokristalastom anhedralnom strukturom kao posljedicom izrazitog prevladavanja anhedralnih izometričnih sitnih kvarcnih kristala promjera pretežito između 1 i 100 μm nad vlaknastim kalcedonom.

nuees ardentes – vulkanoklastiti ili vulkaniti nastali nakupljanjem i skrućivanjem još vrućeg, plinovima bogatog piroklastičnog materijala nakon njegovog tečenja i odronjavanja niz padinu vulkanske kupe u obliku uskih tokova od središnjeg vulkanskog otvora. Odlikuju se izrazito gradiranim bazalnim dijelom, diskontinuiranim nizom velikih fragmenata, izmjenama krupnozrnastih i sitnozrnastih slojeva, slabom orijentacijom izduženih ili pločastih fragmenata i čestica, te učestalim promjenama boje, sastava i strukture.

O

obstacle scours – tragovi zaprečavanja tečenja (*vidi*: *crescent casts*).

offlap – regresivno prekrivanje taloga (suprotni pojam od *onlap*) – način taloženja pri napredovanju regresije, odnosno snižavanju razine vode i smanjivanju taložnog prostora (uglavnom u plićacima i *offshore*-u) kod kojeg taložene jedinice tvore vertikalni slijed – sekvenciju – tako da svaka pojedina mlađa jedinica leži preko starije jedinice ali s manjom bočnom rasprostranjenošću, pa rubni, obali bliži (ili u plićem

području taloženi) dijelovi prethodne jedinice ostaju nepokriveni mlađom jedinicom. To je, dakle, taložni sustav s postupnim bočnim smanjivanjem taložnog prostora i širenjem kopna zbog snižavanja morske razine (*regressive overlap* = regresivno prekrivanje kao posljedica postupnog povlačenja mora i širenja okopnjenog područja).

offshore – morsko odobalje (suprotni pojam od *onshore*) – morsko područje udaljeno od obale koje obuhvaća razmjerno zaravnjenu plitkomorsku zonu različite širine, dubine u pravilu >10 m, koja se proteže od zone loma valova (*breaker zone*) pa sve do vanjskog, moru okrenutog dijela ruba kontinentalnog šelfa.

offshore transition zone – prijelazna obalna zona – blago nagnuta površina morskog dna visokoenergijskog plićaka između osnovice valova lijepog vremena (iznad koje se nalazi *shoreface*) i osnovice valova olujnog vremena (ispod koje se nalazi *offshore* okoliš).

oil mudstones – naftni muljnjaci (*vidi*: *oil shales*).

oil shales – naftni šejlovi i/ili naftni muljnjaci (*oil mudstones*), odnosno tzv. "uljni škriljavci" (*Ölschiefer*) – posebna vrsta šejlova koji sadrže visoki udio kerogena i drugih naftena pa su nositelji potencijalnih ležišta ugljikovodika ili naftne matične stijene. Naziv "naftni šejlovi" primjenjuje se za sve lisnate i/ili laminirane pelitne sedimente, ali obično i za laminirane lapore i dolomitične vapnence, iz kojih se zagrijavanjem može ekstrahirati nafta.

olistostrome – olistostroma (od grč. riječi *olistomai* = klizati i *stroma* = sloj) – litološki heterogena zajednica kaotične mase stijena sastavljena od – zbog podvodnih klizanja više slojeva litološki različitih sedimenata ili naglih debritnih tokova – međusobno prisno izmiješanog petrološki različitog materijala s vrlo različitim udjelima stijenskog kršja centimetarsko–decimetarskih dimenzija, velikih blokova (olistolita) i pjeskovito–muljevito–glinovitog matriksa, koja se nalazi unutar normalno slojevitih sedimenata neke geološke serije.

on-land silica deposits – tip silicijskih sedimenata koji pripadaju talozima kontinentalnog ruba, a u orogenetski su pojas uključeni pri izdizanju ili nakupljanju i postupnom rastu (akreciji) mikroploča.

onlap – transgresivno prekrivanje (suprotni pojam od *offlap*) – postupno prekrivanje sedimenata obilježeno pravilnim i progresivnim napredovanjem mlađih taložnih jedinica sve dalje od ruba šelfa ili platforme (ili od nekadašnje obalne crte) prema kopnu zbog širenja taložnog prostora. *Onlap* način taloženja obuhvaća isključivo postupno napredovanje obalne crte na kopno vezano uz relativni porast morske razine i retrogradacijsko taloženje, tj. takvo taloženje pri kojem se prethodno taložene jedinice prekrivaju novim mlađim jedinicama i to tako da svaka mlađa jedinica prekriva sve veći prostor i ima na neravnoj ili blago nagutoj podinskoj graničnoj površini veće bočno rasprostranjenje od prethodne (= retrogradacijski taložni sustav – *onlapping transgressive system*).

onlapping transgressive system – retrogradacijski sustav transgresivnog prekrivanja – početak taloženja transgresivnih taloga pri novom porastu morske razine preko erodirane ili tijekom niskog stanja morske razine subaerskoj dijagenezi izložene površine (*vidi*: *onlap*).

oolitic texture – oolitična struktura – struktura karakteristična za boksite koji se sastoje od boksitnih ooida.

oscillation-ripples – oscilacijski riplovi (*vidi*: *wave-ripple marks*).

outer fan – vanjska lepeza (*vidi*: *lower fan*).

overbank deposits – talozi međukanalne ravnice – sedimenti taloženi pri poplavljivanju ravnica izvan korita ili između više korita. U pravilu se sastoje od horizontalno laminiranog praha i mulja sa ili bez proslojaka horizontalno ili koso laminiranih sitnozrnastih pijesaka (*vidi*: *inter-channel areas*).

overbank environments – prekonasipni okoliši ili okoliši međukanalnih ravnica (*vidi*: *inter-channel areas*).

overbank flooding – poplavljivanje – izlijevanje vode iz riječnog korita ili kanala tijekom visokog vodostaja i poplavljivanje područja uokolo i/ili između riječnih korita.

oxbow lake – napušteni meandri (mrtvaje) – dijelovi meandara koji su ostali bez stalnog vodenog toka koji je skratio svoj put izravnim spajanjem korita probijanjem uskog dijela obale između jako zakrivljenog lijevog i desnog meandarskog zavoja. Tijekom niskog vodostaja ispunjeni su stajaćom vodom, a pri visokom vodostaju postaju privremeni dodatni tokovi i korita.

Ö

Ölschiefer – "uljni škriljavac" – staro njemačko ime za naftni šejl (*oil shale*), koje je petrološki i sedimentološki netočno jer je "*Schifer*" = "škriljavac" odlika metamorfnih, a ne sedimentnih lisnatih ili laminiranih stijena.

P

palaeokarst breccia – breča pradavnog okršavanja – najčešće karbonatne breče nastale procesima pradavnog okršavanja (fizikalnog i kemijskog trošenja vapnenaca i dolomita) tijekom emerzijskih faza koje obično obilježavaju neki stratigrafski hijatus unutar karbonatnih naslaga.

palaeosol – pradavno tlo (paleotlo) – tlo nastalo tijekom kopnene faze unutar neke starije geološke formacije.

peel – acetatna folija – acetatni preparati na celuloidnim folijama koji se koriste za istraživanja tekstura i strukturnih odnosa pojedinih primarnih i sekundarnih sastojaka stijena, a u paleontologiji pri istraživanju građe skeleta i ljuštura makrofosila u različitim presjecima kad se fosili ne mogu izdvojiti iz čvrsto litificirane stijenske mase ili prigodom istraživanja fosilnih ostataka drveta i ugljena.

pelagic siliceous ooze – pelagični kremični muljevi (*vidi*: *diatom ooze*).

pelitic tuff – sitnozrnasti ili pelitni tuf – tuf pretežito sastavljen od sitnih čestica vulkanskog pepela i stakla.

pelitomorphic texture – pelitomorfna struktura – struktura karakteristična za boksite koji se sastoje od gustih, vrlo sitnih (<4 μm) nakupina aluminijskih i željeznih hidroksida, minerala glina i vulkanskog pepela pelitnih dimenzija (<0,063 mm). Sinonim: *fine-grained tuff*.

piedmont fanglomerate – pijedmontski fanglomerat – naziv kojim se označavaju oblik i litologija sedimentnog tijela u podnožju gorskih masiva (od *fan* = lepeza i *aglomerat* = nanos).

pillar structures – stupaste strukture – strukture nastale istiskivanjem vode i probijanjem mlazeva žitkih pijesaka u krovinske sedimente (*vidi*: *dish structures*).

platykurtic – način sortiranja sedimenta koji se odlikuje ravnom ili spljoštenom granulometrijskom krivuljom jer njezin stražnji dio (rep) ima bolju sortiranost od središnjeg dijela. Suprotan način sortiranja: *leptokurtic*.

playa – plaja – plitko zatvoreno, povremeno i kratkotrajno (efemeralno) jezero u aridnim klimatskim područjima, koje vodu ima samo povremeno, a veći je dio godine pretežito suho (*vidi*: *mud flat*).

point bar – meandarski prud – nanos na unutarnjem dijelu lukova meandrirajuće rijeke na kojima se akumulira velika količina riječnog sedimenta usporedno s bočnom migracijom korita zbog stalne migracije korita prema vanjskim lukovima meandara (*vidi*: *fining-upward alluvial cycle*).

porcellanite – porculanit – nečisti rožnjak koji je zbog svoje gustoće, kriptokristalaste strukture, mutnog i mat sjaja vrlo sličan neglaziranom porculanu. Pretežito se sastoji od opala-A i kristobalita (opala-CT), a ponegdje i od tridimita. Dijagenetskog je podrijetla, tj. produkt rekristalizacije uglavnom radiolarijskih muljeva.

pressure solution – tlačno otapanje – proces postupnog otapanja zrna na njihovim kontaktima zbog vrlo visokog nadslojnog tlaka uzrokovanog velikom dubinom prekrivanja (*vidi*: *stylolites*).

prod casts – tragovi zadiranja – kratki uski, asimetrični ispupčeni oblici na donjoj slojnoj površini pješčenjačkog sloja. Ulazni im je kraj tanak i postupan, a izlazni širok s oštrim završetkom, polukružno ili trokutasto ispupčenim rubom, zbog čega na donjoj slojnoj površini izgledaju kao mali klinovi. Obično nisu duži od nekoliko milimetara do nekoliko centimetara, a visoki i široki nekoliko milimetara. Pojavljuju se u skupinama, nerijetko s različitom međusobnom orijentacijom, a nastaju ispunjavanjem udubljenja u muljevitom dnu koje je zadiranjem ostavio neki predmet nošen strujom ili tokom prigodom povremenog zadiranja u dno. Sinonim: *prod marks*.

prod marks – tragovi zadiranja (*vidi*: *prod casts*).

pumice – plovučac – jako šupljikavi (vezikularni) piroklastiti svijetle boje, sastavljeni od piroklasta različitih dimenzija i oblika koji su nastali iz jače viskoznih kiselih i neutralnih lava.

pumice-flow deposits – vulkanoklastični talozi (ignimbriti) nastali iz tokova plovučca koji sadrže loše sortirane, obično stopljene čestice vulkanskog pepela.

pyroclastic breccia – piroklastična ili vulkanska breča – sastoji se od krupnozrnastih klasta vulkanskog podrijetla, tj. vulkanoklasta koji potječu od vulkanskih erupcija, a koji su nakon kraćeg ili dužeg transporta akumulirani na kopnu, u slatkovodnim ili morskim okolišima (*vidi*: *volcanic breccia*).

pyroclastic flow – piroklastični tok – vrući, plinovima bogati tok piroklastičnih fragmenata i pepela koji teku ili se kotrljaju i odronjavaju niz padinu vulkanske kupe ili vulkana mehanizmima sličnim gravitacijskim masenim tokovima.

pyroclastic surge deposit – vulkanoklastični sediment nastao taloženjem iz uskovitlanih turbulentnih tokova male gustoće i velike brzine koji su generirani različitim mehanizmima, prvenstveno interakcijama snažnih podmorskih erupcija i okolne vodene mase. Odlikuje se tankim i nepravilnim slojevima.

R

radiolarian chert – radiolarijski rožnjak – opći naziv za dobroslojevite radiolarite s manje–više jasno očuvanim skeletima radiolarija i mikrokristalastim kvarcnim ili opalnim cementom i/ili osnovnom masom (*vidi*: *lydite*).

radiolarian earth – radiolarijska zemlja – slabo vezani radiolarijski muljevi (*vidi*: *radiolarian ooze*).

radiolarian ooze – radiolarijski muljevi – recentni muljevi ekvatorijalnih mora pretežito sastavljeni od opalnih skeleta radiolarija (60–70%), a ostali su sastojci minerali glina i Fe-oksidi i hidroksidi.

raindrop imprints – otisci kišnih kapi – nastaju pri udaru krupnih kapljica kiše na mekane glinovite, glinovito–prahovite i glinovito–pjeskovite, rjeđe i karbonatne muljeve koji se nalaze iznad razine vode. Fosilno se mogu dobro očuvati samo ako nakon nastanka udubine započne polagano taloženje novog sedimenta, a da pritom nije bilo erozije ili razaranja površine taloga na kojem se nalaze otisci kišnih kapi.

randanite – francuski naziv za dijatomejsku zemlju (*vidi*: *diatomaceous earth, Kieselgur*).

rauchwacke – opučnjaci – visoko porozne, šupljikave, celularne karbonatne breče sastavljene od promjenljivih udjela nesortiranih, nezaobljenih i po površinama i uglovima korodiranih odlomaka vapnenaca, ranodijagenetskih dolomita, dedolomita i evaporita (gipsa i anhidrita). Po podrijetlu pripadaju postsedimentacijskim dijagenetskim brečama.

replacement – potiskivanje – proces gotovo istodobnog otapanja nekog mineralnog sastojka i na njegovom

mjestu "korak po korak" izlučivanja novog, stabilnijeg minerala (npr. potiskivanje kvarca kalcitom u kvarcnim arenitima).

resinite – resinit – maceral iz skupine eksinita koji se sastoji od čestica biljnih smola – resina.

restricted mud facies – facijes muljeva zaštićenog šelfa – sadrži malo epifaune i organizama koji ruju, prekopavaju i hrane se muljem, pa su bioturbacije rijetke (*vidi*: *mud facies*). U njima se može pojaviti posebna fauna školjkaša koji se hrane muljevima (primjerice *Posidonia* i *Inoceramus*).

ribbon cherts – prugasti rožnjaci (*vidi*: *bedded cherts*).

ridge-flank slope – bočnim hrptovima raščlanjena podmorska padina.

rill marks – tragovi otjecanja vode – erozijske tvorevine granastih (dendritičnih) oblika nastale pri otjecanju tankog filma vode po blago (1–3°) nagnutoj površini muljevitog taloga, primjerice na plimnoj ravnici tijekom povlačenja vode pri osekama ili na poplavnoj ravnici tijekom povlačenja vode u korito.

rip currents – povratne struje – jake povratne morske struje koje u *rip*-kanalima između dva dužobalna pruda (*vidi*: *longshore bars*) transportiraju materijal prema moru. Generirane su dužobalnim strujama (*vidi*: *longshore currents*).

ripple marks – riplovi – sustavi grebena i dolina nalik površini blago valovitog mora na gornjim slojnim površinama pješčanih, klastičnih i vapnenačkih slojeva. Nastaju premještanjem nevezanog, uglavnom pjeskovitog sedimenta vodenim strujama ili vjetrom (*vidi*: *wave-ripple marks*, *current ripples*).

rock avalanche – stijenske lavine (*vidi*: *avalanche*).

rock fragment – odlomak stijene – klast ili detritično zrno preostalo nakon trošenja neke stijene, a koje se sastoji od najmanje triju kristalnih jedinki istog ili različitog minerala, ako te jedinke nisu sraslaci ili uklopci.

rockfall – kameni odron i lavina (*avalanche*) – nagli i brzi odroni kamenja (stijenskog kršja) pod djelovanjem sile teže niz strme padine i litice. Na kopnu su česti u planinskim područjima i poznati kao sipari i kamene lavine, a kao podmorski kameni odroni (*submarine rockfall*) mogu se pojaviti i na podmorskim liticama i kontinentalnim padinama, ako njihovi nagibi nisu preblagi za takav gravitacijski prijenos materijala.

rockfall breccia – odronska ili siparišna breča – nastaje cementacijom siliciklastičnog i/ili karbonatnog detritusa koji se odronjavao i sipao niz strme kopnene padine ili litice magmatskih, metamorfnih, pješčenjačkih, vapnenačkih i/ili dolomitnih masiva i akumulirao u njihovom podnožju u obliku siparišta ili velikih odronskih lepeza (*vidi*: *submarine rockfall breccia*).

Rogen-Morenen – poprečni subglacijalni grebeni ispod ledenih prekrivača (*vidi*: *moraine*).

run-off transport – transport kotrljanjem klasta – prijenos klasta dimenzija šljunka kotrljanjem u koritu potočića i malih jaraka na padinama nagiba od 3 do 35°.

S

sabkha – salina – jezerce ili barica morske vode povišenog saliniteta u obalnom području, u pravilu u natplimnoj zoni, koja je u uvjetima tople i suhe (aridne) klime podvrgnuta snažnoj evaporaciji – isparavanju.

sand bar – pješčani prud – pješčano tijelo u područjima s mezoplimnim i makroplimnim uvjetima, tj. plimama od 2–4 m i >4 m, gdje po plimnim kanalima plimne struje prodiru daleko na deltnu ili plimnu ravnicu. Najčešće se pojavljuju u skupinama.

sand ribbon – pješčana pruga – pješčana sedimentna tijela izrazito izduženog oblika usporedna sa smjerom plimnih struja najveće brzine. Nastaju u najdubljem dijelu odobalja (*offshore*-a) ili unutarnjeg šelfa.

sand waves – pješčani valovi – općeniti naziv za podmorske velike i naizgled jednostavne oblike dina visine nekoliko metara, a dužine vala više stotina metara. Umjesto naziva *sand wave* danas se obično koristi naziv *subaqueous dune*. Sinonim: *megaripple* (*vidi*: *subaqueous dune*).

sandflat – pješčana plimna ravnica – pretežito se sastoji od pijesaka s kosom slojevitošću malih dimenzija ili kosom laminacijom, valnim i strujnim riplovima, flazerskom i valovitom slojevitošću, a nerijetko i kosom slojevitošću tipa riblje kosti (*vidi*: *tidal flat*).

sandy contourites – pješčani konturiti (*vidi*: *contourites*).

sandy high-density turbidity currents model – model taloženja pretežito pješčanih turbidita taloženih iz pijeskom bogatih turbiditnih struja velike gustoće. Sadrže uglavnom samo pješčani detritus i sastoje se od bazalnog sloja koji se taloži iz struje velike gustoće u kojoj je detritus najkrupnijeg zrna (krupni pijesak i sitni šljunak) bio vučen po dnu.

sapropelig mud – sapropelni mulj – mulj ili muljnjak bogat organskom tvari – sapropelom.

sclerotinite – sklerotinit – maceral iz skupine intertinita sastavljen od gljivičnih spora (sklerotina) kružnog ili ovalnog oblika, promjera 20–300 μm.

scoria – skorija – naziv za tamnosive i crne piroklastične akumulacije nastale pri erupcijama neutralnih i bazičnih lava.

scoria-flow deposit – vulkanoklastični talog nastao iz tokova skorije sastavljenih od bazaltnog do andezitnog pepela, lapila i većih klasta vulkanskih stijena.

scour and fill structures – strukture deranja i ispunjavanja – oblici uglavnom malih dimenzija na donjim slojnim površinama koji nastaju kao rezultat lokalnih erozija (deranja) dna vodenim strujama koje su tekle iznad dna i odmah zatim ispunjavanjem tako nastalih plitkih udubljenja novim sedimentom iz iste struje. Poznati su još i kao "tragovi deranja" (*scour marks*, *scour marking*) ili "tragovi deranja i ispunjavanja" (*scour-and-fill*).

scour marks – sitni tragovi deranja (*vidi*: *scour and fill structures*).

scour-and-fill – sitni tragovi deranja (*vidi*: *scour and fill structures*).

sea-mound – morski humak – sinonim za *mud-mound*.

sediment creep – puzanje taloga (*vidi*: *creep of sediments*).

sediment gravity flow (sediment flow, mass flow) – gravitacijski tok sedimenata – tok sedimenata ili smjese sedimenata i tekućine, koji se kreće niz padinu pod djelovanjem sile teže ili gravitacije. Za razliku od klizanja sedimenata ili slampiranja, u gravitacijskim tokovima ne postoji interna deformacija sedimenata jer se njima kreću talozi sastavljeni od pojedinačnih zrna i čestica, a ne već manje–više konsolidirani i poluvezani dijelovi taloga.

sedimentary environment – sredina taloženja ili okoliš taloženja – dio Zemljine površine, jezerskog ili morskog dna u kojem se zbiva taloženje sedimenata, pri čemu se taj dio od susjednog dijela razlikuje po svojim fizikalnim, kemijskim i biološkim značajkama.

sedimentary facies – sedimentni facijes – svaki prostorno omeđeni dio određene stratigrafske jedinice koji pokazuje znatne razlike od drugih dijelova te iste jedinice s obzirom na svoju geometriju, litologiju, fosilni sadržaj i teksturno–strukturne značajke.

sedimentary melange – sedimentni melanž – kaotična stijenska masa sastavljena od blokova i sitnozrnastog matriksa nastala kao posljedica klizanja i slampiranja; ne smije se poistovjetiti ili zamijeniti s tektonskim melanžom (tektonskom mješavinom), tj. kaotičnom masom različitih stijena koja nastaje ispred čela navlaka ili miješanjem tektonikom razdrobljenih različitih petroloških tipova stijena.

sedimentary petrology – petrologija sedimentnih stijena – znanstvena geološka disciplina koja se bavi proučavanjem teksturno–strukturnih, mineraloških, petroloških, geokemijskih, dijagenetskih i genetskih značajka sedimentnih stijena i njihovom sistematikom.

sedimentary structure – sedimentna struktura, odnosno prema njemačkoj i našoj geološkoj školi tekstura – sva obilježja, pojave i oblici koji su nastali unutar sloja ili uzduž kontakta sedimenta i fluida u međureakcijama različitih procesa koji su djelovali prije litifikacije.

sedimentology – sedimentologija – kompleksna geološka znanstvena disciplina čiji je zadatak istraživanje ukupne problematike sedimenata i sedimentnih stijena – od proučavanja mehanizama i uvjeta taloženja, teksturno–strukturnih, petroloških, litofacijesnih, biofacijesnih, kemijskih, geokemijskih, paleontoloških, litostratigrafskih i stratigrafskih, pa do sekvencijalnostratigrafskih, paleogeografskih i ekoloških značajki sedimenata i sedimentnih stijena. Zbog toga je usko povezana ili se međusobno isprepliće s općom geologijom, paleontologijom, stratigrafijom, petrologijom, geologijom nafte, geologijom ležišta mineralnih sirovina, geokemijom, strukturnom geologijom i tektonikom.

sedimentum – talog – mekani, rasuti i nelitificirani talog koji mehaničkim i kemijskim dijagenetskim procesima postupno prelazi u čvrstu sedimentnu stijenu.

seismites – seizmiti (*vidi*: *ball-and-pillow structures*).

sequence stacking pattern – "obrazac slaganja sekvencije" ili "unutarnje ustrojstvo sekvencije" – zakonomjernost redanja ciklusa ili parasekvencija, tj. njihovog slaganja unutar sekvencije s obzirom na promjene tipova ciklusa, njihovih debljina i međusobnih odnosa pojedinih članova kao posljedice relativnih promjena morske razine, obroka taloženja i obroka subsidencije.

shale – šejl – tankolaminirana ili lisnata sitnozrnasta pelitno-klastična stijena pretežito sastavljena od siliciklastičnog materijala koji je po granulometrijskom sastavu smjesa čestica dimenzija glina i zrnaca dimenzija praha.

shallow subtidal – plitki potplimni okoliš (plitki *subtidal*) – plitkomorsko područje niskoenergijskih i zaštićenih plićaka i laguna od razine oseke pa do dubine do koje je moguć optimalan rast i razvoj zelenih alga (10–15 m, rjeđe i do 30 m).

sheet flood – poplavna ploča (pokrov) – prostrani šljunčani nanos u pravilu male debljine taložen u gornjem dijelu aluvijalne lepeze pri ekstremno jakim olujnim kišama. Sinonim: *flood flow*.

sheet flood deposit – pločasti poplavni (pokrovni) talog – poput prekrivača tanki prostrani nanos dobrosortiranih pijesaka i šljunaka s lećastom, mjestimice i kosom slojevitošću, taložen iz slabo viskoznih tokova u donjem dijelu semiaridne lepeze.

sheet sand – pješčana ploča ili pješčani pokrov – pješčano tijelo velikog rasprostiranja, pločastog oblika ili "oblika pokrova" (*vidi*: *delta front sheet sand*).

sheet-like body – sedimentno tijelo pločastog oblika ("oblika pokrova").

shelf break – šelfni prekid – morfološki izrazito istaknuti rub šelfa ispred prijelaza u podmorsku padinu.

shelf margin deposits (SMD) – talog šelfnog ruba ili "sistemski trakt klina šelfnog ruba" (*shelf-margin wedge – SMW*) – talog koji se u obliku klina taloži na rubu ili gornjem dijelu padine šelfa ili karbonatne platforme zbog akumulacije krupnozrnastog detritusa pri niskom stanju morske razine. Na taj je način gornji, plići dio šelfa ili platforme izronio iznad morske razine i izložen je eroziji kojom nastaje i pretaložava se krupnozrnasti detritus u obliku klinastog sedimentnog tijela na rubu šelfa.

shelf-margin system tract – sistemski trakt šelfnog ruba – akumulacija krupnozrnastog detritusa na rubu ili gornjem dijelu padine šelfa koja nastaje pri niskom stanju morske razine (*vidi*: *system tract*, *lowstand deposits*).

shelf-margin wedge (SMW) – sistemski trakt klina šelfnog ruba – akumulacija krupnozrnastog detritusa na rubu ili gornjem dijelu padine karbonatnog šelfa ili platforme koja nastaje pri niskom stanju morske razine (*vidi*: *shelf margin deposits*, *system tract*).

shoreface – obalno lice ili potopljeni žal – blago, rjeđe strmije u smjeru mora nagnuta ravna, morem stalno preplavljena zona plažnih pijesaka (i šljunaka) koji su stalno premještani djelatnošću valova. Nalazi se između crte do koje dopire more pri normalnoj oseki i osnovice valova lijepog vremena (na klastičnom šelfu obično između 8 i 20 m dubine).

sieve deposit – prosijani talog – čisti šljunak u obliku krupnih valutica bez sitnozrnastog matriksa kojeg su isprale jake struje unutar riječnog toka (a mjestimice i na aluvijalnoj lepezi, posebice na prijelazu iz gornje u donji dio lepeze). Naime, na prijelazu u donji dio lepeze tok koji nosi pretežito šljunčani detritus s malom količinom sitnozrnastog pjeskovitog i muljevitog taloga naiđe na jako propusnu podlogu od starijih sedimenata aluvijalne lepeze na kojoj naglo izgubi vodu koja pri takvom naglom procjeđivanju kroz propusnu podlogu sa sobom povlači i sav sitnozrnasti talog. Na taj se način na površini aluvijalne lepeze akumulira paket samo čistog šljunčanog materijala bez sitnozrnastog pijeska i mulja (= prosijani talog).

silcrete – silkreta (*vidi*: *silica duricrust*).

silica duricrust – silicijska kora ili silkreta – korasti dijagenetski, rožnjacima slični, čvrsti silicijski sedimenti – kvarcni i/ili kalcedonski produkti površinske ili potpovršinske silicifikacije nastali procesima cementacije i/ili potiskivanja nevezanih taloga, tala i stijena u neposrednoj podini nevezanog detritusa preostalog nakon snažnog fizikalno–kemijskog trošenja tih stijena. Sinonim: *silcrete*.

siliceous ooze – kremični muljevi – muljevi pretežito sastavljeni od skeleta silicijskih organizama – radiolarija, dijatomeja, spikula silicijskih spužava (*vidi*: *diatom ooze*).

siliceous shale – silicijski šejl – lisnati ili homogeni muljnjak i/ili glinjak (pelitni sediment) koji sadrži značajnu količinu autigenog kvarca, kalcedona i/ili opala, odnosno opalnih skeleta radiolarija, dijatomeja ili spikula spužava kremenjašica.

siliceous turbidites – silicijski turbiditi – stijene nastale dijagenetskim promjenama akumuliranog silicijskog materijala donešenog u dublje dijelove bazena s padina submarinskih zaravni ili podmorskih uzvišenja zajedno s manjom količinom siliciklastičnog i/ili karbonatnog detritusa. Obično su to 1–5 cm debeli slojevi crvenkastih ili zelenkastih slojevitih ili prugastih rožnjaka u izmjeni s 1–7 cm debelim slojevima crvenkastih ili zelenkastih silicijskih muljnjaka ili šejlova, ponegdje i vapnenenaca.

siliciclastic shoreline – siliciklastična obala – obuhvaća žalove ili plaže, barijerne otoke, lagune, plimne rukavce, plimne ravnice i estuarije.

sillar-tuffs – silar-tufovi – staklasti tufovi u kojima je litifikacija pretežito rezultat kristalizacije pri pneumatolitnoj djelatnosti.

silt – prah – sediment pretežito sastavljen od zrnaca dimenzija 0,004–0,063 mm.

Siltgesteine – prahovnjak (*vidi*: *siltit*).

siltit – prahovnjak – vezana stijena iz skupine pelitnih sedimenata koja sadrži >2/3 praha i <1/3 minerala glina (litificirani prah bez lisnatosti ili horizontalne laminacije).

silty shale – prahoviti šejl – lisnati ili laminirani pelitni sediment – prahovnjak (siltit), koji sadrži >2/3 praha i <1/3 gline.

skewness – koeficijent asimetrije S_k – pokazuje prevladava li u uzorku u odnosu na medijan (Md) frakcija krupnijih ili sitnijih zrna, tj. je li kumulativna krivulja asimetrična na strani krupnijih ili sitnijih zrna. Ako u uzorku prevladavaju sitnija zrna tad je $S_k>1$, a ako prevladavaju zrna krupnija od medijana $S_k<1$.

skip marks – tragovi kotrljanja – ravnocrtni nizovi malih ispupčenja na donjoj slojnoj površini poredanih na približno jednakim, u pravilu milimetarskim do centimetarskim razmacima. Nastaju ispunjavanjem udubljenja – kalupa – koja su nastala na glinovitom dnu kad se neki predmet nošen saltacijom usijecao u dno i pritom se u kratkotrajnom dodiru s dnom kotrljao, a potom zbog saltacije odskakivao u vrtložnu struju ili turbiditni tok.

sliding – klizanje taloga – kretanje masa slaboočvrsnutih ili poluvezanih, vodom natopljenih taloga po očvrsnutoj podlozi duž manjeg ili većeg nagiba neke padine sve dok je u talogu zadržana određena unutarslojna koherencija. Ograničeno je uglavnom na okoliše s velikim obrocima sedimentacije, u prvom redu na čela delta, podmorske kanjone i gornje dijelove podmorskih padina.

slope fan – padinska lepeza – sedimentno tijelo sastavljeno od turbiditnih ili debritnih taloga koje može biti taloženo istodobno sa sedimentima bazenskog dna ili je taloženo kao rani "klin niskog stanja" (*lowstand wedge – LSW*).

slope scar fill (SSF) – ispuna padinske brazgotine – detritus nastao erozijom ruba i čela padine platforme ili šelfa koji ispunjava erozijske brazgotine ili ožiljke (*erosional scars*) i kanjone na čelu padine.

slope type deep water delta-fed submarine ramp system – sustav lepeza na podmorskim padinama i podmorskim rampama većeg nagiba koje su opskrbljivane krupnozrnastim detritusom iz deltnog sustava koji egzistira u priobalnom dijelu, a niz strmu podmorsku padinu se prenosi s više uskih, paralelnih kanala ili jaraka. U podnožju padine na krajevima takvih kanala šljunčani se i pješčani detritus taloži u obliku više submarinskih lepeza.

slope type deep water delta-fed thalweg and lobe ramp system – deltom opskrbljivani dubokovodni taložni sustav padinskog tipa koji se detritusom opskrbljuje iz kanalnog toka na padini. Niz padinu nešto blažeg nagiba šljunčano–pješčani detritus prenosi se isključivo dubokim, uskim, linearnim kanalom ili jarkom da bi se u podnožju padine na kraju jarka ili kanala akumulirao u obliku režnja ili loba.

slope-apron – padinski zastor – sediment male debljine koji prekriva ili zastire područje između šelfa i dna bazena na kontinentalnim šelfovima i na velikim oceanskim bazenima, ali i na kontinentalnim padinama, kao i rubovima oceanskih padina, odnosno područjima prijelaza oceanskog dna u kontinentalna uzvišenja (*continental rise*). Dimenzije padinskih zastora variraju po širini od nekoliko stotina metara do više kilometara i u pravilu imaju blagi nagib od samo 2–7°, ponegdje i 10°.

slope-type fan deltas – delte s prevlašću fluvijalnih uvjeta i taloženjem pretežito šljunčanog detritusa, koje se preko razmjerno strme podvodne padine nastavljaju u dublje more.

slump – slamp ili tekstura podvodnog klizanja – pojava jače ili slabije deformiranih i "boranih" slojeva, često s prekinutim kontinuitetom pojedinog sloja, unutar nedeformiranih i međusobno konkordantno poredanih slojeva u krovini i podini. Podinski slojevi nisu deformirani zato što su u momentu klizanja već bili dovoljno koherentni pa nisu mogli klizati, a krovinski slojevi nisu deformirani jer su taloženi naknadno na već poremećene slojeve nakon njihovog klizanja. Slamp nastaje pri rotacijskom klizanju jednog ili više slojeva poluočvrsnutog ili poluplastičnog sedimenta po glinovitoj, obično žitkoj podlozi zbog gravitacije pri povećanju kuta nagiba dna.

slump breccia – slampne breče – nastaju pri dnu podmorskih padina akumulacijom velike količine sedimenta koji se rotacijskim klizanjem (slampiranjem) kretao niz padinu i u njezinom podnožju akumulirao u obliku deformiranih tanjih slojeva (slampova) ili debljih zona s takvim slojevima (megaslampova). Pojedini jače litificirani dijelovi slojeva ili jače litificirani slojevi unutar taloga koji kližu niz padinu kidaju se, brečiraju i uklapaju u homogenizirane plastične taloge tvoreći slampne breče. Sinonim: *land–slide breccia*.

SMD – *vidi*: *shelf margin deposits*.

SMW – *vidi*: *shelf-margin wedge*.

solifluction – soliflukcija – sporo kretanje mase tla uzrokovano opetovanim ciklusima smrzavanja i otapanja.

solutional carbonate breccia – karbonatne breče otapanja – breče nastale selektivnim otapanjem raspucanog i okršenog vapnenca duž tektonskih prslina i pukotina pri cirkulaciji oborinskih voda. Često se nalaze u podinskim vapnencima boksitnih ležišta zbog selektivnog otapanja raspucanog i okršenog vapnenca duž tektonskih prslina i pukotina pri cirkulaciji oborinskih voda između boksitnog tijela i samog vapnenca, dakle, u odnosu na taloženje matičnog materijala za postanak boksita njihov je postanak postsedimentacijski.

spilling zone – zona prelijevanja valova – nagnuti dio žala, plaže ili obale koji je izložen prelijevanju vode pri nailasku vala (*vidi*: *breaker zone*).

sporinite – sporinit – maceral iz skupine eksinita koji se pretežito sastoji od kožastih spora.

SSF – *vidi*: *slope scar fill*.

Staubsteine – njemački naziv za prahovnjak ili siltit. Sinonim: *Siltgesteine*.

storm deposit – olujni talog – sinonim za tempestite (*vidi*: *tempestites*).

storm tides – olujne plime – visoke plime s jakim i brzim strujama koje se tijekom oluja na otvorenom moru pojavljuju na obalnom licu, prednjem i stražnjem žalu, ali se mogu pri prodoru olujnih valova pojaviti i u zaštićenim plićacima, odnosno u niskoenergijskim plićacima i na plimnim ravnicama.

storm-tide deposit – talog olujne plime – talog koji je olujnim plimama naplavljen na plimnu zonu, plimnu ravnicu ili natplimnu zonu, tj. *intertidal*, *tidal flat* ili *supratidal* pri neuobičajeno visokim plimama tijekom oluja. Tako visoko i naglo dizanje morske razine s naglim i snažnim preplavljivanjem prvenstveno je uzrokovano jakim vjetrom koji puše od mora prema kopnu tijekom razdoblja visoke plime, tj. za mlađaka i uštapa. Jakom energijom vode na plimne ravnice ili plimne i natplimne zone naglo se naplavljuju velike količine krupnozrnastog i sitnozrnastog detritusa, koji poslije normaliziranja morske razine uglavnom ostaje iznad razine plime i izložen je subaerskim ili vadoznim dijagenetskim procesima.

storm wave base (SWB) – osnovica valova olujnog vremena – dubina do koje dopire oscilacijsko gibanje vode pri olujnim valovima – na šelfovima epikontinentalnih mora obično nekoliko desetaka metara, a perikontinentalnih mora i oceana i na dubinama 50–100 pa i do 200 m.

stream channel deposit – talog unutar glavnih strujnih kanala u gornjem dijelu aluvijalne lepeze.

stream deposit – nanos riječnog toka – nanos koji može biti taložen ili iz povremenih kratkotrajnih (bujičnih) ili trajnih vodenih tokova koji imaju odlike kanalnog toka.

stream-alluvial fan – humidna aluvijalna lepeza s dominacijom riječnih tokova ili migrirajućim riječnim kanalima koji se radijalno šire od vrha prema donjem dijelu lepeze.

stylolites – stiloliti – neravne suturirane pukotine duž kojih dva dijela stijene zupčasto ili poput šavova na kostima lubanje ulaze jedan u drugi. Nastaju procesima tlačnog otapanja (*pressure solution*) na velikim dubinama prekrivanja.

subaqueous dune – podvodne ili subakvatske dine (ranije poznate kao "pješčani valovi" i "megariplovi") – pješčana sedimentna tijela po obliku slična velikim riplovima koja nastaju na *foreshore–shoreface* plićacima s vodom dubine >1 m pri velikoj energiji plimnih struja ili olujnih valova. *Foresetovi* kosih lamina (= strmija zavjetrinska strana) imaju nagib do 10°, u pojedinim slučajevima i do 20°. Razlikuju se 2–D dine s ravnim graničnim površinama kose slojevitosti i 3–D dine s koritastim površinama kose slojevitosti.

submarine fans – podmorske lepeze – značajna i široko rasprostranjena, često paralelno s padinom međusobno odvojena lepezna sedimentna tijela u podnožju

padina na kraju glavnih opskrbnih kanala, kanjona ili gudura.

submarine rock fall – podmorski kameni odroni (*vidi*: *rock falls*).

submarine rockfall breccia – podmorska odronska breča – nastaje cementacijom siliciklastičnog i/ili karbonatnog detritusa koji je akumuliran pri dnu ili na stopama podmorskih padina nakon naglih i brzih podmorskih odrona stijenskog kršja pod djelovanjem sile teže niz strme podmorske padine slobodnim padom i kotrljanjem pojedinačnih klasta.

submarine tephra deposits – podmorski vulkanoklastični talozi čiji je materijal iz atmosfere padao u more ili koji je iz vulkana izbačen pri podmorskim ili općenito podvodnim (subakvatskim) erupcijama.

subtidal sand ridges – potplimni pješčani hrptovi – izdužena, međusobno subparalelna pješčana tijela nastala pri premještanju i pretaložavanju pijesaka strujama plima i oseka čiji je glavni smjer kretanja općenito okomit na obalnu crtu.

supratidal – natplimni okoliš – okoliš taloženja koji obuhvaća razmjerno ravnu, blago nagnutu površinu, obično najviši dio plimne ravnice ili niske obale iznad razine plime koja je samo pri visokim ili olujnim plimama ili valovima izložena utjecaju morske vode.

surf zone – zona uzdizanja, ustrmljivanja i mlata valova – područje između kopna i mora, prema moru omeđeno dubinom vode na kojoj valovi pri svojem kretanju prema kopnu po prvi puta dodirnu dno (od crte stražnjeg žala preko prednjeg žala pa do osnovice valova olujnog vremena).

suspension-feeding organisms – organizmi koji se hrane muljem iz suspenzije (*vidi*: *mud facies*).

swash zone – zona zapljuskivanja – nagnuti dio žala, plaže ili obale koji je izložen naizmjeničnom preplavljivanju morskom vodom pri nailasku vala i otjecanju vode u more do nailaska novog vala (*vidi*: *breaker zone*).

swash–backwash processes – procesi povratnog strujanja vode nakon što je žal ili obalu zapljusnuo val.

SWB – *vidi*: *storm wave base*.

symmetrical ripple-marks – simetrični riplovi – riplovi koji pokazuju jasnu unutarnju strukturu koja se odlikuje trakastim laminama koje su naslagane jedne na druge, a kreste im imaju simetričan oblik – u poprečnom presjeku udarna i zavjetrinska strana ripla su u odnosu na krestu potpuno simetrične (*vidi*: *wave-ripple marks*).

system tract – "sistemski trakt" – skupina istodobnih taložnih sustava, pri čemu je svaki pojedini sistemski trakt ograničen fizičkom površinom koja djelomice predstavlja diskontinuitet koji obilježava granicu sličnog seta akomodacijskih oblika sedimentnih tijela. Taložni sustavi unutar svakog sistemskog trakta povezani su promjenama facijesa. Ukupno postoje četiri sistemska trakta karakteristična za pojedine faze relativnih promjena morske razine: *lowstand system tract*, *transgressive system tract*, *highstand system tract* i *shelf-margin system tract*. *Vidi*: *lowstand deposits*, *transgressive deposits*, *highstand deposits*.

T

TD – *vidi*: *transgressive deposits*.

telinite – telinit – maceral iz skupine vitrinita koji mikroskopski pokazuje manje–više jasnu strukturu biljnih stanica (strukturu drvenih ili peridermalnih stanica). Porni prostori biljnih stanica su mu ili prazni ili ispunjeni drugim sastojcima, primjerice resinitom. Obično u vitritu i klaritu zajedno s kolinitom tvori slojeve različitih debljina.

tempestite – tempestit ili olujni talog – detritus podignut ("pometen") olujnim valovima s dna i istaložen slabljenjem energije olujnih valova u obliku tempestitne sekvencije (*vidi*: *BPHFXM-sequence*)

tephra – tefra – opći pojam za sav vulkanoklastični ili piroklastični materijal i vulkanoklastične sedimente bez obzira na veličinu fragmenata i čestica.

tephra aprons – zastori tefre – vulkanoklastični sedimenti taloženi iz piroklastičnih ili debritnih tokova na padinama vulkanskih otoka i podmorskih vulkanskih humaka (*sea mounds*) u obliku tankih zastora.

texture – tekstura, ili prema njemačkoj i našoj geološkoj školi struktura, obuhvaća sva svojstva stijena u vezi s veličinom, oblikom i rasporedom mineralnih i drugih komponenata stijene, odnosno pod tim se pojmom podrazumijeva "mikrogeometrija stijene".

thalweg – najdublji dio nekog vodenog toka ili korita.

tidal channel – plimni kanal – kanal nastao erozijom taloga na *peritidalu* strujama plima i oseka. Po njima pri plimama morska voda prodire duboko u plimnu ravnicu, pri čemu može snažno erodirati njezine taloge, ali i iz lagune ili potplimne zone odnositi obilje detritusa.

tidal creek system – sustav plimnih rukavaca – sustav malih, potocima sličnih plimnih rukavaca koji u donjim dijelovima deltnih ili plimnih ravnica nastaju pri osekama zbog povratnog otjecanja vode u more.

tidal creeks – plimni rukavac ili potočić – plitki kanal kojim struje plime morskom vodom snabdjevaju lagune i/ili zaštićene plićake iza pješčanih prudova ili barijernih otoka, a kojim tijekom oseka morska voda otječe u more. Plimnim rukavcima se na taj način lagune, deltne ravnice i/ili zaštićeni plićaci povezuju s otvorenim morem.

tidal flat – plimna ravnica – razmjerno ravna, velika površina između razine oseke i srednje razine plime duž obalne crte ili oko otoka i prudova, te duž zaštićenih strana pješčanih barijera ili pješčanih dina na niskim klastičnim obalama i deltnim ravnicama s prevlašću plimnih struja. Sadrže brojne plimne kanale po kojima stalno cirkulira morska voda pri nadiranju plima na plimnu ravnicu, odnosno otjecanju s nje pri osekama. Sinonimi: *intertidal flat* ili njemački *Watt* (*vidi*: *peritidal*, *intertidal*).

tidal inlet – plimni rukavac – plitki kanal kojim struje plime morskom vodom snabdjevaju lagune i/ili zaštićene plićake iza prudova ili barijernih otoka, a kojim se tijekom oseka morska voda ponovno povlači prema moru. Plimnim rukavcima na taj su način lagune i/ili zaštićeni plićaci povezeni s otvorenim morem.

tidal sand bank – plimni pješčani hrbat (*vidi*: *tidal sand ridge*).

tidal sand ridge – plimni pješčani hrbat – ravno izduženo pješčano tijelo velikih dimenzija čija je uzdužna os orijentirana okomito ili pod približno 20° koso na smjer najjačih plimnih struja. U poprečnom presjeku takvi hrptovi imaju asimetričan oblik. Nastaju samo pri vrlo jakim plimnim strujama brzina >100 cm/s. Sinonim: *tidal sand bank*.

tide-dominated delta plain – deltne ravnice s prevlašću plimnih struja (*vidi*: *delta plain*).

tide-dominated offshore facies – facijes sedimenata odobalja (ili unutarnjeg šelfa) pretežito taloženih pod utjecajem plimnih struja.

tide-dominated shorelines – obale s prevlašću djelatnosti plima.

toe-of-slope deposits – talozi padinske stope ili podnožja padine – sedimentno tijelo nastalo akumulacijom detritusa u podnožju, tj. stopi padine.

topset – gornji dio delte – dio Gilbertovog tipa delte koji je pretežito izvan, a samo manjim dijelom pod vodom jezera ili mora u koje se ulijeva riječni tok i zapravo čini dio riječnog sustava, u pravilu gornjeg dijela aluvijalne lepeze, koji se produžava u jezero ili more. Sastoji se od gotovo horizontalnih, ili samo malo u smjeru središta taložnog prostora nagnutih paketa slojeva šljunkovitih i pješčanih sedimenata.

traction carpet – način transporta materijala pomiješanog s vodom koji se kreće po dnu ili neposredno iznad dna u obliku tankog prostranog "tepiha".

transgressive deposits (TD) – transgresivni talozi ili sistemski trakt preplavljivanja, tj. transgresije (*transgressive system tract – TST*) – sedimenti taloženi tijekom faze preplavljivanja ili transgresije unutar relativnih promjena morske razine (*vidi*: *system tract*).

transgressive system tract (TST) – *vidi*: *transgressive deposits*.

transgressive surface (ts) – transgresivna površina – površina kojom je kod sekvencijske granice tipa 2 odvojeno klinasto tijelo niske razine (LSW) od transgresivnih taloga ili sistemskog trakta preplavljivanja – transgresije (TST).

transversal sheet bar – poprečni pločasti ("pokrovni") prud – sedimentno tijelo pločastog oblika i planarnog tipa uobičajeno u gornjem dijelu sustava prepletenih rijeka s multipliciranim kanalima. Taloži se kao ispuna takvih kanala zbog brzog nagomilavanja valutica koje je tok donosio na mahove. Pritom prud migrira ne samo paralelno sa strujom već i bočno, što rezultira tvorbom šljunčanih planarnih pločastih naslaga koje pokazuju nejasnu slojevitost (*vidi*: *sheet-like body*).

transverse combined current/wave ripples – poprečni kombinirani strujno-valni riplovi čiji je smjer gibanja usporedan sa smjerom struje, a kreste se riplova premještaju poprečno na smjer struje. Imaju zaobljene kreste asimetričnog oblika.

tripoli – tripoli – opći naziv za brojne manje ili više međusobno slične, porozne silicijske stijene dijagenetskog podrijetla nastale procesima izluživanja silicificiranih vapnenaca ili vapnenaca bogatih rožnjačkim nodulama, pri čemu je kvarcna komponenta zaostala i nakon trošenja, a karbonatna je komponenta uglavnom potpuno izlužena iz stijene. Tripoli, prema tomu, ne sadrži skelete dijatomeja (ili ih sadrži samo u neznatnoj količini). Nije isto što i tripolit (*vidi*: *tripolite*).

tripolite – tripolit ili dijatomejski tripolit (prema nalazištu u okolici Tripolija, sjeverna Afrika) – porozni, slabo litificirani silicijski sediment bogat dijatomejama. Tripolit, dakle, može biti sinonim za dijatomit ili dijatomejsku zemlju, ali ne i za tripoli (*vidi*: *tripoli*).

ts – *vidi*: *transgressive surface*.

TST – *vidi*: *transgressive system tract*.

turbidite current – turbiditna struja (*vidi*: *turbidite flow*).

turbidite flow – turbiditni ili mutni tok – gravitacijski turbulentni tok u kojem su veći klasti, zrna i sitni talog u toku podržavani jakom turbulencijom fluida, pa se detritus niz dugačke padine malog kuta nagiba (>0,5–1°) može prenositi na vrlo velike udaljenosti.

U

upper offshore – gornji dio odobalja, često sinonim za *inner shelf* (*vidi*: *offshore*, *inner shelf*).

upper slope-apron – gornji padinski zastor – sedimenti primarno taloženi na gornjem dijelu morskih padina koji se zbog postupnog povećanja nagiba padine, prekoračenja kuta trenja zbog velike debljine taloga, tektonskih šokova, odrona i klizanja, kao i podmorske erozije mogu pokrenuti niz padinu i potom se pretaložavati u donjim dijelovima padine ili na bazenskoj ravnici.

V

varve – varve – izmjena tankih lamina taloženih kao posljedica sezonskih promjena sedimentacijskih uvjeta (*vidi*: *annual varve*).

vesiculae – vezikule – kuglaste šupljine nastale od mjehurića plina pri naglom otplinjavanju lave, uglavnom pri eksplozivnim erupcijama bazalta i bazalto-andezita.

vitric tuff – staklasti ili vitroklastični tuf – sve vrste tufova koji su pretežito sastavljeni od čestica vulkanskog stakla, tj. sadrže vitroklaste.

volcaniclastic breccia – vulkanoklastična breča – sastoji se od krupnozrnastih klasta vulkanskog podrijetla, tj. vulkanoklasta koji potječu od vulkanskih erupcija, a koji su nakon kraćeg ili dužeg transporta akumulirani

na kopnu, u slatkovodnim ili morskim okolišima (sinonim: *pyroclastic breccia*).

vortex casts – tragovi vrtloženja – spiralna izbočenja na donjoj slojnoj površini pješčenjaka, od kojih svako pojedinačno ima oblik sličan završnom spiralnom kraju puževe kućice.

W

wackes – nečisti pješčenjaci ili grauvake – pješčenjaci u kojima je udio matriksa veći od 15% (sinonim: *graywackes*).

waning flood deposits – talozi povlačenja poplave – sitnozrnasti sedimenti koji su taloženi pri opadanju vodostaja i povlačenju voda nakon poplava.

water escape structures – strukture nastale istiskivanjem vode iz taloga (*vidi*: *dish structures*, *pillar structures*).

Watt – njemačko ime za plimnu ravnicu (*vidi*: *tidal flat*).

wave base – valna osnovica – dubina do koje dopire oscilacijsko gibanje vode valovima, a koja je približno jednaka polovici valne duljine površinskog vala (*vidi*: *fairweather wave base – FWB*, *storm wave base – SWB*).

wave- and storm-dominated offshore facies – facijes sedimenata odobalja (ili unutarnjeg šelfa) pretežito taloženih pod utjecajem valova i oluja.

wave-dominated delta front – čelo delte s prevlašću djelovanja valova – čela delta u kojima prevladavajuću ulogu ima djelatnost valova, pa sedimenti više nemaju tipične značajke deltne sedimentacije jer su u tolikoj mjeri pretaloženi da poprimaju odlike pijesaka plaža i obalnih plićaka izloženih valovima. Dobar su primjer "destrukcijske faze deltne sedimentacije", odnosno "napuštanja delte", zbog jačeg odnošenja detritusa morskim strujama i valovima od obroka donošenja i taloženja pod utjecajem riječnih tokova (*vidi*: *delta abandonment*).

wave-dominated shorelines – obale s prevlašću djelatnosti valova.

wave-ripple marks – valni riplovi – uobičajeni naziv za "simetrične riplove" (*symmetrical ripple-marks*) koji u pravilu nastaju iznad valne osnovice zbog premještanja pijeska oscilacijskim kretanjem vode, primjerice pod utjecajem valova. Sinonim "oscilacijski riplovi" (*oscillation-ripples*).

welded-tuff – stopljeni tuf – nastaje litifikacijom užarenog pepela u kojem je temperatura akumulirane ukupne mase pepela nakon taloženja još toliko visoka da čestice plovučca, kao i mali fragmenti ili krhotine stakla u mekanom pepelu zbog svoje težine propadaju u donje dijelove mase, a sitnozrnasti se matriks istiskuje naviše.

Wildflysch – vildfliš ("divlji fliš") – flišu slična stijenska izmjena pretežito sastavljena od olistostroma s krupnim nepravilnim olistolitima tipa "egzotičnih blokova".

wind ripples – eolski riplovi ili riplovi nastali vjetrom – riplovi koji nastaju prijenosom pijeska i sitnog šljunka vjetrom tako da vjetar pješčana zrna pokreće saltacijom, a ona veća i vučenjem. Razlikuju se: a) eolski pješčani riplovi (*wind sand ripples*) koji imaju ravne, dugačke, međusobno paralelne kreste asimetričnog tipa i vrlo visokog indeksa ripla (uglavnom 10–70), s visinom riplova 0,5–1 cm, i b) eolski zrnasti riplovi (*wind granule ripples*) koji imaju značajke *lag*-sedimenta. Oni se sastoje od krupnijih zrna – granula – preostalih nakon vjetrom odnešenog ili otpuhnutog sitnijeg materijala (praha i sitnog do srednjeg pijeska). Oblik kresta im je ravan sa šiljastim vrhom obogaćenim krupnozrnastijim materijalom, dužina im može biti od 25 cm do 20 m, amplituda od 2,5 do 60 cm, a indeks ripla između 12 i 20.

wrinkle marks – tragovi mreškanja – minijaturni nepravilni, riplovima slični oblici sastavljeni od malih, uglavnom 0,5–1 mm debelih i nekoliko milimetara dugačkih, međusobno paralelnih i svijenih hrptova koji nastaju na površini taloga preplavljenog sa samo nekoliko milimetara vodenog sloja koji je naplavljen valovima pri jačem vjetru.

X

xenotopic texture – ksenotipna ili alotriomorfna struktura – stijena pretežito sadrži kristale bez pravilnih kontura, tj. kristali imaju ksenotipne ili alotriomorfne konture.

24. Kazalo

A

abisal 237
abisalna ravnica 223, 357, 390
abrazija **7**, 8, 153
abrazijska djelatnost valova 8
acetatna folija **108–111**
adular 168
aglomerat 2, 49, 152, **199–202**, 207, 260
aglutinat 202
agradacija **26**, 28, 269, 295, 298, 314, 315
agradacijska jedinica 246
ahat 70, 210
ahatne nodule 70
aktinolit 11, 13
albit 12, 30, **134**, 142, 150, 166, **168**, 207
— : autigeni **168**
alevrit **77**, 172
alevrolit 172
Al-hidroksidi 9–11, 186, **187**, **189**
Al-oksihidrati 10
alotigeni sastojci – vidi: detritični sastojci
alumogel **190**, 388
aluvijalna ravnica 53, **261**, **262**, 294, **276–279**, 303, 306, 364, 366–368, 386–388, 393, 398, 405, 407, 408
aluvijalni ciklus 38, **277**, **278**, 395
— fanglomerat 267
— nanos 15, 127
— okoliši 128, 254–265,
— talozi 155, 254, 255, 261, 270
amalgamacija 295
amalgamirani slojevi 46, 294
amfiboli 9, **13**, 128, **139**, 178, 187, 193
amonijak 96, 99, 101
amplituda ripla – *vidi:* visina ripla
anaerobne bakterije 231
anaerobni uvjeti 11, 176, 177, 232
anateksis 4
andaluzit **139**, 142, 144
andezin 12, 13, 134
anhidrit 1, 4, 7, 30, 77, 124, 126, **139**, 161, 166, 253, **326**, 403
anhidritizacija 1, 30
ankerit – *vidi:* ferodolomit
antidine **57**, 59, 199, 256, **387**
antracit 232, **233**, 390
apatit 138, **139**, 142–144, 157, 178, 205
apsorpcija 1, **7**, 162
areniti 14, **77**, 89, 112, **131**, **147–153**, 166
— : arkozni – *vidi:* areniti: feldspatski
— : feldspatski 14, 77, 134, **148–150**, 168, 187
— : kvarcni 136, 142, 149, 150, **152**, **153**, 403
— : litični 14, 103, 106, 108, 109, 136, 137, **149–152**, 156, 157, 166, 173, 194, 389
— : rožnjački **151**, 152, 389
— : vulkanski **152**, 194
argilit 129, 130, 185, 206
Arkansas novaculite 218
arkoza – *vidi:* areniti: feldspatski
asfalt – *vidi:* bitumen
Atterbergov cilindar **99–101**
Atterbergova ljestvica **78**, 79
augit 12, 13, **140–142**, 144, 205
autigeneza **9**, 12, 29, **30**, **168**
autigeni minerali 6, **8–10**, 14, 28, **30**, 89, 131, 132, 137, 139–142, 154, 160, 161, **166**, **168**, 173, 174, 187, 209, 230, 401
autoklasti 194
autoklastični sastojci – *vidi:* autoklasti

B

baden 28, 42, 64, 66, 75, 118, 121, 128, 131, 132, 150, 156, 157, 213, 324, **361**, **362**, 365, 366
bajdelit 10, 170
ball-and-pillow – *vidi:* struktura: loptasta i jastučasta
barijerni kompleks **314**, 316, **329–331**, 334, 388
— otoci 44, 308, 312, **314**, **316–318**, 388, 405, 408
— prudovi 156, 240, 249, 312, **314**, 320, 388
barit 70, **139**, 142, 161, 166, 210, 219
baritne konkrecije 70
basanit 325
batijal 237
bauerizacija 10
bazalni lag **46**, 269, **332**, 388
bazalti 7, **10**, 128, 135, 139, 140, 142, 187, **193**, 197, **203**, 204, 206, 208, 218, 219, 223, **224**, 404
bazenska ravnica 22, 173, 175, 223, 286, 292, 293, **336**, 339, 340, 352, 356, 357, **361**, 364, **368**, 370, **387**, 398, 409
bazične magmatske stijene **10**, 135, 140, 149, 152, 187, 193, **219**
bazični plagioklasi – *vidi:* plagioklasi: bazični
bemit 9, 11, **187**, **189–191**, 388
bentonit 10, **207–209**
bentosni organizmi 74, 131, 132, 156, 229, 231, 234, 235, 294, 335, 336
benzol 144
berm – *vidi:* plažni hrbtovi
bimodalan sastav 86, 103
bioerozija 12, 235
biofacijes 1, 116, **237**, **238**, 404
biogeni sedimenti **216–221**, 226, 227, 338, 357
— : teksturno-strukturni oblici – *vidi:* bioturbacija, stromatoliti
biohermalne tvorevine 76
biohermalni vapnenci 238
bioherme 76, 118, 283, 299
biokalkarenit 42, 128, 132, **156**, 324

bioklasti **76**, 85, **131**, 132, 137, 155, 156, 221, 250, 283, 304, 324, 330, 335, **389**
biostromalne tvorevine 53
biostrome 53, 131, 299
biotit **10**, 85, **131**, 132, 147, 155, 156, 221, 250, 283, 304, 320, 324, 330, 332, 336, **389**
bioturbacija 32, **74–76**, 259, 269, 286, 288, 293, 294, 298, 304, 315, 316, 321, 328, 331, 332, **335**, 355, 356, **388**, 403
bioturbirani sedimenti **74–76**, 277, 286, **299**, 304, **315**, **319**, 322, 328, 334, **338**, 345, 354, **400**
bišofit 325
bitumen 176, **177**, 232, 335, 388
blasteza 184
bodljikaši 132, 156, 250, 324
boksiti 2, 10, 52, 112, 123, 126, **187–192**, 392
— : crveni (vadozni) 190, 191
— : freatički – *vidi:* sivi
— : gornjojurski 191, 192
— : krški (karbonatni) 190, 191
— : lateritni 10, 190
— : miocenski 190, 191, 192
— : paleogenski 191, 192
— : silikatni 190
— : sivi (freatički) 191
— : trijaski 191
— : vadozni – *vidi:* crveni
boksitizacija 192
bottomset 285, **292**, **293**, 388, 391
Boumina sekvencija 23, 24, 340, **343–345**
BPHFXM-sekvencija – *vidi:* tempestitna sekvencija
break zone, *shelf break* – *vidi:* zona prekida šelfa
breča 2, 35, 53, 81, 84, 88, 92, 108, **112–126**, 288, 289
— s plosnatim fragmentima (*edgewise breccia*) 53, 114, **115**, **393**
— : evaporitna 390
— : *black-pebble* 114
— : boranja 114, **121**
— : celularna – *vidi:* šupljikava ili opučnjak
— : debritna 114, **118–121**, **391**, 394
— : desikacijska 53, **114–116**, 392
— : dolomitizacijska 114, 124, **126**
— : dolomitna 117, 120, 121, 341, 397
— : ekstraformacijska 114, 117
— : ekstraformacijska kataklastična 114, **117**
— : emerzijska 114, 117, **122**, **123**, **393**
— : intraformacijska **114–117**, 124, 126
— : jelarska ili "Jelar breča" 114, **120**, 121, **341**
— : karbonatna 119, 120, 122, **123**, 125, 242, 406
— : kataklastična 114, **117–118**, **389**
— : klizanja 114, **117**, **397**
— : kolapsna 114, 117, **122**, **123**, **390**
— : kvarcitna 117
— : nastala podvodnim klizanjem 114
— : odronska – *vidi:* siparišna
— : okršavanja 114, **122**, **397**
— : olujna 114, 117
— : otapanja 114, **122**, **123**, 390, **406**
— : *peritidalna* 114
— : piroklastična – *vidi:* vulkanoklastična
— : pješčenjačka 117
— : podmorska odronska 407
— : postsedimentacijska dijagenetska 114, 117, **123–125**, 403
— : pradavnog okršavanja 114, **122**, **402**
— : rasjedna – *vidi:* tektogena
— : siparišna ili odronska 114, **118**, **119**, 121, **403**
— : slampna 114, **117**, **406**
— : stilolitizacijska 114, 123, **125**, **126**
— : stromatolitna 290
— : šupljikava karbonatna (opučnjak) **124–126**, **403**
— : tektogena i/ili rasjedna 114, 118, **120–122**
— : tektogeno-dijagenetska 114, **123**, 394
— : tufna – *vidi:* breča: vulkanoklastična
— : urušavanja 114, **122**, **123**, 390
— : vapnenačka 117, 120, 121, 151
— : vapnenačko-dolomitna 117, 119, 120, 124
— : vulkanoklastična 114, **117**, **201**, 207, **409**
— : vulkanska 2, 114, **117**, **403**
— : "numulitna" 352
brečo-konglomerat 49, 63, 120, 352
bromoform 137, 138, 142, 143, **144**
broncit 11, 13, 140
brucit **139**, 142, 205
burkeit 325

C

Ca-hidrogenkarbonat – *vidi:* kalcij-hidrogenkarbonat
calcareous sandstone – *vidi:* pješčenjaci: vapnenački
calclithite 151
Ca-plagioklasi – *vidi:* plagioklasi: bazični
CCD-granična crta **216**, 224, **227**, 371
cement anhidritni 30, 161, 166
— : apatitni 157
— : aragonitni 96, **160**, **161**
— : baritni 161, 166, 220
— : celestinski 166
— : dolomitni 166
— : *dripstone* – *vidi:* speleotemski
— : fibrozni ili vlaknasti 77, 90, **160**, **213**, 215, 222, 393
— : hematitno–getitni 161
— : kalcedonski 77, 90, 213, 215, 222
— : kalcitni 69, 70, 73, 96, 113–115, 120, **123–128**, 137, 150, 151, 153, 156, **161**, **162**, 178, 221, 250, 259, 288, 289
— : kaolinitni 150, 160
— : karbonatni 161, 162
— : kloritni 166, 173, 219
— : korasti pizoidni 125, 126
— : kvarcni 73, 93, 61, 126, 132, **152**, **153**, **161**, **162**, 164, **166**, 213, **215**, **216**, 219, **222**, 403
— : limonitni 126, **162**
— : Mg-kalcitni 160, 161, 388
— : opalni 93, 126, 127, 152, **153**, 173, **213**, **215**, 403
— : piroluzitni 161, 162
— : pojkilotipni 70, 153
— : psilomelanski 161, 162
— : sintaksijalni obrubni 133, **152**, **153**, **163**, **164**, 168, 186, 250
— : speleotemski kalcitni 125, **126**
— : stijena plaža 388
— : sulfatni 161
— : zeolitni 206
cementacija 29, **30**, 35, 42, 53, 70, 85, 115, 121–123, **132**, **133**, 156, 160, **166–168**, 173, 202, 250, **388**
chert – *vidi:* rožnjaci
cijanit – *vidi:* disten
ciklička slojevitost – *vidi:* slojevitost
ciklotema 37
ciklusi aktivnog korita 279
— četvrtog reda **247**, 248
— dimenzija slojeva 38
— drugog reda **247**, 248
— meandarskog pruda 275, 276
— napuštenog korita 278
— oplićavanja naviše **37–39**, 75, 116, 122, 147, 323
— petog reda **38**, **247**, 248
— pokrupnjavanja naviše **38**, 248, **249**, **264**, **265**, **284–286**, **293**, 294, **296**, 300, **302–304**, **314**, **319**, **328–331**, 334, **360**, **361**, **390**
— positnjavanja naviše **36–38**, 43, 44, **63**, **266**, **268–279**, 298, 300, **322**, **323**, **359–363**, 389, **394**
— prvog reda 39, 247
— terenskih dimenzija 38
— trećeg reda **39**, **247**, 248
— : aluvijalni 277, 278, 394
— : kompletni jezerski 290
— : laminacijski ili dimenzija varvi 38, 39, 41
— : periplimni (*peritidalni*) 39, 116
— : tempestitni 39, **46**, 64, **315**, **331–333**, 388, 407
cirkon 3, 138, **141–143**, 152, 178, 205, 323
Clericijeva otopina 144
CM dinamički dijagram – *vidi:* Passegin CM dinamički dijagram
coalification – *vidi:* pougljenjivanje
coisit **139**, 141–143, 176, 189
"crni šejlovi" (*black shales*) 226
CSC – *vidi:* kosa slojevitost: dolinasta

Č

čelo delte (delta front) 17, 20, 22, 27, 42, 48, 56, 67, 119, 128, 129, 246, 284, 288, 291, 292, 294, **300–304**, 391, 392, 409
čisti pješčenjaci – *vidi:* areniti

D

debriti **22**, **23**, 69, **118**, **119**, 121, 238, 243, 283, 337, **339–341**, 352, **357–359**, 389, **391**
— : vapnenački 341, 389
debritni tokovi **16–17**, 19, **21–23**, 68, 113, **119–121**, 129, **198–201**, 256, 261, 263, 269, 286, **336**, **337**, 340, 352, **391**
dedolomitizacija 123–125
dekalcifikacija 189
delta front – vidi: čelo delte
delta niskog stanja (*lowstand delta*) 244, 398
delte 1, 17, 26, 27, 42, 44, 45, 48, 50, 56, 68, 119, 128, 152, 173, 175, 176, 199, 231, 246, 261, 274, 282–284, 286, 287, **291–302**, 362, **366**, **391**, **392**
— dubljevodne Gilbertovog padinskog tipa 301
— Gilbertovog tipa 44, 282, 284, **291–294**, 364, 391, **395**
— Hjulströmovog tipa 291
— Mississippi tipa **294**, 301
— nastale povratnim strujama pri osekama (*ebb-tidal delta*) 316, 317
— s miješanjem djelatnosti fluvijalno–plimnih uvjeta 295
— s miješanjem djelatnosti plima i valova 294, 295
— s prevlašću djelatnosti valova 294, **295**, **304**
— s prevlašću fluvijalnih uvjeta 295, **301–303**
— s prevlašću plimnih struja 295, **299–304**
— tipa "prstiju ptičje noge" (*birdfoot delta type*) 302, **388**, 394
deltna sekvencija – *vidi:* sekvencija: deltna
deltne lepeze padinskog tipa (*slope-type deep water delta fans*, *slope-type fan deltas*) **301**, 366, **406**
deltne lepeze tipa prudova ušća **291**, **295**, **302**, 306
— ravnice (*delta plain*) 15, 128, 131, 146, 231, 246, 259, **290–292**, **295–300**, 303, 364, 367, 368, **392**
— ravnice s prevlašću fluvijalnih uvjeta **296–299**
— ravnice s prevlašću plimnih struja **299**, **300**
deranje i ispunjavanje (*scour-and-fill*) 63, 267, **404**
desikacije – *vidi:* pukotine isušivanja
desikacijska breča – *vidi:* breča: desikacijska
desikacijske pukotine (desikacije) – *vidi:* pukotine isušivanja
desilicifikacija 192
desorpcija vode 7
detritični sastojci 10, 12, 13, 70, **76**, 112, **131–134**, 136, 137
detritoinertinit 234
detritovitrinit 234, **392**, 399
detritus
— : bioklastični 76, **156**, 324, 351
— : fosilni 76, **131**, 137, **156**
— : glinoviti 40, **154**, **155**, 173
— : glinovito–prahoviti 48, 126, 147
— : karbonatni 77, 120, **131**, 137, **179**, 227
— : litoklastični 22, 23
— : muljeviti 14, 16, 23, 47, 68, 85
— : pješčani (pjeskoviti) 12, 14, 15, 22, 48, 83, **132–141**
— : siliciklastični 14, 76, **132–141**, 179
— : skeletni 76, 216, 221
dezintegracija sedimenata 92, **96**
dijabaz-rožnjačka formacija – *vidi:* ofiolitni kompleks
dijabazi 128, 135, 140, 142, 154, 155, 219
dijagenetska zona miješane slatke i morske vode **158**, 160, 226
— — : morska (marinska) 158, **160**
— — : vadozna 11, 122, **158**, **160–162**, 250
— — : meteorska 30, 121, 158, **160**, **161**, 168, 250
dijagenetske lamine – *vidi:* konsolidacijske lamine
dijageneza glinovitih (pelitnih) sedimenata 170, 174, **180**, **181–186**
— pješčenih sedimenata 131, 154, **158–169**
— silicijskih sedimenata 210, 212, **216–229**, 405
— : alokemijska 130
— : izokemijska 130
— : kemijska **28**, **69–71**, 133, 184, 229, 232, 233,
— : mehanička **28**, 33, 71, **86**, 123, 130, 132, **162**, **163**, 174, **181–184**, 222

dijalag 13
dijamiktit 15, 16, 23, **115**, 129, 130, 152, **392**
dijaspor 9, 11, **190**, **191**
dijatomeje 69, 70, 89, 136, 161, 209, **211–215**, 222, 225, 227, 228, 338, 371
dijatomejske lamine 212
— zemlje 209, **211–215**, 228, 392
dijatomejski muljevi 209, **211–215**, 226, 227, 288, 392
— tripoli **228**, 408
dijatomejski tripolit – *vidi:* tripolit: dijatomejski
dijatomiti 89, 209, **211–214**, 224, 226, 288
dijatomitne lamine i proslojci 212, 214
dikit 166
dine 15, 26, 28, 44, 56, 58, 199, **249–251**, **256–258**, 264, 276, 280, 313, 323, 324, 330
— : 2-D 57, 58, 256, 276, 324
— : 3-D 45, 58, 256, 257, 276, 324
— : eolske 15, 44, 45, **250**, **251**, 280, 313, 314
— : pješčane 15, 42, 44, **250**, **251**, 267, **312**, 314, 319, 320
— : podvodne (subakvatske) 28, 35, 42, 43, **57**, 58, 249, 299, 315, 318, **322–324**, **328**, 329, 331
dioktaedrijski tinjac 10, 13, **137**, 161, 170, 186, 206
diopsid 13, 140, 141
distalni pješčani prudovi – *vidi:* prudovi: distalni pješčani
distalno područje 43, 45, 61, 129, 198, 199, 228, 263, 264, 269, 272, 300, 301, 332, 333, **355**
disten (cijanit) 139, 142
distribucijski kanal – *vidi:* opskrbni kanal
dolomit (mineral) 12, 30, 124, 125, 131, 153, 161, 166, 235, 288
— : autigeni 30, 120, 126, 153, 161, 166, 221
dolomiti (stijene) 4, 11, 12, 70, 74, 76, 111, 113, 114, 118, 121, 124, 126, 127, 135, 136, 188, 222
— : ranodijagenetski 30, 52, 115, 126, 214, 326
— : kasnodijagenetski 30, 35, 77, 220
donji interval paralelne laminacije T_b 41, 52, **342–346**, 349, **353–356**, 364, 368
drumlini 252, 393
dubokomorske crvene gline 371
— lepeze 302, **362–370**
dužina ripla **54–57**
dužobalne struje (*longshore currents*) 312, 313, **398**
dužobalni prudovi (*longshore bars*) – *vidi:* prudovi: dužobalni
dužobalno korito (*longshore trough*) 313, 314

Đ

đipsit – *vidi:* gibbsit

E

edgewise breccia – *vidi:* breča s plosnatim fragmentima
egirin 140
egzogeni sedimenti – *vidi*: klastični sedimenti i sedimentne stijene
egzotični blokovi 69, 341, 409
eksinit 176, **233**, 234, 387, 390, 403, 406
emerzija **122**, 191, 192, **240**, 242, 402
endogeni sedimenti – *vidi:* kemijski i biokemijski sedimenti i sedimentne stijene
endolitne alge 42
englacijalna (unutarnja) zona 252, 393
eocen 41, 60, 127, 132, 176, 210, 219, 220, 222, 330, 343, **351**, 352
eocenski fliš 60, 132, 343, **351**, 352
eolijaniti 15, **250**, 313, **393**
— : karbonatni 250, 393
— : kvarcni 250,
— : obalni **250**, 393
eolske dine – *vidi:* dine: eolske
eolski nanos – *vidi:* eolski sedimenti
— sedimenti 15, **59**, 170, **178**, 189, 192, 222, **250**, 251, 280, 289, 313, 314, **409**
— transport – *vidi:* prijenos materijala vjetrom
epidot 138, **139**, 142, 143, 166, 178, 189, 208
epiklasti 152, **194**, 196, 199
epiklastični sastojci – *vidi:* epiklasti
epilimnij 284
epimatriks **148**, 152–154, 166
epsomit 326
erozija 4, 6–8, 17, 24, 28, 44, 50, 54, **59–65**, 113, 119, 123, 126, 134, 151, 178, 187, 200, **240**, 242–244, **256**, 311, 315, 320, 331, 332, 336, 343, **351**, 361
— : bujična 7
— : ledenjačka 8, **15**
— : riječna 7, 116, **256**, 258, 260, **263**, 267, **275–277**, 279, 280, **295**, 300
erozijska površina 41, 42, **46**, 56, 60, 64, 128, **294**, **329–332**
erozijske brazgotine ili ožiljci (*erosional scars*) 242, 393, 406
erozijski kanali **62**, 128, 267, 293
— žljebovi – *vidi: gutter casts*
eskeri 252, 393
estuariji **218**, **219**, 222, 397, 405
etilenbromid 144
evaporiti 2, 4, 28, 40, 123–126, 139, 214, 219, 224, 253, 259, 282, 288, **289**, 303, **325**, **326**

F

facijes 175, 228, 295, 314, 334, 335, **337**, 339, 342–356, 400, 403
— debrita 228, **339–341**
— deltne ravnice 295
— dužobalnih prudova 314
— kerogenskih muljeva 335, 338
— konturita 175, **356**, **357**
— meandarskih pješčanih prudova **295**
— muljeva zaštićenog šelfa 400, 403
— normalnih muljeva 335
— padine delte 305
— prodeltnih muljeva 295, 305, 307
— prodelte–šelfa 305, 307
— pruda ušća 307
— slampova i klizišta 339
— turbidita 175, **342–356**
— unutarnjeg šelfa 328, **334**, **335**
fanglomerati 129, **260**, 264, 267, **402**
feldspati 127, 170, **172–174**, 178–181, 184, 186, 187

— : autigeni **168**
— : kalijski **168**, 187, 189
feldspatska grauvaka – *vidi:* grauvaka: feldspatska
feldspatski arenit – *vidi:* arenit: feldspatski
— pješčenjaci – *vidi:* feldspatski arenit, feldspatska grauvaka
Feretov statistički promjer d_F 94
ferodolomit 164
ferokalcit 123, 124, **164**
festoon cross-bedding – *vidi:* kosa slojevitost poput cvjetnog vijenca
filipsit 207, 208
fireclay minerali – *vidi:* šamot
firn (snježnik) 16
fitting **119**, 124, 394
flat slojevitost – *vidi:* slojevitost: *flat*
flazerska slojevitost – *vidi:* slojevitost: flazerska
flint 210, 217, **218**, 394
fliš 37, 38, 50, 69, 76, 136, 154, 156, 191, 223, **342**, **352**, **361**
flogopit 10
fluidizacijski tokovi 19, **20**, 394
fluksoturbiditi 24
fluorit 142, 144
fluvioglacijalni sedimenti 16, 252
— tokovi 16, 252, 257
foreset riplova i dina – *vidi:* prednji set
— delte 284, **292–294**, 391
fosilni sastojci 2, **76**, 89, 110, **131**, 132, 137, 151, **155**, **156**, 200, 212, 219, 304, 317, 320, 389
frakcija **94**, 95, 101, 105, 107, 138, 139, 143, 189
Frantzov izodinamski magnetski separator 145, 146
fumarole 198, 395
fuzain (vlaknasti ugljen) 233
fuzinit 234

G

gabro 7, 139–141, 219
gastropodi 69, 156, 221, 338
Gaussova krivulja 105
gejzirit 209, **228**, 229, **395**
gejzirska jaja (*geyser eggs*) 228, 395
gejzirski biseri (*geyser pearls*) 228, 395
geode 32, **69–71**
geostrofične struje 356
geotermički stupanj 4, 5, 216
getit 9, **11**, 129, 155, 161, **162**, **187–192**, 206, 217, 268, **271**, 278, 281, 299
gibbsit 9, 11, 187, **190**, **191**, 395
gips **288**, 289, **325**, **326**, 403
gipsne nodule 326
gipsno–halitne kore 326
glacijalna pulverizacija 115
glacijalni laminiti 253
glauberit 325
glaukofan 138, **139**, 144
glaukonit **155–157**, 170, 175, 203, 215, 246, 329, 399
glaukonitizacija 157, 158
glaukonit–smektit 137, 157
glina 22, 25, 47, **170**, **171**, 173, 174, **179–185**, 188, 212, 215, 216, 267, 289, 299, 300, 304, 319, 320, 322, 323, **334**, 335, 338, 342, 353, **361**, **362**, 368, 390
glineni "škriljavac" 175, 401
glineni jezičci – *vidi:* strukture: glinenih jezičaca
glineno tlo 78
glinovite lamine 172
glinoviti matriks 22, 68, 115, 123, **129**, 131, **148**, **149**, **153–155**, 157, 164, **172**, 391
— talozi (sedimenti) 22, 24, 35, **40**, **47**, **48**, 50–53, 62, 65, **66**, 99, 116, **170**, **171**, **181–186**, 188, 281, 285, **355**, **356**, **371**, 399
glinjak (*claystone*) **170–173**, 179, 186, 257, 279, 284, 335, 338, **390**
— : kalcitični 179, 389
— : lisnati 172, 173, 390
gnajs 10, 14, 118, 127, 128, 133, **135**, **136**, 141, 150, 187
gornji cenoman 53, 70, 219
— interval paralelne laminacije T_d 41, 175, 333, **342–347**, 349, **353–356**, 361, 364, 370
— pont 69, 70, 143
gradacija – *vidi:* slojevitost: gradacijska
građa ili sklop **31**, 84, 86, 344, **393**, **395**
grafitizacija 231
granati 14, **139**, 141, **142**, 145, 178
granulometrijska analiza **92–108**, 397
— : areometriranjem
— : brzinom padanja čestica (sedimentacijska analiza) 92, 93, **97–102**
— : metodom Atterbergovog cilindra 99–101
— : metodom izravnog mjerenja 92, 93
— : metodom izvlačenja 99–101
— : metodom linijskog mjerenja 94
— : metodom mjerenja mikroskopom 93
— : mjerenjem statističkih promjera 93, 94
— : pipetnom metodom 101, 102
— : planimetriranjem površine zrna 94
— : sedimentacijskom vagom 102
— : sijanjem 95–97
granulometrijski koeficijenti 86, 103, **105**, 250
— sastav 20, 22, 24, 25, 33, 40, 49, 55, 92, **159**, 174, 177, 188, 199, 203, 256, 265, 280
grauvaka 89, **134–138**, 148, 149, **153–155**, 219, **223**, 227, 338, **395**
— : feldspatska 14, **148**, 149, **154**, **155**
— : kvarcna **148**, 149, **154**, **155**
— : litična 14, **135**, **138**, **147–149**, **153–156**, 166, 173, 194
— : vulkanska **147**, 194
gravitacijska kretanja – *vidi:* prijenos materijala gravitacijskim tokovima
greenhouse model 247, 248, **395**
gustoća minerala 51, 97, **137**, **143**, **144**
— vode 25, 26, 97, **98**, 102
gutter casts strukture 60, **63**, **64**, 332, **396**

H

hadal 236, 237
halit 4, 30, 41, 166, 253, 288, 289, **325**, **326**

halmiroliza 8, 176
haloazit 8, **10**, 190, 388
HCS – *vidi:* kosa slojevitost: humčasta
hedenbergit 13
hematit 9, **11**, 36, 70, 126, 129, 136, 138, **140**, 155, 161, **187–191**, 205, 215, 217, 227, 267, **271**, 278, **281**, 298, 299, 397
hemipelagični i pelagični interval T_f 334, 345, 346
— muljevi 16, 246, **338**, **345**, 360, 361, 364, 370
— okoliši 336, 338
— talozi 201, 227, **338**, 339, 344, **345**, 352, 358, **368**
hemipelagiti **338**, 339, **355–358**
heulandit 166, 208
hidratacija 6, 7, **9–11**, 208
hidrobiotit 10
hidrolizati 112
hidrološki zatvorena (i slana) jezera 282, 289
hidrotinjci – *vidi:* ilit
hijatus 240, 243, 246, 402
hiperpiknalni tokovi 301
hipersten 11, 13, 140–142
hipolimnij 283
hipopiknalni tokovi 301
histogram 103
homoaksijalni regenerativni rub – *vidi:* cement: sintaksijalni obrubni
homopiknalni tokovi 301
hornblenda 13, **138**, 139, 142, 144, 178, 205, 281
— : bazaltna 139
— : obična 138
hrizopras 210
HSD (*highstand deposits*) – *vidi:* talozi visoke razine
huminit 233
huminska kiselina 6, 11, 12

I

ignimbriti 196, **198**, 205, 402
ihnofosili **74**, 75
ilit **10**, **11**, 13, 14, 30, 137, 154, 155, 161, **164–166**, **170**, 173, 178, 180, **185–188**, 207, 218, 219, 223, 371, 399
ilitizacija kaolinita 170
— smektita 170
ilmenit 138, **140**, 142, 152, 323
imbrikacija 33, **87**, **88**, 198, 256, 261, 263, 266, 267, 274, 340, 391
indeks kanala 62
— ripla **54–57**, 59, 395, 409
— zavojitosti korita 265, 266, 273, **276**, 399
Infusoria 213, 396
infuzorijska zemlja 213, 396
insolacija 6
internit **177**, 233, 234, **397**
intertidal – *vidi:* plimna zona
interturbiditni interval T_f 24, **342–346**, 353
— talozi 344, 345
interval gradacije T_a 49, 76, 128, **342–346**, 348, 353, **355**, **356**, 364
— paralelne laminacije T_b – *vidi:* donji interval paralelne laminacije T_b
— paralelne laminacije T_d – *vidi:* gornji interval paralelne laminacije T_d
— valovite i/ili kose laminacije T_c 41, **342–347**, 349, **353–356**, 361, 364, 368, 370
intraklasti 23, 70, 73, 76, 117, **131**, 137, **151**, **155**, **156**, 258, 288, 339, 341, 389
intruzivne magmatske stijene 133, 134, 187
ionska koncentracija 29, 36, 160, 235
isprani rezidui 4, **5**, 112, **186**, **187**, 229
ispuna kanala (*channel fill*) 23, 49, **62**, 63, **266**, 267, 271, 273, 278, 295, 359, 361, **389**, 394
— padinskih brazgotina (SSF) 242, 406
ispune opskrbnih (distribucijskih) kanala 266, 295, **300**, 362, 399
istodobno potamnjenje 133, 153
izlučivanje Al-hidroksida 10
— cementa 30, **84**, 85, 126, **160–163**, 166, 168
— kaolinita 10
— karbonata 36, 40, 69, 70, 76, **161–163**, **168**, 179, 214, 235, 259, 326
— kvarca i kalcedona 70, 77, **161–163**, 168, **210**, 218, 221, 222, **225**, **229**, 230, 395
— opala 70, **209**, 218, 221, 225, **226**, 228, **229**, 395
— pirita 161
— soli 7, 281, 287
— zeolita 208

J

Jadranska karbonatna platforma 3, 37, 75, 116, 117, 122
jaspis 210, **218**, 397
Jelar breča – *vidi:* breče: jelarske
jelarske breče – *vidi:* breče: jelarske
jezera s pretežito karbonatnim talozima 286–288
— s pretežito siliciklastičnim talozima 284–286

K

kainit 325
kalcedon 30, 70, **89**, **90**, 152, 153, 174, **205**, **207–210**, **213–219**, 221, 222, 225, **229**, 401, 405
kalcij-hidrogenkarbonat **9**, **12**, 70, 121, 125, 160, 168, 221, 288
kalcit **9**, 12, 30, 69, **70**, 74, 124, **131**, **137**, 143, 153, 157, 161, **168**, **169**, 175, **178**, 187, 208, 210, 223, **288**, **289**, 325, 338, 345, 389
— : niskomagnezijski 250, 288
kalcitna kompenzacijska dubina – *vidi:* CCD-granična crta
kalcitni cement – *vidi:* cement: kalcitni
kalcitizacija 123, 124
kaliće 229, 259
kalijev jodid 144
kalkarenacejski pješčenjaci – *vidi:* pješčenjaci: kalkarenacejski
kalkarenit **66**, 128, **151**, 352, 358, **389**
kalklitit 63, 111, 127, 128, 136, **151**, 156, 366, 369
kalkrete 229, 259, 268, 278, 299
kalkretne kore 229, 299
kame 252, 253, 397
kameni odroni i lavine 7, 14, **16**, **17**, **113**, **117–121**, 201, 336, **337**, **387**, 393, **403**

kanalni nanosi 261
kaolin 171, **187**, **188**
kaolinit 3, **8–11**, 14, 30, **137**, 150, 155, **160**, **161**, 164, **165**, **171**, 174, **184–188**, **190–192**, 202, 371, 388
kaolinizacija 9, 14, 30, 134, 137, 150, 155, 161, 230
karbonatna komponenta 9, **12**, 16, 36, 40, 53, 70, **76**, 77, 110, 113, 120, **131**, 137, 151, 156, 173, **179**, 215, 221, 226, 228, 284, 289, 326, 330, 338, 341, 353, 389
— platforma 3, 17, **26–28**, 37, 39, 68, 75, 113, 116, 122, 124, 325, 352
karbonatizacija 11
karbonatni detritus – *vidi:* detritus: karbonatni
karbonifikacija 231, 233, 390
karbonizacija – *vidi:* pougljenjivanje
karnalit 4, 325
karneol 210
kasiterit 140
kataklastične breče – *vidi:* breče: kataklastične
kataklastični sedimenti 4, 112
kataklaziranje 7, 117, 184, 389
katastrofični turbiditi – *vidi:* megaturbiditi
kaustobioliti 231
kemijsko–biokemijski sedimenti **5**, 112, 155
kerogen 164, 172, **175–177**, 180, 233, 388, **401**
kerogenski sedimenti 172, 175, 176, 180, **335**, **388**, 401
K-feldspati – *vidi:* feldspati: kalijski
Kieselguhr 213
kineska glina – *vidi:* kaolin
kisela vulkanska stakla 203, **207**, 208, 210, 226
kiseli magmatiti **135**, 139, **140–143**, 149, 151, 152, 171, 187, **193**
kizerit 4, 265
klarain (polusjajni ugljen) 233, 234, 390
klasifikacija Pettijohna, Pottera i Sievera 146
klasti 22, 23, 69, **76**, 77, 81, 84, 85, **112**, 119, 121, 127, 130–132, 135, 151, 155
klastične obale 308, **311–318**
— žile – *vidi:* pješčane žile
klastični sastojci – *vidi:* detritični sastojci
klastna potpora 44, 85, 128, **254**, 269, 270, 286, 305, 306, 337, 341, **390**
klima kao čimbenik taloženja 36, **39**, **40**, 115, 178, **189**, 212, **227**, **229**, 230, 232, **235**, **247**, 253, 271, **279–283**, **288–290**, 296, 299, **313**, 316, **326**
— kao čimbenik trošenja 6, 7, **11**, 14, 16, **134**, 150, **207**, 230, 259, 271, **281**
klin niskog stanja (LSW – *lowstand wedge*) **244**, 393, **398**
klinoforme 26, **28**, 128, 358
klinoptilolit 207, 208
klinostratificirani *foresetovi* 324
klinovi grebenskih odrona 358
klizanje taloga 10, 14, **17–19**, 22, 67–69, 117, **300**, **336–338**, 405, 406
klizne brazgotine – vidi: slampne brazgotine (ožiljci)
klizni (režnjevi) lobovi (*creep lobes*) 19, 337, 391
kloriti 10, 30, 40, 71, 73, 136, **137**, **140**, 144, 149, 153–157, 161, **164–166**, 170, 173, **174**, 178, 180, **185–187**, 189, 191, 207, **208**, 215, 217–219, 223, 371, 395, **399**
— : dioktaedrijski 161
— : trioktaedrijski 161
— : željezno-aluminijski 11, 190, 388
kloritizirani biotit 137, 150, 155
koeficijent asimetrije S_k 104, 105
— sortiranja S_o 86, **103–105**, 250
kohezivno zamrzavanje toka 22, 395
kolinit 234, 390, 407
koluvijacija 189, 192
koluvijalni talog 188
kompakcija taloga – *vidi:* zbijanje
kompakcijsko strujanje 161, 163, 182, **184**, 223
konglomerati 2, 12, 35, 42, 53, 62, 63, 82, 89, **113–117**, **126–130**, 261, **266–275**, 286, **293**, **294**, 296, **305–307**, 344, 366, **368–370**
— s muljevitim valuticama **116**, 129, 400
— : ekstraformacijski 114, **126**
— : intraformacijski **114–117**, **126**, 129, 400
— : oligomiktni 114
— : olujni 114
— : ortokonglomeratni 89, 114, **126**, **127**
— : parakonglomeratni 114, **129**, 390
— : polimiktni ili petromiktni 111, 114, 115, **127–129**
— : prominski **128**, 129, **271**, **272**, 274, 275
konglomeratični muljnjaci (peliti) **129**, 130, 390
konkrecije 32, **69–71**, 178, **219–224**, 269, 281, **298**
— : getitne 298
— : hematitno–limonitne 70
— : kalcitne 70, **259**, 281, 298
— : kvarcne 69, 70
— : rožnjačke 70, 127, 210, **219–224**
konkrecijske kore 70
konsolidacijske ili dijagenetske lamine 41, **51**
Kontina klasifikacija pješčenjaka 149
— — vulkanoklastita 194, 195
kontinentalna padina 16, 17, 22, 56, 201, **223**, 327, **336–338**, **356**, 357, 403
— uzvisina 223, 243, **357**, **390**, 406
kontinentalni rub 23, 113, 119, 153, **223**, **224**, 327, 390
— šelf 47, 333, **357**, **401**
konturiti 175, 339, **356**, **357**, **391**, 397
— : muljni 338, **356**, **400**
— : pješčani **356**, **357**, 404
konturitna sekvencija 357
konturne struje 336, 338, 356, 357, **391**
konvolucija – *vidi:* laminacija: vijugava
kordijerit 144
kore cvjetanja – *vidi:* pustinjske prevlake
kosa laminacija – *vidi:* laminacija: kosa
kosa slojevitost 25, 32, 35, 36, **40–47**, 57, **59**, 63, 110, 113, 156, 201, **204**, **250**, **251**, 258, 263, 266, 267, 278, **292–294**, 296, 298, 304, 316, 317, 323, **324**, 329, 350, 353, 369
— — : asimptotska (tangencijalna) 44, 258
— — : dolinasta (SCS – *swaley cross-stratification*) **47**, 315
— — : humčasta (HCS – *hummocky cross-stratification*) 40, 43, **45–47**, 64, 110, 284, 315, **331–334**, 388, **396**
— — : koritasta **42–45**, 57, **58**, 128, 199, **200**, 203, 204, 254, **256**, **257**, **263**, **264**, 266, 267, **269**, **271**, 274, 276, 278,

298–300, **302**, **303**, 306, 314, **316**, **324**, 330
— — : malih dimenzija 312, 314, 317, 321, **322**, 403
— — : malih kutova nagiba **43**, **44**, 199, 330
— — : malih riplova 254
— — : planarna 36, **42–44**, **58**, 128, 203, 204, **250**, **251**, 254, 256, **257**, **263**, **264**, 267, **269**, **271**, **273**, **276**, 278, 312, **314**, **316**, 319, 330
— — : poput cvjetnog vijenca (*festoon cross-bedding*) **44**, 45, 257
— — : tabularna **43**, **44**, 128, 266, 267, 278
— — : tipa riblje kosti **44**, **318**, 319, 321, **322**
— — : velikih dimenzija **45**, 204, 278, 319, 322, **324**, 349, 353
koset **41**, 42, 44, 257, 267
kotrljanje klasta 119, 120, 133, 394, **403**
kremenjaci 152
kristalasti škriljavci – *vidi:* škriljavci
kristalizacija soli 7, 281, **287–289**, **325**, **326**, 400
kristalizirani sastojci 77
kristaloklasti **193**, 202–208, 291
kristobalit 89, 161, **207–210**, 216, 218, **225**, 402
krivulja relativnih promjena morske razine 239
— promjene poroznosti glinovitih taloga 182
krnica 8
kršje ili drobina 7–9, 16, 17, 22, 27, 68, **112–114**, **117–121**, 137, 337, 387, **391**
kršnik – *vidi:* breča
Krumbeinov statistički promjer d_K 94
Krumbeinova ϕ-ljestvica 103
ksilit 233
kubično pakiranje zrna 87, 160
kumulativna granulometrijska krivulja 104, 105, 109
kumulativni % prolaza kroz sito 98, 103
kurtozis (eksces) 105, 106
kvarc 8, 10, 12, **14**, 30, 70, 76, 77, **83**, 89, 99, **126**, **127**, **131–133**, 135, 136, 142, 143, **146–149**, **152–156**, **161–164**, 168, **171–176**, **178**, 205, **210**, **213–217**, **229**, **230**
— : autigeni 30, 126, **161–164**, 166, 169, 173, **213–216**, **229**, **230**, 405
— : monokristalna zrna **132**, 133, 138, 156
— : polikristalna zrna **132**, 133, 136, 150, 152, 156
kvarcin 87, 89, 209, **210**, 216, 219, 221, 222, 389
kvarcit 8, 70, 114, 117, **127**, 128, 133, 135, **136**, **142**, 150–154, 156, 157, 163, 229
kvarcni arenit – *vidi:* arenit: kvarcni
— dijagenetski sedimenti 229
— pijesci 3, 69, **70**, 138, 143
kvartar 36, 44, 68, 113, 178, 229, 250, 266, 271, 396

L

laboratorijska sita – *vidi:* pletena sita
lagune 54, 56, 116, 168, **295**, 297, 299, 308, **314–318**, 325, **326**, **388**, 408
lag-konturiti 357, 397
lag-sedimenti 46, 59, 63, 246, 257, 269, 273, 275, **277–279**, **298**, 300, 313, **317**, 319, 320, **330–332**, 389, 394, 409
lahari (*lahars*) 198, 397
lamina **34–36**, **38–42**, 44, 46, 51, 52, 123, 130, **172**, 180, 204, **258**, 267, **280–282**, **289**, 292, **298**, **304**, 313, 316, 318
laminacija strujnih riplova 319, 345
— uzlaznih riplova **56**, 280, 302, 321, **390**
— : kosa 32, 35, 36, 40, **41**, 51, **55**, **56**, 59, 74, 81, 108, 203, 227, **257**, 259, 263, **273**, **278–280**, 283, 294, 304, **314**, 316, 321, **322**, 324, **345**, 351, 353
— : horizontalna ili paralelna 35, **39–41**, 51, 81, 108, 176, 199, 201, 203, 220, **254**, 259, 263, **270**, **271**, 273, **277**, **278**, **280**, **281**, 289, **293**, **294**, 298, **300**, 306, 312, 314, **321**, **322**, 330, **332**, 340, **344**, **345**, **354–357**, 394
— : vijugava (konvolucija) 40, **41**, 51, 74, 222, 227, 298, **341–343**, **345**, 351, **353–355**
laminirano kretanje vode 14
laminiti 212, 253
land-slide breccia – *vidi:* breča: klizanja
lapili 49, 193, **195**, 197–200, **202**, **203**, 205, **387**, 390, 393, 397, 404
— : akrecijski **202**, **203**, **387**, 390, 393
lapilna tefra 195
lapilni tuf – *vidi:* tuf: lapilni
lapor 2, 3, 35, 51, 62, 70, 74, 123, 170, 175, **179–181**, 186, 191, 201, 212, 214, 269, 271, 275, **284–286**, **304**, 335, 342, 344, **345**, **351**, **352**, 361, **366**, 368, 399
— : prahoviti (siltični) 12, 13, 35, 78, **179**, **180**, 286, 289, **366**
lapornjak – *vidi:* marlit
laterit 2, 112, **187**
lateritna tla 10, **11**, **187**, 229
lateritni boksiti – *vidi:* boksit: lateritni
lateritizacija 11
laumontit 166, 208
lava **193**, 194, 202, **204–206**, 228, 387
ledenjaci 7, **8**, **14–16**, 115, 129, **252–254**, 393, 394, 396, 397, 399
lepeza bazenskog dna 388
— niske razine ili niskog stanja (LSF = *lowstand fan*) **342**, 343, 398
— : aluvijalna – *vidi:* aluvijalna lepeza
— : deltna 198, 175, 274, 282, **291**, **292**, **364**, 365
— : donja – aluvijalna **261–265**, 269, **405**
— : donja – podmorska 358, **361–363**, **398**
— : gornja – aluvijalna **261–265**, 292, 365, 404
— : gornja – podmorska 347, **358**, **359**, **361–365**, 367
— : izdužena **364**, 365, **367**
— : padinska **243**, 244, 306, **366**, 393, **406**
— : podmorska 358, **361–363**, **398**
— : probojna – *vidi:* probojna lepeza
— : radijalna 364
— : srednja – aluvijalna **262–265**
— : srednja – podmorska **358–364**, **398**
— : turbiditna **24**, **118**, 129, 175, 242, 261, 342, **346**, **347**, **355**, **356**, **370**, **387**, **390**
leptokurtic 105, 106, 397
lesni patuljci 178
leukoksen **140–142**
lidit (*lydite*) 215, 398
lignit 232, **233**, 390
likvefakcija **20**, 41, 51, 52, **343**, 345

likvefakcijski tokovi **20**, 50, 336, 337, **394**
limonit 11, 70, 73, 114, 126, 129, 136, 143, 155, 162, 178, **187**, 189, 205, 217, 218, **281**, 297–299
liptinit 176, 233
lisnatost **40**, 81, 136, 170, **171**, **173**, **174**, 180, 390
litifikacija **28**, 31, 32, 51, 53, 60, 65, 67, **86**, 92, 160, **162**, **163**, 170, **174**, **184**, **185**, 205, 399, 405
litoarenit – *vidi:* arenit: litični
litofacijes **237**, 238, **254–260**
— : neklastični (C, P) **254**, **260**, **261**, **268**, **281**
— : pješčani (S) **254–258**, **264**, **268**, **273**, **274**, **280**
— : sitnozrnasti klastični (F) **254**, **255**, **258–260**, **268**, **280**, **281**
— : šljunčani (G) **254–256**, **262**, **264**, **265**, **268**, **275**, **305**, **306**
litoklasti **193**, 198, 202–204, 206, **207**
lob – *vidi:* režanj
longitudinalni hrptovi i žljebovi (*longitudinal ridges and furrows*) 63, 396
Loweov model krupnozrnastih turbidita 23, 348–350, 352
LSD (*lowstand deposits*) – *vidi:* talozi niske razine
LSF (*lowstand fan*) – *vidi:* lepeza niske razine
LST (*lowstand system tract*) – *vidi:* talozi niske razine
LSW (*lowstand wedge*) – *vidi:* klin niskog stanja
lutit 77, 149

M

Maceljski pješčenjaci – *vidi:* pješčenjaci: glaukonitični
macerali 233, 234, 390
macino zlato 10, 137
magnetit **140**, 142, 205
magnetska separacija 143, **145**, 146
magnezij-hidrogenkarbonat 12
magnezit 12
makrinit 397
makrociklusi 39
makroplimne (*macrotidal*) obale 299, **308**, 318, 319, 321, 322, **328**, 330, 397, **399**, 403
makrosekvencija – *vidi:* megasekvencija
markazit 11
marlit ili lapornjak 175, 179, **180**, 186, 216, 285, 335, 345, **399**
— : kerogenski 176
marlstone – *vidi:* marlit
Martinov statistički promjer d_M 94
masivna stijena 20, 23, **35**, 114, 173, 208, 224, 226, 229, 252, **254**, 256, 258, **259**, 263, 264, 266, 267, **269–273**, 278, 286, 302, **305**, **306**, 314, 323, 328, **352–354**, 393, 394, 398
matične stijene detritusa 14, 132, **133**, **139**, **141–143**, 147, 150
matriks (općenito) 76, **84**, **85**, 89, 96, 117, 120, 121, **126**, **146–149**, **154**, **155**, 157, **164**, 197, 202, 205, 206, **395**, **409**
— : detritični 152, **153**
— : getitni 206
— : glinoviti 115, 123, 131, **153–155**, 160, **164**, 206, 215, **391**, **392**
— : hematitni 206
— : ilitni **164–166**
— : kaolinitni 150
— : kloritno-sericitni 30, 137, **153–155**, **164**, 166
— : muljeviti ili sitnozrnasti 20, 22–25, 49, **50**, 68, 69, 115, 120, **129**, 131, 153, 261, 264,
— : pješčani ili pjeskoviti 22, 68, 69, **256**, 369
— : sericitni 137, 154, 155, **165**
— : tufni ili tufitični 197, **201–203**, 205, 206, **288**, 300, **339–341**, **390**, 391, **397**, **400**
matriksna potpora 23, 43, 63, 69, 76, **85**, 89, **113**, **114**, 119, 122, **129**, **254**, **255**, 263, 264, 270, 305, 306, **339**, **399**
matriksni uzgon 22, 399
meandarski prud (*point bar*) 38, 43, 45, **276–279**, 295, 394, **402**
meandrirajuće rijeke 43, 45, 259, 261, 266, **273–279**, 297, 323, 394, **399**
medijan – *vidi:* srednja veličina zrna Md
megabreča 342
— : karbonatna 342
megaciklus – *vidi:* megasekvencija
megadina 15, 250, 251
megakvarc 89, **210**, 222
megariplovi 42, 43, 45, 46, **56–58**, 314, 318, **322–324**, **399**
megasekvencija **37**, 39, **248**, 249
megaslampovi 19, 117, 337, 406
megaslojevi (*megabeds*) 119, 121, **350–352**, **399**
megaturbiditi 23, 351
mekušci 132, 300, 313, 323, 389
melanž (*melange*) 69
— sedimentacijski 69, 404
— tektonski 69, 227, 339, 404
mesokurtic 106
metageneza 175, 171
metamorfne stijene 3–6, 13, 127, **132–136**, **138–142**, 149, 151, 152, **154**, 187, 190
metamorfoza 4, 115, 128, 135, 139, 141, **185**
metan 17, 86, 176, 231, 232, 390
— : biogeni 17, 176, 231, 232, 390
metasilikati 13
metasomatoza **29**, **30**
metatilit 115, 399
meteorska zona – *vidi:* dijagenetska zona: meteorska
meteorske vode 30, 121, 124, **160–163**, 168
metilenjodid 144
mezoplimna (*mesotidal*) obala 299, **308**, 318–320, 328, 330, **399**
mezozoik 118, 122, **153–155**, **175**, 224, 248
mfs (*maximum flooding surface*) – *vidi:* površina maksimalnog poplavljivanja
Mg/Ca molarni odnos 125, 164, **288**
migmatiti 4
miješano-slojni minerali 137, 161, **164**, 174, **186**, 189, 208
mikrinit 234, 397, **399**
mikrit 70, 75, 76, **84**, 128, 151, **181**, 219
mikrobreča 154
mikrofacijes 337
mikroklin 12, **134**, 142, 149, **150**, 168
mikrokvarc 89, 210, 222
mikroplimne (*microtidal*) obale **308**, 318, 319, **399**
mikrostiloliti 73
mikrostromatoliti 228
Milankovićevi ciklusi 38, **247**, 396

milonitizacija 121, 122
minerali glina 9, 10, 132, **137**, 153, 155, **165**, **166**, 180, 184, **186**, 188, **192**, 389, **399**
minerali teške frakcije ("teški minerali")
mineralne sirovine **1–4**, 10, **171**, 173, **187**, **188**, 190, 371
soli 4, 7, 123, 281, **288–289**, **325**, **326**
minerali lake frakcije 137, **142–145**
minerali teške frakcije **137–145**
miocen 74, 118, 121, 131, 137, 149, 156, 157, 172, 176, 180, **184–186**, 191, 204, 243, **269–271**, 286
mirabilit 326
mješoviti sedimenti 112, 179
Mn-oksidi 219
močvare **288–290**, 299, 300, **387**
— na deltnoj ravnici 295, 296, **298**, 303, 304
molasa 134, 136
monacit 14, **140–142**, 187, 323
monokloroctena kiselina 96, 97
monosializacija 189
montmorilonit **8–10**, 161, **170**, 174, **185**, **186**, **207**, **208**
montmorilonit–bajdelit 10, 170
morena 16, 115, 399
morenske brazde 252
morenski sedimenti 115
morske mijene 308, 327
morski humci (*sea-mounds*) 54, 56, 404
mrtvaje ili napušteni meandri 274, 402
mud-pebble conglomerate – *vidi:* konglomerat: s muljevitim valuticama
Müllerovo povećalo 91
mulj 22, 49, 53, 74, **78**, 84, 86, **170**, **171**, 176, 178, **182**, **253–255**, **258**, **259**, 261, **268–269**, 271, 275, **278–281**, **284**, **286**, 290, 291, **295**, **296**, **298–302**, **304–306**, **320–322**, **326**
muljevita (muljna) potpora 341, 400
muljevite valutice 116, 302, 400
muljeviti pijesak 78, 319
muljevito–glinoviti intervali 354–356
muljna crta (*mudline*) 358, 400
muljni dijapiri 300, 301, 303
— tokovi 16, 19, 22, **23**
— turbiditi – *vidi:* turbiditi: muljni
muljnjaci (*mudstone*) 2, 116, 123, 129, 136, **170–176**, 186, 227, 269, **271**, **274**, **275**, **284**, **289**, **301**, 302, **335**, 345, 361, **400**
—: kalcitični 180
—: konglomeratični/šljunkoviti 129, 130, 390
—: lisnati 171, 173, **175**
—: naftni 175, 401
muskovit 11, 13, 14, 30, **137**, 140, 142, 143, 150, 152, **164–166**, **180**, **185–186**

N

Na-Ca-plagioklasi – *vidi:* plagioklasi: neutralni
nafta 3, **175–177**, 231, 401
naftne matične stijene 176, 321, 284, 401
naftni muljnjaci – *vidi:* muljnjaci: naftni
— šejlovi – *vidi:* šejlovi: naftni
— škriljavci 176
nagnute površine preklapanja (*downlapping surfaces*) 244
Na-kobalt-nitrit 134
Na-pirofosfat 101
Na-plagioklasi – *vidi:* plagioklasi: kiseli
napuštanje taloženja delte (*delta abandonment*) 294, 304, 391
napušteni meandri – *vidi:* mrtvaje
Na-rodiozonat 134, 135
natplimna zona (*supratidal*) 53, 54, 75, 115–117, 224, 226, 316, **321–323**, 325, 326, 388, **407**
nečisti pješčenjaci – *vidi:* grauvaka
neevaporitne izlučine (precipitati) 4
neve (smrznuti snijeg) 16
niskoenergijski šelf 327
niskomagnezijski kalcit – *vidi:* kalcit: niskomagnezijski
nodule 1, 32, 69, **70**, **219–223**, 258, 259, 278, 288, 326
— : getitne 299
— : gipsne 326
— : manganske 371
— : piritne 70
— : rožnjačke 1, 70, 127, 210, 213, **219–223**, 226, 227, 229, 289
novakulit 208, **217–219**, **401**
nuees ardente 198, 401

O

obalno lice ili potopljeni žal (*shoreface*) 42, 45–47, **57**, 64, 88, 235, 240, 242, 294, 295, 301, 304, 308, **309**, **311–315**, 318, 324, 327, **332**, **333**, 401, **405**, 406
oblik zrna 79–82, 141
obrnuta (inverzna) gradacija 20, 23, 24, **50**, 119, 128, 198, 199, 254, **256**, 306, 340, 341, **350**, 353, 357
obroci taloženja 17, 20, **25–28**, 36, 40, 66, 129, 161, **217**, 227–229, 232, **244**, 246, 247, 257, 262, 297, 300, 304, 306, 315, 326, 330, 335, 344, 364, 391, **399**, **406**
octena kiselina 97
odlomci stijena 112, 115, 126, 128, 131, 132, **134–136**, 142, 143, **146–157**, 166, 173, 193, 229, 352, 389, **395**, **403**
odobalni prudovi (*offshore bars*) 314
odobalje (*offshore*) 28, 225, **240**, 242, **244**, 248, 308, 309, **311**, 312, 315, 324, **327**, 328, 330, 364, 367, 370, 400, **401**, 403, 409
offlap – *vidi:* regresivno prekrivanje
offshore – *vidi:* odobalje
ofioliti 142, 154, **219**, 223, 227
ofiolitni kompleks 219
okoliši taloženja
— dubokomorski 16, 66, 68, 152, 201, **223**, 227, 238, **336–371**
— plitkomorski 57, 161, 223, 318, **327–335**, **401**, **404**
— : eolski 15, 44, **59**, **250**, **251**, **409**
— : evaporacijski 158, 160, 161, **325**, **326**
— : fluvijalni – *vidi:* riječni
— : fluvioglacijalni 16, **252**, 253, 257, 291
— : glacijalni 252, 253
— : jezerski 16, 47, 55, 56, 119, 121, 173, 175, 187, 212, 226, **236**, 269, **282–289**, 291
— : kontinentalni 53, 160, 174, 196, **199**, 231, **236**, **250–253**

— : močvarni 11, **231**, **236**, 263, **289**, **290**, 296, **298–300**, 392, 397
— : morski (marinski) 16, 57, 66, 68, 152, 161, 201, **223**, **236–238**, 318, **327–371**, **401**, **404**
— : pelagični 200, 201, 210, 213, 214, 216, 224, 227, 247, **338**, **339**, 344, **345**, 392, 399
— : prijelazni 236
— : pustinjski 22, 236, **250**, **251**
— : riječni 15, 31, **36**, **42–45**, 55–57, 59, 88, 119, 173, 178, 199, 200, **254–281**, 397
— : špiljski (speleotemski) 137, 236
— : terestrički **59**, 236, **250**, **251**, **409**
oksidacija 6, **9–11**, 190, 191, 208, **281**
— organske tvari 11, 161, **231**, **232**, 371
— pirita 11
oligoklas 12, **134**, 150, 205
olistolit 17, 68, **69**, 119, 120, 337, **339**, 352, 391, **401**, **409**
olistostroma 23, **68**, **69**, 117, 339, 352, **401**
olivin **11–13**, **140–142**, 187, 193
olujni sedimenti – *vidi:* tempestiti
— slojevi – *vidi:* tempestiti
oniks 210
onkoidi 76, 110, **131**, 137, **155**, **156**, 283, 288, 289
— : silicijski 228, 395
on-land tip silicijskih naslaga 224, 401
onlap – *vidi:* transgresivno prekrivanje
onlapping transgressive system – *vidi:* sustav transgresivnog prekrivanja
ooidi 38, 73, **76**, **131**, 151, **155**, **156**, 221, 250, **288**, 389, 401
opal 30, **70**, 93, 126, 127, 152, **153**, 161, 173, 174, **207–216**, 218, 221, 222, 224–226
opal-A 89, **209**, **214–216**, 222, 225
opal-CT 89, **209–216**, 218, 222, 225
opskrbni (distribucijski) kanal 24, 27, 50, 128, **218**, 292, **295–303**, 346, **358–362**, **392**
— kanjon 24, 346, 357, 367, 370, 387
opučnjak – *vidi:* breča: šupljikava karbonatna
organogeni grebeni 28, 31, **76**, **132**, 235, 310
— rezidui 2, 4, **231–234**
organska tvar 11, 12, 17, 34, 35, 40, 52, 75, 121, 161, 174, **176**, **177**, 189, 215, 222, 226, **231–234**
ortoklas **9**, 134, 168
ortomatriks 147, 154
ortosilikati 13
osnovica valova lijepog vremena **46**, 47, 55, 64, 247, **309**, **311**, 313, 327, **331–333**, **393**, 401
— valova olujnog vremena 17, 24, 47, **240–242**, **244**, 247, 284, **309–311**, 314, 327, 328, **331**, 333, 336, 401, **406**
otisci stopala gmazova 52, 53
— tragova kišnih kapi **52–54**, **403**
otpornost petrogenih minerala prema trošenju 6, **12–14**, 133, 134, 136, **138–141**, 155

P

padina čela delte 128, 302
padinski ožiljci (*scars*) 22, **242**, 393, **406**
padinski zastori (*slope-aprons*) **357**, **358**, 389, **393**
paket naslaga 35
— slojeva **35**, 36, 220, 248, 292, 395, **408**
pakiranje čestica glina 174, **181**, **182**
pakiranje zrna (klasta) 71, **84–87**, 120, 160, 162, 332, **390**, **393**, **395**
palagonit 208
palagonitizacija 208, 338
paleokarstna breča – *vidi:* breča: pradavnog okršavanja
paleosol – *vidi:* pradavno tlo
paleozoik 154, 155, 174, 175, 218, 219, 224
Panonski bazen 3, 28, 41, 131, 132, 183, 214, 221, 335
parasekvencije – *vidi:* ciklusi
Passegin CM dinamički dijagram 108, 109
pedogenetske tvorevine 258, 298
pedogenetski procesi 188, 189, 259, 281
pedogeneza 189, 281
pedogeni karbonati 259
peel – *vidi:* acetatna folija
pegmatiti 133, 140–142
pelagični kremični muljevi 201, 210, **213**, 244, 345, 361, **392**
— organizmi 248, 345
— talozi 16, 200, 201, **214**, **216**, **224**, 246–248, 336, **338**, **339**, **344**, 358
— vapnenci – *vidi:* vapnenac: pelagični
pelagično taloženje 338, 339
pelagiti 339, 345, 356, 358
peleti 70, 73, **76**, **131**, 137, 151, **156**, 157, 216, 221, **326**, **389**
pelit 77
pelitni sedimenti 70, 77, 112, 130, 136, 141, 148, **170–179**, **181–187**, 220, **268**, 345, 368, 389, **390**
pelitni interval T_c 175, 333, **342–348**, **355**, 362, 370
pelud – *vidi:* polen
peptizacija 188
perasti tragovi vučenja 64, **65**, 396
perenijalna jezera – *vidi:* zatvorena trajna jezera
periglacijalna zona 252, 392
periplimni okoliš (*peritidal*) 38, 53, 116, 219, 408
— talozi – *vidi:* periplimni okoliš
petrogeni minerali 9, **12–14**, 132, 138, 142, 235
pH **8–10**, 12, 29, 96, **134**, **161**, **207**, **208**, 222, **230**, 235
piedmont zone 129
pijesci prstastih prudova – *vidi:* prudovi: prstasti pješčani
pillow-bazalti 224
Piperov model muljnih turbidita 24, 340, **353**, **354**, 356
pirit **11**, 70, 71, 73, 140, 155, **161**, 174, **191**, 279, **298**, 299
pirofilit 166
piroklastični tokovi 193, 196–198, 205
piroklastiti – *vidi:* vulkanoklastični sedimenti
pirokseni 13, **140**, 187
pirotin 11
pivotabilnost zrna 83
pjedmonski fanglomerati 260, 402
pjeskoviti mulj 78
pješčane brazde ili hrptovi (*sand ridges*) 299, **314**, **318**, 329, 397, 407, 408
— dine – *vidi:* dine
— lavine 17, 317
— obalne dine 312, 314, 323

— pruge (*sand ribbons*) **328–330**, 403
— žile 51
pješčani barijerni otoci 308, 312, **314**, **316–318**, 320, **388**
— dajkovi 32, **51**
— detritus – *vidi:* detritus: pješčani
— intervali 76, 355, 356
— prudovi – *vidi:* prudovi: pješčani
— silovi 20
— šelf 54–57, 331, 367, **370**, 387
— valovi – *vidi:* podvodne (subakvatske) dine
pješčano–muljeviti talozi 249, **264**, 284, **288**, 300, **314**, 320, **322**, 325, **327–330**, **333**, **334**, 388, **399**
pješčenjaci
— : arenitni – *vidi:* areniti
— : čisti – *vidi:* areniti
— : dijageneza 158–169
— : fosfatni 155, 157
— : glaukonitični 74, **137**, **155–157**, 203, 326
— : grauvakni – *vidi:* grauvaka
— : hibridni – vidi: pješčenjaci: miješani
— : kalkarenacejski 131, 137, 151, **155**, 156, **389**
— : klasifikacija 146–149
— : kvarcni – *vidi:* arenit: kvarcni
— : miješani 155–158
— : nečisti – *vidi:* grauvaka
— : subarkozni – *vidi:* subarkoza
— : sublitoarenitni – *vidi:* sublitoarenit
— : vapnenački **151**, 156, **390**
— : zeleni – *vidi:* pješčenjaci: glaukonitični
plagioklasi **12–14**, **134**, 135, 139, 142, 149, **150**, 154, 166, 168, 206, 230
— : bazični ili Ca-plagioklasi **13**, 134, 139
— : kiseli ili Na-plagioklasi **12–14**, **134**, 135, 142, 149, **150**, 166, 168, 189, 206, 230
— : neutralni ili Na–Ca-plagioklasi **12**, 13, **134**, 135, 139, 142, 154, 166, 168, 230
plaja (*playa*) 30, **288**, **289**, 402
planktonske protozoje – *vidi:* praživi
planktonski (pučinski) organizmi 131, 132, 209, **212**, **214**, 227, 244, **247**, **248**, **333**, 334, **338**, **339**, 343, 352, 366, 371
platykurtic 105, 402
plaže – *vidi:* žali
plažne kupe (*beach cups*) 312, **313**, 388
plažni hrbtovi (*beach ridges*, *berms*) 313, 388, 395
plažni taložni ciklusi (*beach cycles*) 313, 315, 388
pleistocen **178**, **190**, 212, 250, 291, 293, 393
plima 50, 291, 294, 296, 299, 301, 303, **308**, 311, **316–324**, 327, 328, 400, 408
— : niska 308
— : olujna 6, 116, 117, **308**, 406
— : visoka 236, 296, 300, **308**, 312, **318**, 387
plimna ravnica (*tidal flat*) 26, 27, 44, **47**, 48, 50, 54, 57, 64, **116**, 290, 295, 296, **299**, **300**, 308, 314, 318, **319–323**, 331, 408, 409
plimna zona (*intertidal*) 27, 47, **53–56**, 74, 75, **116**, 303, 313, **319–323**, 325, 326, 408
plimne delte (*flood-tidal delta*) **316–318**, 394
plimni kanal (*tidal channel*) 44, 45, 56, **299**, **300**, 308, 316, **319–323**, 403, **408**
— pješčani hrptovi (*tidal sand ridges*) 249, 318, 328, 329, 330, 397, 408
— prud (*tidal bar*) 38, 44, 303
— rukavci (*tidal creeks*) 56, 57, 299, 300, 308, **316–319**, 398, 405, **408**
pločasti ili pokrovni talozi (*sheet deposits*) 263, 265, 267, 405
plovučac (*pumice*) 193, **196–198**, 201, 203, **205–207**, 402
podmorske lepeze 26–28, 50, 129, 157, 158, **357–367**, **370**, **407**
— padine 17, 19, 22, 28, 68, **117**, 128, 129, 261, 291, **336–370**, **407**
podmorski kameni odroni 17, **113**, 337
— vulkanizam 196, **197**, **199–201**, 402, 407
područja između riječnih korita **280**, **298**, **299**, 397, 402
podvodne (subakvatske) dine 28, 35, 42–44, **56–59**, 196, 299, 315, **322–324**, **328**, **329**, **407**
pokrovni pijesci čela delte (*delta front sheet sands*) 303, 304, 392, 405
polen 177, 232
polihalit 325
polimodalan sastav 103, 127
poplavna ravnica (*flood plain*) 15, 53, 54, 58, 116, 128, **173**, 189, 199, 200, **258–261**, 264, 269, 270, **277–281**, 284, **294**, 295, **298**, **394**
poplavne ploče (*sheet floods*) 261, 263, 404, 405
poprečni subglacijalni grebeni 252, 253, 403
porculanit 89, 90, **211**, 213, **216–218**, 402
porna voda 28, **41**, **50**, **51**, 70, 158, **160–164**, 168, **182–186**, 281, 394
poroznost glinovitih taloga 66, **181**, **182**, 184, **185**
— lesa 177, 178
— pijeska **158–160**, 164–166
— silicijskih sedimenata **211**, 216, 225
— tufova 208
potiskivanje feldspata **168**
— kalcita 169, 210
— karbonata 1, 70, 221, **226**, **227**
— kvarca 30, **168**, 403
potopljeni žal (*shoreface*) – *vidi:* obalno lice
potplimna zona (*subtidal*) 27, 44, 47, 48, 53, **56**, 75, 116, **299**, **319**, **321**, 322, **404**, 407
potresećivanje 232, 390
pougljenjivanje (*coalification*) 2, **231–233**, 284, 290, **390**, 399
povratne struje u more (*rip currents*) 311, 312, 403
površina maksimalnog poplavljivanja (mfs) **243**, 246, 392, **399**
pradavno tlo (*palaeosol*) **198**, 254, 259, **402**
prah (silt) 15, 20, 22, 25, 59, **78**, 91, **170–173**, 175, **177**, **178**, 180, 188, 250, **258**, **259**, **271**, 277
prahni (siltni) šejl 170, 173, 175
prahni talog 322, 399, 400
prahoviti (siltični) talozi 52, **78**, 179, 180
prahoviti pijesak 79, 80, 353
prahovnjak (siltit) 2, 64, 75, 136, 151, 154, **170–173**, 201, **269**, 270, 273, 274, 284, **405**
— : glinoviti 63, 78, 96, **175**
— : homogeni 171, **172**
— : kalcitični 175
— : kalcitično–glinoviti 175
— : lisnati ili laminirani 170, **171**, 174, 175, **274**
prapor – *vidi:* les ili prapor
praživi 209, 213, 214
precipitati – *vidi:* neevaporitne izlučine, evaporitne izlučine
prednji set (*foreset*) 35, **42**, **43**, 55, 57, 251, 256, **257**, 317, 319, **322–324**, 330, 389
prednji žal (*foreshore*) 42–44, 50, 55–57, 160, 242, 304, 308, **309**, 311, **313**, 324, 331, **395**, 407
prehnit 165, 166
preljevne lepeze (*washover fans*) 315
preobražajne stijene – *vidi:* metamorfne stijene
prepletene rijeke **36**, 43–45, 123, **128**, 199, 259, 260, 262, **264–273**, 274, 275, 281, **388**
— — : Donjek tip 271, 275
— — : Platte tip 273, 398
— — : Saskatchewan tip 36, 44, **271**
— — : Scottov tip **269**, 271, 274
— — : Slims tip 273
pressure solution – *vidi:* tlačno otapanje
pretvorba minerala 29, **30**, 225
pridnene struje/tokovi 228, 282–284, 328, 336, **338**, **356**, **357**, 368, 391, 397
prijelazna obalna zona (*offshore-transition zone*) 46, 47, **240**, 242, 244, 308, **309**, **401**
prijenos materijala gravitacijskim tokovima – *vidi:* turbiditni, debritni, zrnski tokovi
— — kamenim lavinama – *vidi:* kamene lavine
— — klizanjem sedimenata – *vidi:* klizanja taloga, rotacijska klizanja
— — kretanjem miješanih masa sedimenata 16, **22**
— — ledom/ledenjacima 4, 8, 15, **119**, 186, **252**, **253**
— — odronima stijenskog kršja – *vidi:* sipari ili kopneni kameni odroni, podmorski kameni odroni
— — podvodnim klizanjem – *vidi:* klizanja taloga, rotacijska klizanja
— — saltacijom **16**, 59, **65**, 405, 409
— — suspenzijom 14, **15**, 56, 108, 313, **320**, 336, **343**, 390
— — u subaerskim uvjetima – *vidi:* sipari ili kopneni kameni odroni
— — vjetrom 4, 14, **15**, **59**, 177, 178, **192**, **250**, **281**, 289, 313, **393**, **409**
— — vučenjem 14, **16**, **24**, 56, 59, 258, 273, 313, **343**, **345**, **350**, 353, 409
— — vučenjem "tepihom" (*traction carpet*) 15, 24, **25**, 83, **343**, 350, **408**
primarni karbonatni strukturni sastojci 76
prirodni nasip (*natural levee*) 280, **297**, 391, **400**
prirodni plin – *vidi:* zemni plin
privjetrište (*fetch*) 309, 310, 333
probojne lepeze (*crevasse splays*) 270, 274, **278**, 280, **297**, **302**, **391**, 394
probojne naplavine 173, 273, **280**, **391**
prodelta 50, 173, 175, 284, **292**, 294–296, 301, **304–307**, 359
prodelta–šelf 305–307
proglacijalna zona 352
prograđacija **26–28**, 42, 129, 156, **245**, 246, 249, **264**, **265**, **282**, **283**, **293–295**, **302–304**, 314, **321**, 322, **329–331**, **334**, **360–362**, **368**, 369, 390, 393, 398
proksimalno područje 61, 129, 199, 253, **261**, **262**, 264, 266, **269**, **271**, **273**, **332**, 350, **355**, **356**
prosijani talog (*sieve deposit*) **261**, 263, 405
prosjev 98
protomatriks **147**, 152, 154
prudovi na zavojima korita 266
— ušća opskrbnih (distribucijskih) kanala 303
— : distalni, pješčani 303, **304**, 392
— : dužobalni **312–314**, **398**
— : jezičasti pješčani (*linguoid bars*) **266**, 267, 273, 302, **398**
— : na ušćima (*mouth sand bars*) 302, 303, 399
— : pješčani 42, 44, **240**, **241**, 284, **302–304**, 322, 323, **392**, **393**, **398**, **403**
— : poprečni (*transversal bars*) 264, 266
— : poprečni pločasti (*transversal sheet bars*) 266, 408
— : prstasti pješčani (*finger sand bar*) 302, 303, **393**
— : uzdužni (*longitudinal bars*) 264, **266**, 267, 269, 271, **398**
prvi kvartil Q_1 103–105
psamit 77, 78
psefit 77, 78
pseudomatriks 147, 152
pseudomorfoza 29, **30**, 210, 221
pseudonodule 66
pukotine isušivanja (desikacije) **52**, **53**, 116, 280, 288, **392**
pumice – *vidi:* plovučac
pustinjske prevlake (kore cvjetanja) 8
puzanja taloga (*creep of sediments*, *sediment creep*) 17, 18, 336, 391, 404
pyroclastic breccia – *vidi:* breča: vulkanoklastična

R

radiolarije 70, 90, 136, 161, 209–211, **214–217**, 222, 225, 227, 338, 403, 405
radiolarijske zemlje 209, **211**, 214, **215**, **403**
radiolarijski muljevi 211, **214**, 218, 227, **403**
radiolarijski rožnjaci (*radiolarian chert*) **215**, 219, **223–225**, 228
radiolariti 89, 90, 136, 209, **211**, **215**, 223, 226
randanite **213**, 392, 397, **403**
rauchwacke – *vidi:* breča: šupljikava karbonatna
ravnica s prepletenim tokovima (*braid plain*) 261, **370**, 387, **388**
red (serija) ugljena (*coal rank/series*) 232, **233**, 390
redukcija sulfata 184
regresivno prekrivanje (*offlap*) **28**, **29**, 249, **401**
rekristalizacija (prekristalizacija) **30**, 75, 121, 147, **209**, **210**, **216–218**, 221, 225–227, 229
resedimentacijski procesi 336–370
resilicifikacija 191
retrogradacija **26–28**, 242, 246, 261, **401**
rezidualna ležišta 187
rezidualne gline 112, **187**, **188**
rezidualni sedimenti 2, 4, **186–192**, 229
rezidui – *vidi:* rezidualni sedimenti
režanj ili lob 19, **263**, 280, 356, **358–360**, 365, **368**, 391, 392
Rhomboidea naslage 69, 70, 143
riječna korita 61, 116, 178, **197–199**, 264, 280, 281, 298, 314, 392
riječni crveni talozi 281, 394

rijeke s račvanjem korita (anastomozirajuće rijeke) 260, **279**, 387
rijetke zemlje 3
riplovi (*ripple marks*) 32, 42–48, 52, **54–59**, 199, 250, 254, 256, **257**, 267, 268, 271, 280, 294, 315, 316, 322–324, 332, 355, **403**, **409**
— : asimetrični **54**, **55**, 57, **59**, 321, 323, 328, 331, 345
— : eolski **59**, 250, 251, **409**
— : simetrični 46, **54–57**, 323, 333, **407**
— : strujni 42, 43, 47, **55–57**, 284, 299, 312, 318, **321**, **322**, **345**, **391**
— : strujno–valni 59, 398, 408
— : valni **55**, **56**, 58, 323, **332**, 355, **409**
ripple marks – *vidi:* riplovi
rogen-morene 253, 403
romboedrijsko pakiranje zrna 87, 160
rotacijska klizanja ili slampiranja **17**, **18**, 68, 117, **336**, **337**, 339, **397**
rozalit
rožnjaci 1, 30, 35, 70, 71, 89, 111, 114, **127**, 128, 135, **136**, 150–154, 157, 208, 209, **215–229**, **388**, 408
— : hidrotermalni 219, 226
— : ligurski 223
— : nodularni i/ili grudasti i lećasti 1, 70, 210, 219, **221–223**, 224, 226, 408
— : prugasti 90, 210, **219**, **223–225**, 227, **388**
— : radiolarijski 215, 223, 224, 228, 398
— : slojeviti 89, 216, **218–221**, **223–228**, **388**
rožnjačke žile 223
rožnjački areniti – *vidi:* arenit: rožnjački
rubifikacija 189, **192**, 381, 394
rudit 77, 112, 350
Ruhinov genetički dijagram 106–108
run-off transport – *vidi:* kotrljanje klasta
rutil 14, 138, **140–142**, 190, 323, 388

S

sabkha – vidi: salina ili *sabkha*
salina ili *sabkha* 30, 77, 158, 160, 161, 259, 303, **325**, **326**, **403**
sanidin 13, 205, 206
saponit 208
sapropel **176**, **231–233**, 284, 290, 338, **404**
sapropelni mulj – *vidi:* sapropel
sardi 210
sardoniks 210
Schiefer 172, 175
Schmidtov dijagram 42, 88
sedimentacijska analiza – *vidi:* granulometrijska analiza: brzinom padanja čestica
sedimentna struktura – *vidi:* struktura
sedimentni facijes – *vidi:* facijes
— sklop **31**, 84, 86, **393**, 395
seizmiti 67, 387
seizmoturbiditi 23, 341
sekundarne sedimentne strukture 32
sekvencija distalnih tempestita 332, 333
— krupnozrnastih turbidita **348–351**, 353
— pješčanih (srednjozrnastih) turbidita – *vidi:* Boumina sekvencija
— podebljavanja naviše 361, 362
— pokrupnjavanja naviše – *vidi:* ciklus pokrupnjavanja naviše
— positnjavanja naviše – *vidi:* ciklus positnjavanja naviše
— proksimalnih tempestita 332
— sitnozrnastih (muljnih) turbidita **341**, 353, **361**, **362**
— stanjivanja naviše 361, 362
— tipa 1 **239–245**
— tipa 2 240, **242**
— : alociklička 39
— : autociklička 39
— : Boumina – *vidi:* Boumina sekvencija
— : debritna 340, 341
— : deltna 293, 296, 303
— : evaporitna 326
— : konturitna 357
— : regresivna 248, 249
— : taložna **238–240**, 248, 344, 390
— : tempestitna – *vidi:* tempestitne sekvencije
— : transgresivna **240**, **241**, 246, **248**
sekvencijalna stratigrafija 1, 238, 247, 404
sekvencijska granica tipa 1 240, **243–245**
— — tipa 2 **243–245**, 408
seladonit **137**, 156, 157, 208
semifuzinit 234
separacija teškim tekućinama 143–145
septarije 69, 70
sericit **137**, 153–155, 166, 173, **174**, **180**, 399
sericitni matriks – *vidi:* matriks: sericitni
set lamina (*laminaset*) 35, **41**, 46, 59, 251, 256, 257, 314, 316, 321
— slojeva (*bedset*) **41**, 44, 267, 328
sferičnost zrna 79, **82**, **83**, 127, 128, 133, 158
sferulit 90, 205
Shepardova klasifikacija 79, 80
shoreface – *vidi:* obalno lice
siderit 11, 12, 30, 70, 74, **137**, 153, 154, 161, 164, **166**, 191, 259
sideromelan – *vidi:* tuf: sideromelanski
silicifikacija 30, **209**, 210, **221**, 222, 224, 226, **227**, **229**, 230, 405
silicijska kiselina 1, **9–11**, 163, 168, 186, **192**, 209
silicijske kore 229, 230, 405
silicijski *duricrust* 229, 405
— minerali 180, 187, **209–211**, 217, 218, 228
— muljnjaci 216, 405
— onkoidi 228, 395
— sedimenti 209–229
— sedimenti: biogeni 209, **211–217**
— — : dijagenetski 209, **211**, **217–229**
— sinteri 228, 229
— šejlovi (*siliceous shale*) 209, 405
— turbiditi – *vidi:* turbiditi: silicijski
siliciklastična zrna – *vidi:* detritus: siliciklastični
siliciklastični detritus – *vidi:* detritus: siliciklastični
siliciklastično–karbonatni sedimenti 325, 326
silicispongia – *vidi:* spužve kremenjašice
silikoflagelati 91, **211–213**, 222, 225, 338

silimanit **141**, 142, 144
silkrete – *vidi:* silicijske kore
sillar-tufovi 205, 405
Siltgesteine 172, 405, 406
siltit – *vidi:* prahovnjak
silvin 325
sinsedimentacijska tektonika 22, 67, **129**, 269, 286, **300**, 352, **396**
sinsedimentacijski rastući rasjedi 300, 396
sinusoidnost korita 265
sipar **17**, 112, **113**, **403**
siparišna breča – *vidi:* breča: siparišna
siparište **113**, 118, 120, 403
sistemski trakt klina šelfnog ruba (SMW) – *vidi:* talozi šelfnog ruba
— — niske razine (LST) – *vidi:* talozi niske razine
— — poplavljivanja ili transgresije (TST) – *vidi:* transgresivni talozi
— — visoke razine (HST) – *vidi:* talozi visoke razine
skewness – *vidi:* koeficijent asimetrije S_k
sklerotinit 234, 297, 404
sklop – *vidi:* građa ili sklop
skoria (*scoria*) **193**, 197, **404**
slamp struktura ili tekstura podvodnog klizanja (*slump*) **16–19**, 22, 23, 32, **68**, **117**, 301–303, **337**, **339**, 341, **355**, 358, **359**, **406**
slampiranje – *vidi:* rotacijska klizanja
slampne brazgotine/ožiljci (*slump scars*) 337, 339, **358**, **359**, 364, 393
sloj (*bed*) 31, 32, **34–38**, 40–42
slojevitost (općenito) 19, 28, **33–50**
— : ciklička 32, 33, **36–39**, 227, 248, 284, 289, 338
— : flazerska 32, 35, **47–49**, 110, **300**, 303, 314, **319**, **321**, 322, **399**
— : "*flat*" (*flat-bedding*) **41**, 46, 315, **332**, 353, 388, **394**
— : gradacijska 20, 24, 32, 35, **48–50**, 56, 61, 63, 128, 198, **199**, 201, 227, **256**, **258**, 267, 269, 277, 304, 331, 341, **343–345**, **350–353**, 355
— : horizontalna 25
— : kosa 25, 32, 36, **41–47**, 51, 55, **57–59**, 64, 81, 113, 128, 156, 199, **203**, **204**, **256–258**, **264–269**, **271–273**, **276–280**, **292**, **293**, 296, 299, 300, 302, 304, 306, 312, **314–324**, **328–334**, 391, **395**, **396**, 398, 405
— : lećasta ili lentikularna 32, 35, **47–49**, 110, 303, 321, 322
— : nepravilna 37
— : pločasta 37
— : pravilna ili ciklička 33, **36–39**, 248, 289
— : ritmična 36, **37**
— : unutarnja ili interna 19, 32, 33, **40–52**
— : valovita 32, 35, 40, **47–49**, 110, 259, 300, 303, 306, **319**, **321**, **322**, 404
— : vanjska ili eksterna 19, **36–39**
slojna površina 21, 24, 32, **35**, **36**, **59–67**, 62, 129, 199, 315, 355
slojni oblici (*bed forms*, *bed configuration*) **31**, 40, 50, 250, 315, 323, 330, **388**
— par (*bedding couplet*) 35
složeni koset 41
slump-breccia – *vidi:* breča: slampna
SMD (*shelf margin deposits*) – *vidi:* talozi šelfnog ruba
smektit **10**, 11, 122, **137**, **156**, **157**, 164, **165**, **170**, 171, 174, 178, 186, 187, **207**, **208**, 217, 281
— : dioktaedrijski 10, 170
— : Fe–Mg 170
— : trioktaedrijski 170
SMW (*shelf-margin wedge*) – *vidi:* talozi šelfnog ruba
snježnik – *vidi:* firn
soliflukcija 119, 406
solna (kloridna) kiselina 97
spikule 69, 70, 89, 209, 211, **215–217**, 222, 225, 226, **228**, **405**
spikuliti 209, **211**, 225
spikulitni muljevi 209, **211**, **215**
spiliti 152–154, 219
spineli 141
spljoštenost zrna 79, 81
spužve kremenjašice (*silicispongia*) 69, 70, 89, 136, 161, **209**, **215–217**, 222, 225, **405**
srednja veličina zrna Md 56, 57, **103–105**, **108**, **109**
SSF (*slope scar fills*) – *vidi:* ispuna padinskih brazgotina
Staubsteine 172, 406
staurolit 141, 142
stiloliti 30, 32, 35, **71–73**, 125, 126, 152, 163, **407**
stilolitizacija 32, 71, 73, 123, 126
stilolitni šavovi **71–73**, 126
stiplomelan 166
Stocksov zakon 97, 98, 99
storm-tide deposits – *vidi:* talozi olujnih plima
Stowov model sitnozrnastih turbidita 24, **353**, **354**, 356
stražnji žal (*backshore*) 15, 56, 57, 59, 60, 250, **308**, **309**, **311–313**, 346, **387**, 388, 406
strije 8, 129, 252
stromatoliti 35, 76, 136, 226, **288**, **289**, 387
struktura (u smislu engl. termina *structure*):
— deranja i ispunjavanja (*scour-and-fill*) 267, 302, 304, **404**
— deranja površina (*scour surfaces*) 320
— glinenih jezičaca (*flame structure*) **66**, 394
— istiskivanja plinova (*gas escape structures*) 198, 395
— konus u konus 69, 73, 390
— nastala istiskivanjem vode (*water escape structures*) 20, 32, 41, **50–52**, 222, 340, **345**
— obrnutog utiskivanja – *vidi:* struktura: glinenih jezičaca
— podvodnog klizanja – *vidi:* slamp struktura
— utiskivanja (*load casts*, *load casting*) **55–67**, 201, **398**
— : deformacijska 19, 32, 396
— : flazerska – *vidi:* slojevitost: flazerska
— : kolapsne ledenjačke (*ice-collapse structures*) 253, 396
— : kosolaminirana 59
— : loptasta i jastučasta ili *ball-and-pillow* 66, 67, 387
— : slampna – *vidi:* slamp struktura
— : stupasta (*pillar structure*) **51**, 353, 402
— : zdjelasta (*dish structure*) 20, **51**, **52**, 341, 353, **392**
struktura (u smislu engl. termina *texture*):
— : acikularna (*acicular texture*) 77, **90**, 214, **387**
— : anhedralna (*anhedral texture*) 218, 387, 401
— : crvolika ili vermiformna 187
— : detritična ili pelitomorfna 191, 392, 402
— : ekvidimenzionalna 89, 210, 219, 229

— : euhedralna (*euhedral texture*) 31, 89, 393
— : fibrozna ili vlaknasta (*fibrous texture*) 90, 160, 226, **393**
— : hijalopilitna 206
— : hipidiotipna (*hypidiotopic texture*) 136, 396
— : idiotipna (*idotopic texture*) 396
— : kriptokristalasta (*cryptocrystalline texture*) **89**, 121, 136, 137, **157**, **174**, **209**, **210**, **218**
— : ksenotipna (*xenotopic texture*) 32, 34, 77, 136, 409
— : kuće od karata 40, 66, 174, 181, **182**
— : makrokristalasta 77, **89**, 154, 229, **399**
— : mikrokristalasta 30, **89**, 125, **136**, 151, **155**, 156, 180, **215**, **226**, **399**
— : oolitična 190, 191, 401
— : pelitno-klastična 178, 180
— : pelitomorfna (*pelitomophic*) – *vidi:* struktura: detritična
— : plovučca 201
— : psamitno-klastična 88
— : psefitno-klastična 88
— : saćasta ili "oblika saća" 40, 66, **181**, **182**
— : sferulitna 90
— : staklasta (vitrofirska) 135, **203–205**, 207
— : vermiformna – *vidi:* crvolika
— : vitrofirska – *vidi:* staklasta
— : virtoklastična 205, 207
subaerski uvjeti 8, 36, 53, 115, **122**, 190, **199**, 228, **240**, **241**, 271, **281**, 392, 397, 401, 406
subakvatske dine – *vidi:* dine: podvodne
subarkoza 148–149, **150**, 152
subglacijalna (bazalna) zona 252, 253, 393, 403
sublitoarenit **148–152**
submarinski vulkanizam – *vidi:* podmorski vulkanizam
suha kamena lavina (*dry grain flow*) 119, 293
sulfidi 11, 161
superciklusi – *vidi:* makrociklus
supraglacijalna (gornja) zona 252
supratidal – *vidi:* natplimna zona
suspenzijski oblaci (*suspension clouds*) 51
sustav transgresivnog prekrivanja (*onlapping transgressive system*) **28**, **29**, 242, 401
suturirani kontakti 72, 73

Š

šamozit 157, 161
šavovi otapanja 72, 73
šejl (*shale*) **1–3**, 13, 40, 70, 136, 142, 170, **171**, **173–177**, 209, **219**, **220**, 223, 228, 246, **305**, **306**
— : glineni i glinoviti **171–173**, 175, 180, 228, **390**
— : graptolitni 223
— : muljni 63, **170–173**, 176, **400**
— : naftni (*oil shales*) 175, 176, 231, 233, 335, **401**
— : prahni (siltni) i prahoviti 173, 228
— : silicijski (*siliceous shale*) 209, 216, 227, 405
— : tufitični 195, 203
šelf (općenito) 47, 55, 57, 64, **240–247**, 303, 306, **308**, **309**, 311, 312, **327–335**, 406
— : kontinentalni 47, 333, 396, 401, **406**
— : pješčani 57, 367, **370**, 387
— : unutarnji 46, 47, 64, 128, 175, 224, **240–247**, 249, **308**, **309**, 312, 314, **327–335**, 359, 364, 400
— : vanjski 47, **242**, **243**, 320, 327, 332
— : visokoenergijski 327, 331, 332
šelfni muljevi 334, 335, 403
škriljavci 118, 127, 128, 133, **135**, **136**, **139–142**, 150, 151, 154, 157, 172, **176**, **401**
šljunak 4, 7, 20, 21, 23, 25, 77, 82, 87, **113**, 119, **128–130**, 254, **260–275**, 357, 358, **365**, **366**, 369, 398, 405
šljunčani (lito)facijesi **254**, **255**, **262–275**
— nanos 50, **77–79**, **254**, **255**, **262–275**, **365**, **366**, **369**, 398, 405
šljunkoviti pijesak/pješčenjak 16, 20, 62, **77**, **78**, 91, 95, **269**, **292**, **306**, 343, 350, **364**, 391
šortit 325

T

talozi debritnog toka (*debris-flow deposits*) 261, 391
— deltne platforme 303
— međukanalne ravnice (*overbank deposits*) 271, 280, 401
— mendarskog pruda 277, 278, 295, 402
— natplimnih (*supratidalnih*) močvara 303
— niske razine (LSD – *lowstand deposits*) 239, **242–244**
— olujnih plima (*storm-tide deposits*) 117
— plimnih ravnica **299**, **300**, 318, **322**, **323**
— podnožja padine 242, 302, 352, 408
— poplavne ravnice 199, 200, **258–261**, **263**, **277–279**, 284, **292**, 295, 298
— poplavnih tokova 56, 128, **173**, 199, 200, **258–261**, **263**
— povlačenja poplave 409
— probojne kosine ili probojne lepeze (*crevasse splay deposit*) 274, **277**, **280**, 302, 387, **391**
— šelfnog ruba (SMD – *shelf margin deposits*) 239, **242–244**, **405**
— visoke razine (HSD) 238, **239**, 242–244, **246**, 248, **396**
taloženje – *vidi:* sedimentacija
taložna sekvencija – *vidi:* sekvencija
taložni ciklus 38, 200, 269, 276, 313, 315, 388
TD (*transgressive deposits*) – *vidi:* transgresivni talozi
tefra (općenito) 193, 196, **199–201**, **407**
— : distalna 199
— : podmorska 200, 201
— : subaerska (kontinentalna) 196, **199**
tekstura – *vidi:* struktura (u smislu engl. termina *structure*)
tektonika ploča 4
telinit 234, 407
temeljna masa – *vidi:* matriks, matriksna potpora
— morena 115
tempestiti 39, 41, 64, 240, 244, 315, 316, **328**, **331–334**, 394, 396, 406, **407**
— : distalni 332, 333
— : muljni 334, 335
— : pješčani 240, 244, 328, 332, 334
— : pješčano–muljni 334
— : proksimalni 332
tempestitna ili BPHFXM sekvencija **46**, 64, 316, **331**, **332**, **388**, 407

tenardit 325
tercijar 3, 153, 155, 174, 180, 185, 212, 213, 215, 229, 290
terra rossa – *vidi:* zemlja crvenica
teške tekućine 144
teški minerali – *vidi:* minerali teške frakcije
tetrabrometan 144
thalweg 275, 365, 408
Thuletova otopina 144
til 16, 88, **114**, **115**, 130, 252, 293, 296
tilit 16, 88, **115**, 130, 252
tinjci **13**, 52, 132, **135–137**, 140, 150, 155, 179, 180
tinjčasti minerali – *vidi:* tinjci
titanit 140, **141**, 142, 187
tlačno otapanje 29, 30, **162**, **163**, **188**, 298, 402
tlo (općenito) 10, 11, 78, **188**, 298
— : humusno 10
— : lateritno 10
— : poligenetsko 189
— : pradavno (paleotlo) 246, 254, 402
toe-of-slope deposit – *vidi:* talog podnožja padine
Tonschiefer 172, 175
topset 284, 292, **293**, 408
tragovi deranja (*scour casts, scour marks*) 46, 60, **61**, 63, **254**, 258, 259, 304, 355, **404**
— kanala (*channel casts*) 63, 389
— kišnih kapi (*raindrop imprints*) 52–54, **403**
— kotrljanja (*skip marks*) 60, **65**, 87, **405**
— mreškanja (*wrinkle marks*) 53, 321, 409
— odskakivanja (*bounce marks, bounce casts*) 65, 332, 388
— otiranja (*brush casts, brush marks*) 60, 65
— otjecanja vode i/ili slijevanja (*rill marks*) 54, 61, 62, **64**, 282, 321, 396, **403**
— tečenja (*flute casts, flow marks*) **60**, **61**, 66, 258, 332, **355**, 365, 367, **394**
— vrtloženja (*vortex casts*) 32, 60, 61, 409
— vučenja (*groove casts, groove marks, grooves*) 32, 46, **64**, **65**, 332, **395**, **396**
— zadiranja (*prod casts, prod marks*) 32, 46, 60, 64, **65**, 128, **402**
— zaprečavanja tečenja (*crescent casts, current casts*) 60, **61**, 257, 258, **391**
transgresivna površina (ts – *transgressive surface*) 244, 408
transgresivni talozi (TD – *transgressive deposits*) **239**, **242**, 244, 248, **408**
transgresivno prekrivanje ili *onlap* **28**, **29**, 244, **246**, 247, 392, **401**
translacijska klizanja taloga **18**, 19, 337, **391**, 397
transport materijala – *vidi:* prijenos materijala
travertin 228
treći kvartil Q_3 103–105
Trefethenova klasifikacija 79, 80
treset 2, 187, **231–233**, 259, 275, 277, 279, 286, **298**, 303, 387, **390**
tresetište **231–233**
tridimit **210**, 218, 402
tripoli – *vidi:* dijatomejski tripoli
tripolit **213**, 228, **408**
trona 325
trošenje (općenito) **6–14**, 134, 144, 152, 153, 170, **186**, **187**, 189, 207, 228, 229, 261, 284, 290, 336, 339, 362, 402, 405
— amfibola 9, 12, **13**, **138–141**, 187
— feldspata **9**, **10**, **12–14**, **133–135**, 150, 155, 161, 165, 168, **187**
— karbonatnih minerala **9**, **12**, 76, **122**, 125, 127, 137, 151, **189**, **397**
— piroksena 12, **13**, **140**, 141
— tinjaca 10, **13**, 137, **139**, 141
— : alitičko 10
— : biološko 6, **11**, **12**, 179, 232
— : fizikalno 6–8, **12**, **13**, 76, 131–134, 136, 138, 141, 152, 179, 229, **339**, 393, **397**, **402**
— : kemijsko 6, **8–13**, **76**, **131**, **132**, 134, 136, 138, 141, 152, 229, 393, **397**, **402**
— : sialitičko 10
— : subaersko 8, 119, **189**, **240**, 271, 393
— : subakvatsko 8
ts (*transgressive surface*) – *vidi:* transgresivna površina
TST (*transgressive system tract*) – *vidi:* sistemski trakt poplavljivanja ili transgresije
tufovi 2, 10, 157, 172, 194, 198–200, **202–209**, 215, 223, **226**, 227, 390, 391, 398, 402, 409
— : andezitni 203, 204
— : bazaltni 203, 208
— : bazični 206, 208
— : dacitni 203
— : kiseli 203–208
— : kristaloklastični 203, 206, 391
— : kristalo-litoklastični 203
— : kristalo-vitroklastični 203
— : lapilni 195, 198–200, **202**, **203**, **397**
— : litoklastični 203, 207, 398
— : neutralni 204, 207, 208
— : palagonitni 206, 208
— : pelitni (sitnozrnasti) 195, 198, 203
— : riolitni 203, 205–207
— : sideromelanski 206, 208
— : staklasti **203–209**, 405, **409**
— : stopljeni – *vidi: welded*-tufovi
— : trahi-bazaltni 203
— : trahitni 203, 204
— : vitroklastični – *vidi:* tuf: staklasti
— : vitro-litoklastični 203
tufit 2, 152, **194–195**, 199–201, 207
tufitični lapor 195
— pješčenjak 137, 157, 195, 203
— šejl 195
turbiditi (općenito) **23–25**, 38, 50, 51, 56, 66, 76, 123, 175, 201, 227, 228, 282, 283, **333**, **342–356**, **361–363**, 405, 406
— : distalni 228, 284, 355, 356, 370
— : krupnozrnasti 23, 25, 51, 128, **348–353**
— : proksimalni 355, 356
— : silicijski **227**, 228, **405**
— : sitnozrnasti ili muljni 24, 25, 284, 306, 338, **340**, 341, **348**, **353–356**, 364
— : srednjozrnasti ili pješčani (Bouma turbiditi) 25, 52, 128, **340**, 341, **344–347**, 370, **387**, **404**

— : vulkanoklastični **196–198**, 200, 201
— : zastorni (*apron turbidite*) **367**, 368, **370**, **387**
turbiditna lepeza – *vidi:* lepeza: turbiditna
turbiditne struje ili tokovi (*turbidity currents*, *turbidity flows*)
— — male gustoće **25**, 196, 198, 227, 228, 344, 345, 348, 349, 352, 361
— — velike gustoće 17, 20, 22, 23, **25**, 51, 121, **348–353**, 395, **396**, **404**
turbulentno ili vrtložno kretanje vode 14
turmalin 14, 138, **141–144**, 152, 178

U

ugljen 2, 3, 70, 110, 176, **232**, **234**, 254, 258, 259, 284, 286, 290
— : humusni ili humolitni ugljeni 232
— : kameni 232, 233
— : limnički 231
— : liptobiolitni 232
— : paralički 231
— : sapropelni 232, 284
— : smeđi 233
ugljična kiselina 9, 11
uljni "škriljavci" – *vidi:* šejlovi: naftni
unimodalan sastav 103, 250
unutarnje ustrojstvo sekvencija 238, **239**, 361, 362, 365, **404**
uzdužne brazde deranja (*longitudinal scours*) 61, 398

V

valna osnovica lijepog vremena – *vidi:* osnovica valova lijepog vremena
— — olujnog vremena – *vidi:* osnovica valova olujnog vremena
valovi 307, 309–311
valutičnjak – *vidi:* konglomerat
vapnenac 3, 9, 30, 67, **73**, 78, **122**, 124, **127**, 131, **136**, **151**, 156, 191, 192, 213, 222
vapnenački debriti – *vidi:* debriti: vapnenački
— pješčenjaci – vidi: pješčenjaci vapnenački
— sinteri 228
varve 26, 38, 40, 110, 212, **253**, 282, **285**, **409**
— : distalne 253
— : evaporitne 40, 253, **289**
— : glacijalne 212, **253**
— : godišnje neglacijalne 40, 285, **389**
— : jezerske 40, 253
— : mikrodistalne 253
— : proksimalne 243
— : ultradistalne 253
vermikulit 8, 10, 13, 14, **137**, 166, **186**, 189
vezikule 193, 201, 409
vildfliš (*Wildflysch*) 69, 409
visina (amplituda) ripla **54**, 55, 57, 59, 250, 257, 267, 276, 293, 323, 324, 328, 354, 395, 403, 409
viskoznost vode 26, 40, **98**, 256, 302
visokomagnezijski kalcit 288
vitrain (sjajni ugljen) 233
vitrinit 176, 233, 234
vitroklasti **193**, 203, 204, 409
vivijanit 298, 299
volcaniclasic breccia – *vidi:* breča: vulkanoklastična
vučenje "tepihom" – *vidi:* prijenos materijala: vučenjem
vulkanoklastične stijene 4, 5, 49, 50, 112, 117, **193–208**, 223, 388, 390, **393**, **397**, **402**
vulkanske bombe **202**, 205
vulkanski areniti – *vidi:* arenit: vulkanski
— pepeo 157, 158, 178, 198, 199, **201–205**, 338, 393
vulkansko staklo 10, 157, 166, **193**, **201–208**, 210

W

wackes – *vidi:* grauvaka
welded-tufovi 205, 206
Wentworthova ljestvica 79, 112
Wildflysch – *vidi:* vildfliš

Z

zamrzavanje toka trenjem 20, 395
zaobljenost zrna **83**, **84**, 127, 128, 133, 138, 153, 261
zastori tefre 408
zatvorena trajna jezera 290
zbijanje (kompakcija) 28, 71, 86, 158–160, **181–184**, 222
— : glinovitih taloga 181–184
— : pješčanih taloga 158–160
zdjelaste strukture (*dish structures*) **51**, 341, 353, 392, **402**
zemlja crvenica (*terra rossa*) 52, 126, **187–189**
zemni plin ili prirodni plin 176, **177**, 231, 233, 284
zeoliti 166, **206–208**, 219
zona lomljenja valova (*breaker zone*) 56, **309**, 310, **313**, **389**
— prekida šelfa (*break zone*, *shelf break*) **242–244**, 358, **405**
— prelijevanja valova (*spilling zone*) 310, 406
— udaranja ili mlata valova (*surf zone*) 7, 310, **313**, 389, 407
— zapljuskivanja valova (*swash zone*) 62, 229, **309–311**, **313–315**, 389, 398, **407**
zrnska potpora – *vidi:* klastna potpora
zrnski tokovi (*grain flow*) **19–22**, 50, 119, 198, 350, 393, **395**

Ž

žali – *vidi:* prednji žal, stražnji žal, potopljeni žal
željezni hidroksidi 187, 188, 190, 280, 388, 402
— oksidi 11, 187, 190, 388
— oksihidrati 272
željezoviti dolomit – vidi: ferodolomit
— kalcit – *vidi:* ferokalcit
živin jodid 144
žljebasti prudovi (*chute bars*) 274

Životopis

Akademik Josip Tišljar redoviti je profesor "*Petrologije sedimentnih stijena*" i "*Sedimentologije*" na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu. Rođen je 1. lipnja 1941. u Ludbregu. Magistrirao je 1973., a doktorat prirodnih znanosti iz područja geologije stekao je 1976. god. Specijalizaciju iz petrologije klastičnih sedimenata obavio je na Prirodoslovnom fakultetu Karlovog sveučilišta u Pragu, a kao stipendist *Deutscher Akademischer Austauschdienst*-a jednogodišnju specijalizaciju iz sedimentologije u *Geologisches Institut der Ruhr-Univerität Bochum*. Za asistenta na RGN fakultetu izabran je 1968., za docenta 1977., za izvanrednog profesora 1980., redovitog profesora 1986., a u trajno zvanje redoviti profesor izabran je 1997. god.

Član suradnik *Hrvatske akademije znanosti i umjetnosti* postao je 1983., a redoviti član 2004 godine. Dobitnik je nagrade *Josip Juraj Strossmayer* za najuspješnije znanstveno djelo iz područja prirodnih znanosti objavljeno na hrvatskom jeziku u 1994. god. (za knjigu "*Sedimentne stijene*", Školska knjiga, Zagreb, 422 str.).

Bio je direktor *Instituta za geologiju i mineralne sirovine RGNF*-a (1981–1983), dekan Zajedničkog studija geologije Sveučilišta u Zagrebu (1987–1990), te predstojnik *Zavoda za mineralogiju i petrologiju RGNF-a* (1991–1993).

Voditelj je svih smjerova postdiplomskog studija za znanstveno usavršavanje iz geologije – polje geoznanosti na RGN fakultetu, i voditelj smjera *Petrologija i ležišta sedimentnog ciklusa*. Bio je voditelj mnogih diplomskih radova i član više desetaka povjerenstava za ocjenu i obranu magistarskih i doktorskih radova, a pod njegovim je mentorstvom izrađeno ili je u tijeku izrada 11 magistarskih radova i 6 doktorskih disertacija.

Objavio je 4 knjige, od čega tri udžbenika Sveučilišta u Zagrebu (*Petrologija sedimentnih stijena*, 1987; *Sedimentne stijene*, 1994; *Petrologija s osnovama mineralogije*, 1999) i jedan priručnik (*Sedimentologija karbonata i evaporita*, 2001). Samostalni je autor jednog poglavlja u knjizi – monografiji (*Coated grains*) u izdanju *Springer-Verlag*-a (Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo), a kao suautor napisao je 26 poglavlja u knjigama međunarodnih nakladnika i međunarodnih znanstvenih asocijacija.

Kao samostalni autor ili u suautorstvu objavio je 132 znanstvena rada, od čega 29 radova u časopisima koje referira Current Contents i znanstvenim časopisima s međunarodnim uređivačkim odborom i međunarodnom recenzijom koji su citirani u sekundarnim publikacijama, 23 rada u časopisima i publikacijama s priznatom domaćom recenzijom, 23 poglavlja u knjigama u izdanjima međunarodnih nakladnika i znanstvenih asocijacija, 9 poglavlja u knjigama (posebnim domaćim izdanjima – geološkim vodičima), 5 rada u zbornicima radova s domaćih znanstvenih skupova i kongresa, 20 radova u obliku sažetaka priopćenja na domaćim znanstvenim skupovima i kongresima, te 23 rada u obliku sažetaka s međunarodnih znanstvenih skupova i kongresa.

Dugogodišnji je znanstveno–stručni suradnik *Instituta za geološka istraživanja* u Zagrebu na projektima izrade *Osnovne geološke karte Republike Hrvatske 1:50.000*, kao i brojnih kompleksnih studija i znanstveno–stručnih projekata za potrebe *INA–Naftaplina* i *Energoinvesta* iz Mostara. Bio je konzultant i suradnik za sedimentološke i facijesne, posebice litofacijesne interpretacije više naftnih i plinskih polja i velikog broja dubokih istražnih bušotina, kako za potrebe *INA–Naftaplina* tako i stranih naftnih kompanija koje su imale koncesije za istraživanje jadranskog podmorja (*Chevron*, *Texaco*). Često je bio recenzent ili izvjestitelj za pojedine studije u *Ministarstvu gospodarstva*, član recenzentskih komisija za *Osnovnu geološku kartu SFRJ 1:100.000* i *Osnovnu geološku kartu RH 1:50.000*, te recenzent za pojedine znanstvene projekte koje je financiralo *Ministarstvo znanosti Republike Slovenije*, kao i *Ministarstvo znanosti i tehnologije Republike Hrvatske*.

Bio je član uređivačkog odbora *Geološkog vjesnika*, predsjednik *Znanstvenog vijeća za naftu HAZU*, a sad je član uredništva časopisa *Geologia Croatica* i slovenskog časopisa *Geologija*, te član *Matičnog povjerenstva za polje geologije i geografije područnog vijeća za prirodne znanosti pri Ministarstvu znanosti, obrazovanja i športa Republike Hrvatske*. Aktualni je predsjednik Hrvatskog nacionalnog odbora za *Međunarodni program geološke korelacije IGCP UNESCO*-a (*International Geological Correlation Programme*) pri HAZU.