

Петрологија седиментних стена
Проф. др Милко Протић

Проф. др Јован Орбатовић
Проф. др Стеван Кривошеја
Проф. др Милосав Јовановић

мирко протић

ПЕТРОЛОГИЈА СЕДИМЕНТНИХ СТЕНА

Универзитет у Београду
Геолошко-географски факултет
Београд, 1984

Београд, 1984
Београд, 1984

Проф. др Мирко Протић
ПЕТРОЛОГИЈА СЕДИМЕНТНИХ СТЕНА

Рецензенти:

Проф. др Јелена Обрадовић
Проф. др Стеван Карамата
Проф. др Милес Терзић

Издаје:

Рударско-геолошки факултет
ООУР група за минерологију, кристалографију,
петрологију и геохемију.
Београд, Ђушина 7.

Решењем ректора Београдског универзитета
бр. 1923/1-15. од 13. 07. 1984. године, на
предлог комисије за публикације Београдског
универзитета, ова књига је одобрена као
уџбеник.

Тираж: 500 примерака

Штампа: Завод за графичку технику
Технолошко-металуршког факултета
Београд, Карнегијева 4. *0015

© Сва права задржава издавач

Београд, септембра 1984. год.

ПРЕДГОВОР

Уџбеник ПЕТРОЛОГИЈА СЕДИМЕНТНИХ СТЕНА намењен је првенствено студентима смера за петрологију и геохемију Рударско-геолошког факултета у Београду. Изложена материја може корисно да послужи и геолозима различитих профила који се у практичном или студијском раду сусрећу са седиментним стенама.

Прво издање уџбеника под називом ПЕТРОГРАФИЈА СЕДИМЕНТНИХ СТЕНА појавило се 1961 године. Ово друго издање је знатно измењено и допуњено. Аутора тежња је била да изнесе главне поставке које се односе на постанак, грађу и састав седиментних стена. Приказ процеса и средина стварања дат је најпре у општим цртама, а код сваке значајније групе седиментних стена поред грађе и састава дискутовано је посебно питање дијагенезе и средина стварања. Указано је на стручну литературу по часописима и на монографске приказе које истраживач треба да консултује по низу питања.

За корисне примедбе дате на текст рукописа уџбеника аутор се захваљује професорима универзитета Др. Јелени Обрадовић, Др. Стевану Карамати и Др. Милеси Терзић.

Заслуга за графичку опрему слика у тексту припада Јовану Келићу и Оливери Мудроњи.

Аутор

САДРЖАЈ

Предговор	1
УВОД	4
1. ПРОЦЕСИ И СРЕДИНЕ СТВАРАЊА	4
ПРОЦЕСИ	4
Распадање	4
Пренос	8
Таложње	12
Дијагенеза	16
Утицај климе на процесе	21
СРЕДИНЕ СТВАРАЊА	23
2. ЗНАЧАЈ ТЕКТониКЕ	27
3. ПОДЕЛА	31
4. КОНГЛОМЕРАТИ И ПЕШЧАРИ	34
ТЕКСТУРА	35
Слојевитост	35
Текстурни облици	38
Деформационе текстуре	43
СТРУКТУРА	44
Величина зрна	45
Облик и заобленост	49
Површинске структуре	52
Распоред и међусобни однос састојака	53
Порозност	55
КОНГЛОМЕРАТИ	57
ВРСТЕ	58
СРЕДИНЕ СТВАРАЊА	59
ПЕШЧАРИ	62
САСТАВ	62
ПОДЕЛА И ВРСТЕ	68
Аркозе	69
Субаркозе	71
Литаренити	71
Кварцаренити	72
Грауваке	73
ДИЈАГЕНЕЗА	75
СРЕДИНЕ СТВАРАЊА	79
Континенталне средине	79
Прелазне и маринске средине	84

5. АЛЕВРОЛИТИ	93
6. ГЛИНЕ И ГЛИНЦИ	96
ТЕКСТУРА	97
САСТАВ	98
ВРСТЕ	102
Глине	102
Глинци	103
Црни шкриљци	104
Уљани шкриљци	105
Лапорци	106
ДИЈАГЕНЕЗА	108
СРЕДИНЕ СТВАРАЊА	111
Континенталне средине	111
Прелазне и моринске средине	115
7. ПИРОКЛАСТИЧНЕ СТЕНЕ	118
СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА	119
САСТАВ	120
ПОДЕЛА И ВРСТЕ	122
ДИЈАГЕНЕЗА	126
8. КРЕЧЊАЦИ И ДОЛОМИТИ	127
ТЕКСТУРА	128
Слојевитост	128
Текстурни облици	128
СТРУКТУРА	131
Порозност	133
САСТАВ (САСТОЈЦИ)	133
ПОДЕЛА	140
ВРСТЕ КРЕЧЊАКА	143
Интраспаритски и интрамикритски кречњаци	144
Биоспаритски кречњаци	145
Биомикритски кречњаци	146
Оолитски кречњаци	147
Пелетски кречњаци	147
Микритски кречњаци	148
Биолитити	149
ДИЈАГЕНЕЗА	149
Дијагенеза без промене састава	149
Доломитизација	152
СРЕДИНЕ СТВАРАЊА	157
Прелазне и плитководне моринске средине	159
Дубоководне моринске средине	166
Континенталне средине	167

9. СИЛИЦИЈСКЕ СТЕНЕ	169
САСТАВ	169
ВРСТЕ	171
Рожнаци	171
Радиоларити	174
Дијатомити	174
Јасниси и лидити	175
СРЕДИНЕ СТВАРАЊА	176
10. ГВОЖЂЕВИТЕ СТЕНЕ	178
САСТАВ	179
ВРСТЕ	180
11. ЕВАПОРИТИ	185
ВРСТЕ	185
СРЕДИНЕ СТВАРАЊА	187
Прелазне средине	187
Континенталне средине	190
12. ФОСФАТНЕ СТЕНЕ	191
САСТАВ	191
ВРСТЕ	192
13. УГЉЕВИ	194
САСТАВ	195
ПОДЕЛА	196
Л и т е р а т у р а	199

109	109	109
110	110	110
111	111	111
112	112	112
113	113	113
114	114	114
115	115	115
116	116	116
117	117	117
118	118	118
119	119	119
120	120	120
121	121	121
122	122	122
123	123	123
124	124	124
125	125	125
126	126	126
127	127	127
128	128	128
129	129	129
130	130	130
131	131	131
132	132	132
133	133	133
134	134	134
135	135	135
136	136	136
137	137	137
138	138	138
139	139	139
140	140	140
141	141	141
142	142	142
143	143	143
144	144	144
145	145	145
146	146	146
147	147	147
148	148	148
149	149	149
150	150	150
151	151	151
152	152	152
153	153	153
154	154	154
155	155	155
156	156	156
157	157	157
158	158	158
159	159	159
160	160	160
161	161	161
162	162	162
163	163	163
164	164	164
165	165	165
166	166	166
167	167	167

УВОД

Седиментне стене су геолошке творевине површинског дела Земљине коре, постале под условима ниске температуре и ниског притиска од продуката распаѓања других стена, хемијским путем као и посредством организама. У њиховом саставу некад учествују и продукти вулканске активности.

Седиментни омотач чини око 5 % запремине Земљине коре и 0.1 % запремине целе Земље. Његова средња дебљина износи 1,9 км. на континентима и 0,3 км у океанским басенима.

Од седиментних стена највише су распрострањене у Земљиној кори пелитске (глине, глинци, алевролити), псамитске (пескови, пешчари) и карбонатне (кречњаци, доломити) стене. Претпоставља се да оне чине нешто изнад 95 % свих седиментних стена. Више аутора је покушало да одреди релативну заступљеност поменутих врста стена, полазећи било од геохемијских прорачуна или од мерења процентуалне запреминске заступљености у стратиграфским профилима. Резултати се међусобно не слажу, али показују у свим случајевима јасну доминацију пелитских стена, нарочито по геохемијским прорачунима (чак до 83 %). Међусобни однос заступљености пешчара и кречњака је уједначен са тенденцијом, по неким ауторима, малог преовлађивања пешчара над кречњацима у укупној заступљености у Земљиној кори.

Петрологија седиментних стена је геолошка дисциплина која се бави проучавањем састава, текстуре и структуре седиментних стена као и преображаја у току стварања као и доцније, са циљем да реши место и услове њиховог постанка. При томе се служе различитим методама теренског и нарочито лабораторијског испитивања.

Теренско испитивање обухвата геолошка опажања и мерења, одредбу литолошке природе стена, издавајање јединица (пакети, секвенце) као и сакупљање примерака (узорака). Лабораторијским испитивањима одређује се детаљно природа, састав, структура и особине стена. При томе се користе разноврсне методе, што је предмет посебног курса.

Својим проучавањима Петрологија седиментних стена омогућава решавање читавог низа проблема везаних за седиментне стене као што су природа, постанак и распрострањење њихово и доприноси решавању многих практичних проблема везаних за ове стене при истраживањима за нафту, експлоатацији минералних сировина, инжењерско-геолошким испитивањима.

У решавању поменутих задатака Петрологија седиментних стена користи се и резултатима осталих геолошких дисциплина као и других наука.

Седиментне стене су дуго времена посматране од стране геолога као делови седиментних формација и као творевине у којима се могу наћи остаци некадашњег живог света. Детаљнија одредба састава, порекла материјала као и услова под којима се оне стварају није се вршило све до половине прошлог столећа. Увођењем поларизационог микроскопа у петрографију, што је учинио Х. Сорби (Sorby) 1850 године, чиме је дошло до наглог преокрета у развоју петрографије уопште, омогућено је одређивање ситних честица минерала у седиментима и стенама. Сорбијеви радови "Текстура и постанак кречњака" из 1879 и "Текстура и постанак некарбонатних стратификованих стена" из 1880 године представљали су основе за начин испитивања седиментних стена.

У току времена уводе се нове методе и број идентификованих минерала у седиментима и седиментним стенама се увелико повећава. Развија се и метода гранулометријске анализе. Испитивања омогућују да се говори о пореклу материјала односно матичним стенама и о правцима приноса материјала.

Врло велики значај у проучавању седиментних стена имала су дела Л. Кајеа (Cauelux) и то нарочито "Увод у проучавање седиментних стена" из 1916 године, и монографије о седиментним стенама Француске "Силицијске стене" (1929) и "Карбонатне стене" (1930). Истича се и значај испитивања гешких минерала, нарочито за корелацију. Основни приручник за проучавање детритичних минерала пескова постаје "Увод у седиментну петрографију" Х. Милнера (Milner) из 1922 године, доцније доживео више издања (као "Петрографија седиментних стена").

После I Светског рата, нарочито из економских разлога односно потребе за корисним сировинама, што су седиментне стене највећим делом и то било као такве или као носиоци корисних материја, петрографија седиментних стена се афирмише као самостална научна дисциплина. Појављују се широке потребе за испитивањима којима се она бави. Систематска испитивања једне серије наслага обухватала су решавање питања постанка седимената и стена, укључујући ту

не само идеје у погледу матичне стене која је дала материјал за исте већ и концепције о начину преноса и таложења материјала, природу средине и друго. Током низа година испитивање седиментних стена губи чисто дескриптивни карактер, што је био разлог да се у западним земљама назив петрографија замени називом петрологија (седиментних стена).

Последњих деценија проучавања седиментних стена се знатно проширују и продубљују, нарочито у вези са начинима, условима и срединама стварања. Посебно се осетила потреба за класификацијом, првенствено псамитских и карбонатних стена, на чему је много рађено. Резултати су нарочито видни ако се узму у разматрање бројни специјални часописи који се баве проблематиком седиментних стена, као и монографије посвећене одређеним групама седиментних стена или њима у целини.

Тумачењу стварања седиментних стена у геолошкој прошлости доприносе и резултати проучавања данашњих седимената на копну и нарочито, у морима. Познавање ових творевина умногоме је употпуњено благодарећи испитивањима која су вршила специјалне експедиције. Тако су већ крајем прошлог века испитивани океани и многа мора, при чему је поред осталог утврђено широко распрострањење на дну океана различитих муљева и теригених седимената. Посебно се истичу резултати које је постигла експедиција на енглеском броду Челинџер почев од 1872 године. На проучавању седимената морског дна и његових средина нарочито интензивно се радило после Другог светског рата. Значајни резултати су постигнути пројектом "Мохо", започетим 1960 године, који је обухватио систематско бушење седимената морског дна. Пројектом дубоког бушења дна океана и мора до сада је избушено преко 400 бушотина на дну Тихог, Атлантског и Индијског океана, Карибског и Средоземног мора, као и Мексичког залива, којим је пресечен седиментни покривач испод кога је базалтски слој. Показало се да се на дну океана налазе седименти терцијара, креде и горње јуре. Интересантно је при томе било откриће да се у горњем слоју налазе седименти, сачувани талози из ранијег геолошког доба, а не чврсте седиментне стене.

1. ПРОЦЕСИ И СРЕДИНЕ СТВАРАЊА

Стварање седиментних стена врши се деловањем различитих процеса физичке, хемијске и биохемијске природе, више или мање узајамно повезаних, кроз дуги временски период.

Путем распадања, преноса и таложења материје пореклом од већ постојећих стена и некад посредством организама, стварају се седименти на земљиној површини. Очвршћавањем седименти добијају нове црте у грађи и постају стене. Ово и други преображаји, обухваћени општим именом дијагенеза, трају и када стена доспе у мању или већу дубину. Изложене дејству већег притиска и температуре седиментне стене прелазе у метаморфне.

Постанак седиментних стена везан је за различите средине, чијем познавању се последњих деценија поклања велика пажња.

Тумачења како процеса тако и средина стварања заснивају се на запажањима и законитостима до којих се долази сазнањима како се ти процеси одвијају данас, на поставкама о приликама које су владале на земљиној површини у геолошкој прошлости, као и на обележјима које показују саме седиментне стене.

ПРОЦЕСИ

Р а с п а д а њ е

Распадање стена на земљиној површини врши се под утицајем дејства воде, ваздуха и организама. Обим у коме се то обавља и природа продуката распадања зависе од матичне стене, рељефа и климе.

Распадање може бити физичко и хемијско. При физичком распадању или декомпозицији долази до комадања и ситњења стена, док се при хемијском распадању стене, односно њени састојци, разлажу и стварају се нова једињења и минерали. У многим случајевима оба ова процеса се врше упоредо и стоје у тесној вези са животном активношћу организама и продуктима њиховог разлагања, при чему нарочито велику улогу играју микроорганизми.

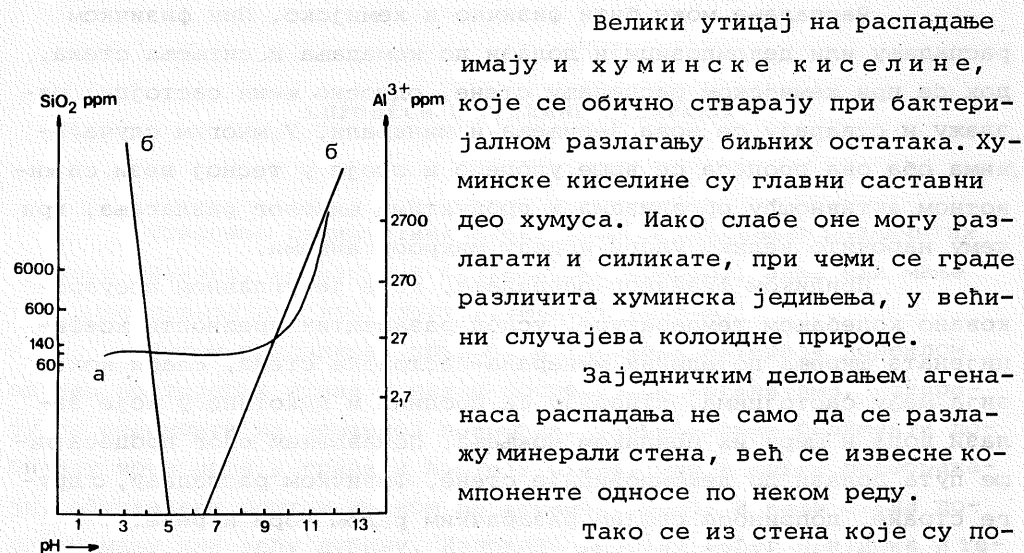
Приликом физичког распадања, које је углавном проузроковано колебањем температуре, услед различитих вредности коефицијената ширења појединих минерала-састојака стена, слаби кохезија међу састојцима, стварају се прслине и пукотине у које залази вода и шири их приликом мржњења. Понављањем овог процеса више пута долази до декомпозиције стене. Физичком распадању, с друге стране, доприносе својим разарачким радом мора и реке.

Главни агенси хемијског распадања су: кисеоник, угљендиоксид и вода. Велико дејство некад имају и органске киселине.

Под дејством к и с е о н и к а, раствореног у води и знатно мање из ваздуха, разлажу се минерали који садрже једињења двовалентног гвожђа и мангана и неких других елемената, сулфиди и органска једињења. Воде засићене са CO_2 растварају десет пута веће количине карбоната у поређењу са водама сиромашним у овоме. Угљена киселина, с друге стране, извлачи катјоне из силиката при чему се стварају карбонати, који затим бивају изнесени из области распадања.

В о д а је врло значајан фактор хемијског распадања извесног броја минерала, нарочито хлорида, сулфата, карбоната. Сем тога њено хемијско дејство се манифестује и у вези са садржајем у њој слободних јона H и OH (слаба дисоцијација). Уколико је температура виша дисоцијација је јача а тиме и њено активно дејство.

Знатног утицаја на растворљивост може да има концентрација водоникових јона у раствору, која се изражава вредношћу pH . То може да се види на примеру силиције и алуминије (Сл.1). Тако испод pH 4 хидроксид Al је врло растворљив а Si много мање. Од pH 4 до pH 9 силиција се мало више раствара док је алуминија практично нерастворљива. Резултат тога је да се под тим условима силиција преноси а алуминија таложи.



Сл. 1.- Растворљивост силиције (а) и хидроксида алуминијума (б) риди и сулфати; затим, уз узајамно деод зависности од pH.

јство угљене киселине и воде из силиката се излужују катјони (Ca, Na, Mg, K) који, пошто стварају соли слабих киселина, условљавају алкалну реакцију раствора и преводе у мобилно стање део силиције. Изношење силиције је карактеристично за следећи стадијум разлагања стена. На крају, на месту распадања стена остају само сесквиоксиди Fe и Al (стварање латерита). Просечно узев ред по коме се поједини оксиди губе при распадању по Голдичу (Goldich, 1938) био би следећи: Na_2O , CaO , MgO , K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 .

Отпорност (стабилност) различитих минерала и стена према распадању није иста. При томе се мисли првенствено на хемијску а не механичку отпорност. Ако постоји изванредан ред по коме се одређени оксиди губе током распадања, исто тако и минерали у којима се они јављају као састојци су стабилни у различитој мери. Уопште се може рећи да су бојени минерали мање стабилни него фелдспати, а међу овим последњим да су калијски фелдспати стабилнији од натријских.

Многи аутори су покушавали да одреде релативну стабилност минерала у земљишту и седиментима. Голдич је установио на ос-

Велики утицај на распадање имају и хуминске киселине, које се обично стварају при бактеријалном разлагању биљних остатака. Хуминске киселине су главни саставни део хумуса. Иако слабе оне могу разлагати и силикату, при чему се граде различита хуминска једињења, у већини случајева колоидне природе.

Заједничким деловањем агена-наса распадања не само да се разлажу минерали стена, већ се извесне компоненте односе по неком реду.

Тако се из стена које су подлегле распадању најпре удаљују хло-

нову резултата испитивања више профила земљишта тзв. "серије минералних стабилности", које су идентичне по редоследу минерала са Бовеновим реакционим серијама Fe-Mg минерала и плагиокласа, са напоменом да се, што је разумљиво, интерпретирају на други начин. На основу овога у првој серији као најнестабилнији јавља се оливин, а у другој Ca - плагиоклас, оба први чланови реакционих серија.

Како се понашају поједини минерали при распадању? Фелдспати прелазе у хидролискуп (илит), каолинит или монморијонит; кисела средина потпомаже стварање каолинита а алкална монморијонита. Од орто- и матасиликата разлагањем се стварају најпре хлорити и хидролискупни (илит), а затим монморијонит (нонтронит); последњи минерал је нарочито карактеристичан као продукт разлагања ултрабазичних стена. При даљем распадању долази до стварања минерала хидроксида Fe, каолинита и крајњег продукта оксида алуминијума.

Кварц се одликује великом отпорношћу према распадању, због чега је широко распрострањен у седиментним стенама; сем механичког трошења, подлеже незнатном растварању и замењивању. У старој кори распадања кварц се јавља релативно често као неотворевина у вези са миграцијом силиције; чешћи су међутим опали калцедон. Прелаз опала у калцедон врши се различитом брзином (по Гинзбургу од неколико година до десетине милиона година).

Проучавана је исто тако и стабилност тзв. тешких минерала, при чему се могло констатовати нпр. да су рутил, циркон и турмалин врло отпорни према распадању, док су у мањој мери то стауrolит и гранат. Минерали сулфиди су врло неотпорни према распадању. Спорије од других се разлажу пирит и галенит, али се не могу сачувати при преталожавању.

Структура остатака распадања зависи од природе матичне стене, врсте и ступња распадања. Дезагрегацијом крупнозрне стене добија се крупнозрни песак слабо сортиран. Ако је хемијско распадање имало већег удела, претежни део материјала биће величине праха и глине.

Распадање захвата стене до различите дубине од земљине површине, што зависи од нивоа подземне воде и пукотина у стенама.

Дубина докле допире хемијско распадање одређена је поред осталог нивоом подземне воде. Кишница која понире кроз површинске слојеве засићена је кисеоником. У дубљим хоризонтима вода постепено губи кисеоник и обогаћује се солима. Још дубље, по правилу подземна вода нема више слободног кисеоника, тако да њен ниво представља уједно и доњу границу оксидационе зоне.

Јасни трагови распадања могу се уочити до дубине 30-60 m а некада и знатно више (дубина латеритске коре распадања може достићи и 200 m).

Продукти распадања могу дуго времена остати на месту свог постанка, преносе се (преталожавају) недалеко од места постанка или преталожавају у језерске и маринске басене.

П р е н о с

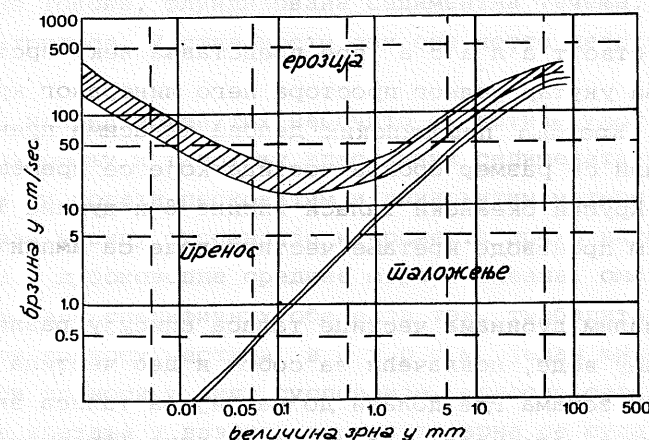
Материјал створен распадањем стена на земљиној површини преноси се водом, ветром или ледом до места таложења. Постоји и пренос дејством силе гравитације, али је он ограниченог значаја. Понашање честица при преносу подлеже одређеним законитостима, чиме се баве посебне гране физике и динамике. За време преношења материјал је подложен променама као што су редукција у величини фрагмената и зрна, заобљавање и др. Све те промене зависе делом од начина и дужине преноса.

На копну нарочито велику улогу имају текуће воде. Бујични потоци и реке носе много седиментног материјала и то некад далеко од места где је он створен. Они могу сабрати материјал са велике површине области ерозије.

Речни токови премештају седиментни материјал у виду суспензије, вучењем по дну (котрљање) и као растворену материју у води. Није могуће повући јасну границу између материјала вученог по дну и преношеног у виду суспензије. Врста транспорта између ова два поменута начина при којој се честице преносе у кратким скоковима назива се с а л т а ц и ј а; карактеристична је за пренос честица ваздушним путем.

Приликом преноса највише промена подноси материјал ношен по дну. Тај материјал постаје све ситнији а зрна све више заобљена. Ситњење шљунка и песка које реке носе приписује се најпре дејству абразије а затим и другим процесима који доводе до редукције у величини. Абразија не зависи само од величине присутних фрагмената и зрна већ и од трајања тог процеса, затим од абразионе отпорности материјала и интензитета акције (брзина тока). Што се тиче отпорности треба рећи да током преноса долази до прилично брзог елиминисања мање стабилних стена (кречњаци, глинци) насупрот фрагментима и зрнима отпорних стена (рожнац, кварцит, жични кварц), који самим тим постају и релативно више заступљени.

Односи између величине зрна и брзине тока нису једноставни. Њих је поред осталих проучавао Хјулстрем. Као што се из дијаграма овог аутора види (Сл.2) величина материјала који се покреће са дна није увек пропорционална брзини тока, што је случај са честицама испод 0,1 mm (углавном честице праха и глине). Један од фактора који отежава ерозију ових последњих је кохезија.



Сл.2.- Хјулстромов дијаграм са приказом односа брзине тока и процеса ерозије, преноса и таложења кварцних зрна са равног слоја у води дубине 1 m.

Систематско смањење средње величине фрагмената и зрна идући низ реку није само последица абразије већ и прогресивног

сортирања материјала. Ово последње се може повезати са смањеном способношћу за преношење агенса преноса (вода, ветар).

Фрагменти и зрна при кретању подлежу прогресивној промени заобљености и облика. Експериментална проучавања на песку и шљунку су показала да заобљеност оваквог материјала расте са дужином пређеног пута; у почетку је побољшање заобљености изразитије, доцније оно бива све слабије. При томе се зрна песка много спорије заобљавају него фрагменти шљунка.

Поред ситњења и заобљавања материјала долази и до промене у његовом саставу. Зрна мекших и трошних минерала (услед цепљивости нпр.) постепено се елиминишу тако да долази до обогаћења у садржају отпорних зрна. Међутим треба узети у обзир да до промена у саставу може да дође и из других разлога (селективно сортирање, разблаживање минералима из новог извора и др.). Све ово треба имати у виду приликом корелације.

У воденим басенима премештање кластичног материјала се врши углавном под утицајем променљивог кретања воде а не поступно као у рекама. Идући од обалске линије према дубини премештање фрагмената и зрна стоји у зависности од дејства таласа, струја и токова.

Дејство таласа пре представља неку врсту турбулентног кретања унутар једног простора него линераног кретања у једном правцу. Кретања површинских делова таласима преносе се у дубље делове али се размер орбита честица које се премештају знатно умањује. Крупни океански таласи висине 8 и дужине 150 m, на дубини од 150 m производе кретање честица воде са амплитудом од свега 16 mm.

У малим дубинама честице таласа описују различите путање при кретању воде, повлачећи за собом и део честица које се налазе на дну. У зонама где долази до разбијања таласа знатно бољи су и сортираност материјала и заобљеност зрна (фрагмената).

Ако је вода узбуркана знатан део плитководних седимената откривених у морима до дубине 30-50 m често се узмућује, што отежава формирање хоризонталне ламинације.

У приобалској зони великих басена кластичан материјал се премешта не само управно на обалу већ и дуж ње. Ово се објашњава

тиме што гребени таласа нису потпуно паралелни са обалском линијом, тако да се кластичан материјал не премешта строго управно на обалу. Даљина до које се материјал може премештати може да буде врло велика. Тако је забележено премештање рожначког шљунка из креде Енглеске у Холандију на удаљење веће од 500 km. Премештањем фрагменти и зрна кластичног материјала се троше и заобљавају.

Марински седименти преносе се сем путем таласа и струјама. Карактер оваквог преноса битно се не разликује од преноса кластичног материјала рекама. Океанске струје преносе обично материјал у раствору или суспензији, мање кластичне честице са дна. Релативно скорија запажања указала су на постојање на дну данашњих океана трагова таласања и других текстурних облика створених дејством струја.

Значајну улогу у преносу кластичних седимената у воденим басенима имају тзв. гравитациони или седиментни токови. Они су састављени од седимената или мешавине седимената и течности, који се крећу низ падину под дејством теже (Middleton and Hampton, 1973). На основу природе механизма који подржава седиментни материјал у суспензији поменути аутори разликују: турбидне токове, флуидизована седиментна течења, течења зрна и течења детритуса. У стварности сви они често дејствују комбиновано.

Од напред поменутих нарочито се истиче улога турбидних токова у разношењу и таложењу кластичних седимената у воденим басенима. Они су богати песковитим и глиновитим материјалом који се у њима налази у виду суспензије и премешта преко нагнутог дна из плитководне у дубоководне средине мора и океана, омогућавајући стварање наслага специфичних обележја тзв. турбидита.

При преносу честица ветром један њихов део се копрља а други преноси у виду суспензије, односно салтације. Због веће брзине кретања у ваздуху песковита зрна се сударају и тару једно о друго јаче него у води при чему се заобљавају и задобијају мат површину. Због знатно мање густине ваздуха него воде, способност ношења честица ветром је око 300 пута мања него воде при истој брзини кретања. Међутим брзина ветра може да у великој

мери превазиђе брзину кретања коју има вода, чиме се повећава његова способност преношења честица песка и праха.

Т а л о ж е њ е

Таложењем из воде или ваздуха сакупља се седиментни материјал од кога ће затим постати стена. Из воде се таложи к л а с т и ч а н материјал, затим материја која се налази у виду ј о н с к и х (п р а в и х) или к о л о и д н и х р а с т в о р а. Овом још треба додати и сакупљање остатака организама и органску материју. Из ваздуха се таложи само кластичан материјал.

Док кластичне стене носе у себи црте које су њени састојци задобили при распадању и преносу материјала, са додатком оних обележја које им је дала средина у којој су стваране, стене хемијског и биохемијског начина постанка непосредно су одраз прилика средине таложјења.

Таложјење ситних кластичних честица потчињено је Штоксовом (Stokes) закону израженом формулом:

$$V = \frac{2(d_1 - d_2) g r^2}{9\eta}$$

V = брзина таложјења сферичних честица у cm/sec, d_1 = специфична маса честица, d_2 = специфична маса течности (воде), g = убрзање, r = пречник честица, η = вискозитет течности (воде).

Штоксов закон добро одговара за ситне честице (0,001–0,1 mm), док за честице пречника > 0,1 mm брзине таложјења су знатно мање него што произилази из Штоксове формуле. За честице крупније од 0,1 mm тачнији резултати се добијају применом једног другог закона чију формулу је дао Руби (Rubey).

Брзина падања честица зависи и од њихове специфичне масе, у вези са чиме се зрна неједнаких величина а различите специфичне масе могу таложити истом брзином. Тако се нпр. заједно са кварцом могу таложити истом брзином зрна магнетита која су нешто испод 1/3 мањег пречника од њега.

Због тога је што је ваздух знатно мање густине од воде, честице песка ће се у таквој средини таложити брзином која је 30–50 пута већа од брзине таложјења у води. Због мале густине ваздуха долази такође до промене у односу брзина таложјења зрна различитих специфичних маса. Разлика у величини зрна тешких и лакших минерала који су се таложили истом брзином, при таложјењу у ваздуху је нешто мања него у води.

До таложјења материјала из јонских (правих) раствора долази када се пређе граница растворљивости одређене компоненте. На њу утичу различити фактори средине; некад се врши посредством организама.

Растворљивост главних састојака седиментних стена хемијског постанка варира у врло великим границама; док се растворљивост једних мери деловима mg на литар, друга једињења се могу растварати у 1 l воде у количини од неколико стотина g.

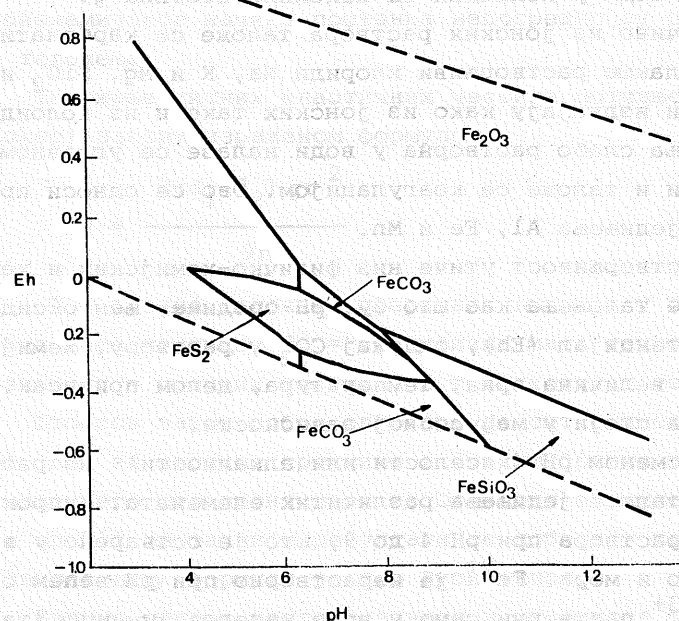
Искључиво из јонских раствора таложје се карбонати и сулфати Ca и још лакше растворљиви хлориди Na, K и Mg. SiO₂ и фосфати преносе се и издвајају како из јонских тако и из колоидних раствора. Једињења слабо растворна у води налазе се углавном као колоидни раствори и таложје се коагулацијом. Ово се односи првенствено на оксидна једињења Al, Fe и Mn.

На растворљивост утиче низ физичко-хемијских и хемијских фактора средине таложјења као што су: pH средине, њен оксидационо-редукциони потенцијал (Eh), садржај CO₂ у раствору, хемијски састав раствора, величина зрна, температура, делом притисак. Већина ових фактора стоји у међусобној зависности.

Са променом pH (киселости или алкалности) из раствора се сукцесивно таложје једињења различитих елемената. Хидроксид Al издваја се из раствора при pH 4 до 9, што је остварено у водама како копна тако и мора. Fe²⁺ је нерастворно при pH већем од 7–8, док су јони Fe³⁺ растворни само у врло киселој средини (такве воде у природи су ретке) и издвајају се из раствора већ при pH око 3. Са повећањем pH средине таложјења знатно се смањује растворљивост карбоната. На издвајање лако растворних сулфата и хлорида, међутим, величине pH (као и Eh) практично не утиче; њихово одво-

јено таложење условљено је различитом растворљивошћу при разним температурама.

Уопште узев седименти се таложе било под оксидационим (аеробним) или редукционим (анаеробним) условима. Мера оксидационог капацитета средине је оксидационо-редукциони потенцијал (Eh). Указивање на прилике средине таложења пружају одређени минерали чија стабилност под различитим вредностима Eh је позната. Колики значај имају Eh и pH, утичући на природу минерала који ће се таложити, може се најбоље видети на примеру минерала гвожђа (Сл.3). Хематит (Fe_2O_3) се таложи и најстабилнији је под оксидационим условима (Eh позитивно), сидерит (FeCO_3) се ствара под умерено редукционим условима, док ће се пирит (FeS_2) таложити под умереним до јаким редукционим условима (Eh негативно).



Сл.3 Поље стабилности хематита, сидерита, пирита и феро силиката гвожђа. Односи Eh и pH на 25° и притиску од 101325 Pa у присуству воде (Гринсмит, 1978).

На основу концентрације водоникових јона (pH) и вредности оксидационо-редукционог потенцијала Теодорович (1958) разликује 6 субакватичних геохемијских фација. То су: јако редукциона или сулфидна, редукциона (карбонат и сулфид Fe), слабо редукциона (сидерит и шамозит), неутрална (лептохлорити, сидерит, хематит), слабо оксидна (глауконит и оксидисани лептохлорити) и оксидна (оксиди и хидроксиди Fe) фација.

Таложење CaCO_3 хемијским путем без удела органске материје може се остварити у природи на више начина. Углавном је потребно да постоје услови за ослобађање CO_2 из воде у којој се налази калцијум-карбонатна материја у виду бикарбоната. До тога може да дође: порастом температуре, опадањем притиска или услед узбурканости воде у плитководним деловима басена. Даље, таложење CaCO_3 може да се врши приликом испаравања и повећања салинитета морске воде.

Таложење CaCO_3 из нормалне морске воде врши се врло тешко уколико раствор у коме се ова материја налази није презасићен. Таложење CaCO_3 неорганским путем спречава и присуство у морској води велике количине магнезијумових јона (око 1300 ppm). Ако се у основну ћелију калцита угради нека релативно већа количина магнезијума, стабилност оног минерала ће опати и то некад дотле да ће се он растворити чим се образује.

Хемијски састав раствора такође може да утиче на растворљивост односно таложење. Тако у заједничком раствору неколико соли растворљивост једне се смањује у присуству друге, растворљивије соли, ако обе садрже заједнички јон и обратно, повећава се у присуству друге соли са којом нема заједнички јон (Нернстов закон).

Таложење материја које се налазе у виду колоидних раствора врши се коагулацијом. Колоидне честице (величине 0,1 до 1 μm) као и оне које су нешто крупније, карактеришу се позитивним или негативним набојем. Сама коагулација може да се изврши на различите начине. Тако до ње долази при мешању колоидних раствора са честицама различитог знака, као нпр. мешањем колоидних раствора са честицама SiO_2 (у једном) и хидрата Al (у другом). Често се тај процес врши у вези са додатком електролита, при чему је потребно да концентрација електролита пређе извесну

минималну количину; у природи је то остварено у широким размерама при мешању слане (морске) и слатке воде. У другим случајевима њихово таложење је условљено испаравањем, дејством радиоактивних еманација и др.

Колоидни раствори су различито стабилни према коагулацији. Материја која се издваја из стабилнијих, хидрофилних колоидних раствора, гради гелове. У извесним случајевима, као нпр. трешењем, гелови могу поново прећи у колоидни раствор и да постану течни (тиксотропија). После таложења гелови очвршћавају, ослобађају воду и прекристалишу (нпр. опал у калцедон).

Жива материја има способност да извучи из раствора материје које се у њима налазе, некад у незнатним концентрацијама, и да их сакупља у неким и чврстим (скелетним) деловима. На овај начин извесни састојци се концентришу до више стотина па и до хиљаду пута више него што их има у раствору. Овим се ремети ред издвајања растворених материја из раствора дефинисан одређеним законима и стварају се наслаге органогених седимената.

Брзина којом се материјал таложи (брзина седиментације) варира у широким границама. Она се креће од испод 3 mm/1000 год. (дубокоморске црвене глине) до неколико метара годишње (веће делте). Испод Бахаме плитководни карбонатни седименти дебљине преко 2500 m сакупљали су се почев од креде просечном брзином од неких 23 mm/1000 год. (Блат и др. 1980). Таложење, као и тектонско издизање, има често пулзирајући карактер - периоди таложења смењују се са периодима слабог или никаквог таложења, па чак и ерозије. Брзина таложења може да буде условљена приликама средине, приливом материјала и брзином спуштања.

Дијагенеза

Сакупљени материјал на дну водених басена подлеже извесном преображају у погледу грађе и састава и постепеним очвршћавањем прелази у стену. Процеси који доводе до физичких и хемијских промена у седименту од момента таложења а затим у стени до

стадијума распадања или метаморфизма, означавају се именом дијагенеза. Неки аутори разликују рану дијагенезу или сингенезу и касну дијагенезу; ова последња обухвата преображаје у самој стени.

Није увек могуће разликовати структурне, минералне и хемијске промене које су се извршиле у седименту док се још налазио на дну воденог басена од доцнијих промена.

Значајни процеси дијагенезе су: збијање честица (компакција), цементација, прекристализација, растварање једних и стварање других минерала. При томе у последњем случају долази и до промене првобитног минералног и хемијског састава.

Збијањем честица (компакцијом) смањује се укупна запремина (шупљина и чврстих састојака) једног седимента под дејством притиска седимената изнад. На компакцију кластичних седимената у басену таложења поред тога утичу још: минерални састав седимента, хемијски састав међупросторних флуида, структура. Схватање овог значајног процеса дијагенезе који доводи до очвршћавања, тражи познавање дејства поменутих чиниоца паралелно са утицајем који има притисак седимената изнад.

За време компакције и очвршћавања из седимената се истискују веома велике количине воде. Ово нарочито у случају глиновитих (муљевитих) наслага. У геосинклиналним басенима притисак седимената изнад може да достигне до 3000 kg/cm^2 и више. У почетним стадијумима компакције истерује се већина растворених соли присутних у међупросторним флуидима, који су ту били заробљени за време седиментације. Лабораторијска испитивања су показала да минерализација истиснутих раствора прогресивно опада са повећањем притиска седимената изнад.

При ослобађању воде и очвршћавању знатно се смањује дебљина глиновитих наслага; код седимената крупнијег зрна смањивање запремине је мањих размера.

Стварање цемента, материје хемијске природе која испуњава поре и шупљине између честица, омогућујући формирање чврсте стене, врши се у различитом времену постанка стене, при чему се за порекло материје не може увек наћи јасно решење.

По једној претпоставци силицијска или карбонатна цементна материја може водити порекло од метеорске воде која циркули-

ше између кластичних зрна, по другима то може бити конатна вода, која пак садржи још мањи проценат силицијске материје него претходна. Затим има мишљења да извор силицијске материје може бити сам слој некадашњег седимента сада стене. Цемент ове врсте у пешчарама неки аутори објашњавају као продукт растварања силиције са места где се зрна кварца или рожнаца додирују, која се потом таложи у шупљиницама. За карбонатни цемент се каже да може да произађе растварањем и поновним таложењем CaCO_3 материје љуштурса.

Прекристализација највише подлежу наслага истоврсног састава и изграђене од лако растворљивих минерала. Она је нарочито изражена код карбонатних, силицијских, сонних и глиновитих наслага. Сем величине зрна на њу утичу притисак и температура, док геолошко време не игра битнију улогу. При прекристализацији често се уништава фина слојевитост седимента.

У процесима ране дијагенезе знатну улогу може играти органска материја. Седимент, нарочито ако је глиновите природе, знатно је обогаћен водом, која заједно са органском материјом потпомаже развиће бактерија, а ове опет са своје стране утичу на промене физичко-хемијских прилика средине (рН, Ен, састав и концентрација материје у раствору) и на минерални преображај материје седимента. Геохемијски услови у седименту тиме постају другојачији од услова у води изнад дна. Средина у седименту обогаћена гасовима (NH_3 , CO_2 , Н и др.) постаје редукциона, тако да долази до редукције минералних једињења Fe, Mn и др.

Са повећањем количине органске материје редукциона зона се све више шири према површини и интензитет редукционих процеса у талогу расте. У песковитим седиментима који садрже незнатне количине органске материје, за време дијагенезе средина није редукциона, тако да се у њима могу сачувати оксидна једињења Fe.

Распоред ново створених минерала зависан је од физичко-хемијских услова у самом седименту, који може бити и једнаког гранулометријског састава. Интензивним преуређењем седимента извесне материје се концентришу на појединим местима. До преуређења, по Страхову, обично долази после стадијума стварања минерала, што се у почетку, док је седимент мало очврсно и док је у великој мери

обогачен водом, врши релативно брзо; са одлажењем воде и очвршћавањем миграција материје слаби.

Материјал дифузно растурен у седименту може да се раствара и креће према центрима где се преталожавала. Према Рамбергу, слободна енергија оваквог материјала је мања ако је овај сакупљен заједно у виду неколико сразмерно крупних сегрегација него ако је тај материјал скоро подједнако растурен у стени. Тако долази до дијагенетске сегрегације. Овим процесом омогућено је стварање конкреција, округластих тела која се по саставу разликују од седимента у коме се налазе. Тако нпр. концентracијом фосфата, првобитно више или мање равномерно растуреног у седименту, стварају се конкреције или грудве фосфорита у песковито-глиновитим наслагама.

Зрна кварца у слабо киселој средини могу се киндарно нарасти, што се може десити и са неким другим минералима, при чему задобијају правилан кристални облик.

Низ минерала под утицајем раствора који циркулишу унутар слоја могу да буду делимично растворени, односно кородовани. Није међутим увек јасно да ли је до тога дошло пре или после смештања у седимент; појава назубљених ивица пироксена и амфибола пре је ово друго, јер се таква зрна тешко могу да сачувају приликом преноса. Више аутора је давно запазило да број тешких минерала уочљиво расте уколико су стене у којима се ти минерали налазе геолошки млађе. Мада се то не може са сигурношћу тврдити, има доста вероватноће претпоставка да су геолошки старије седиментне стене изгубиле мање стабилне тешке минерале због присутних раствора који су циркулисали унутар слоја током геолошког времена.

Преображаји минерала, нарочито у доцнијим стадијумима, врше се замењивањем постојећих минералних материја. Материјал за замењивање може да води порекло из морске воде, из конатне воде у слоју, из вода које циркулишу или је истиснит из суседних слојева. Узрок могу да буду раствори који се крећу кроз поре у стенама. Више аутора истиче као важан фактор дифузију материје у растворима. Под погодним условима у току 1 милиона годи-

на на температури од 100° јони се могу кретати кроз стене на растојању од неколико km.

До замењивања у стени може доћи у врло ограниченим размерама, при чему се стварају само местимично нови, аутигени минерали, али оно може захватити и целу стену. Тако у алкалној средини долази до замењивања силицијске материје (кварц) калцијум-карбонатом, што се може запазити код неких пешчара али у сасвим ограниченој мери. Доломитизација је процес замењивања који може захватити део или целу стену (кречњак).

Процеси дијагенезе могу бити такве природе да доведу до концентрације корисних минералних материја. Постапак нафте из органске материје везан је такође за дијагенетске процесе.

Установљена равнотежа са средином може да се промени када стене доспу у већу дубину и преко њих се наталоже нове наслаге. То су преображаји који обично припадају позној дијагенези.

У случају када седимент претварајући се у стену доспева у све већу дубину, која може износити и више хиљада метара, дешавају се промене које стоје у вези: са повишењем притиска и температуре, са већим уделом минерализованих вода које заузимају место обичних вода, као и са променама pH и обично знатно сниженим оксидационо-редукционим потенцијалом.

Промене које се овом приликом врше односе се било на структуру или на састав стене. Што се тиче минерала на ове промене су нарочито осетљиви минерали глине.

У дијагенетској еволуцији стена обично се разликују три стадијума: почетни (пре потањања), интермедијарни (плитког потањања) и касни (дубоког потањања или претаморфни). Ови стадијуми могу бити прекинути, реактивирани или поремећени тектонским покретима.

С обзиром да процеси дијагенезе показују низ специфичности при стварању највише распрострањених седиментних стена - пешчара, глина, кречњака и доломита, то су посебно разматрани код сваке од поменутих група стена.

У т и ц а ј к л и м е н а п р о ц е с е

Клима има великог утицаја на природу и интензитет процеса распадања, пренос и таложење седиментног материјала. Као основне разликују се хумидна, аридна и нивална клима, свака са одређеним утицајем на горе поменуте процесе. При томе клима директно утиче на процесе стварања седиментних стена на копну, а не и у ободним морима и океанима, и то нарочито на ефикасност одређених процеса распадања, биолошке процесе и на распоред растворљивих материја. За океане се може рећи да имају посебну климу.

Х у м и д н а к л и м а, која се одликује преовлађивањем метеорских талоба над испаравањем и са температурама које дозвољавају постојање воде као такве тј. у течној фази, омогућава развој хемијских и хемијско-биолошких процеса распадања, који обично далеко преовлађују над процесима чисто физичког распадања стена. При томе главну улогу играју: јони водоника ослобођени при дисоцијацији, CO_2 и кисеоник, растворени у природним водама, као и органска материја.

Основни пренос материјала под хумидним климатским условима врши се рекама и то у свим видовима преноса. Таложење материјала обавља се у току преноса и у воденим басенима. Омогућена је већа концентрација низа елемената као: гвожђа, мангана, алуминијума, фосфора, затим стварање наслага угља, силицијских седимената, кречњака, и то како у копненим срединама тако и у периферним деловима мора.

Према Страхову (1960), који је врло детаљно проучио утицај климе на процесе постанка стена (литогенезу), највећи део седиментних наслага геолошке прошлости стваран је под хумидним условима.

А р и д н а к л и м а, која се карактерише малом количином водених талоба као и високим температурама, даје свој печат процесима стварања стена. Преовлађују физичко распадање и пренос материјала еолским путем. Главна количина раствореног материјала

долази у аридне области из суседних региона са хумидном климом. Засољеност мора и језера током времена расте, утицаја организама на таложње нема или је он мали. Таложје се биолошки индиферентне соли (хлориди, сулфати).

У случају таложња само теригеног материјала, карактеристично је присуство CaCO_3 , чији садржај код песковитих седимената често прелази 5%, а затим црвена боја (сама црвена боја седимената не јавља се само под условима аридне климе). Таложње соли у изолованим басенима врши се по одређеним законитостима.

При н и в а л н о ј к л и м и количина падавина у виду снега је већа од оне која се отапа и испари. Распадање је пре свега физичко (дејство мрза) и то оних стена које нису покривене ледом; пренос материјала врши се ледницима.

Истичући врло велики утицај климе на постанак седимената Страхов је издвојио хумидни, аридни и леднички тип литогенезе, обухватајући овим појмом процесе постанка седимената и њихову дијагенезу (у ужем смислу). Исти аутор поред горњих разликује и ефузивно-седиментни тип литогенезе.

Климатске промене могу имати цикличан карактер како у малим тако и у великим временским раздобљима. Геолошки су значајни глацијално-интерглацијални циклуси са периодичношћу од више десетина хиљада година или дужим, поред којих постоје и комбиновани климатски циклуси са периодичношћу од 23000, 42000 и 100000 година. Има и цикличности још већих размера. Главна ледена доба су била везана за прекамбрију (бар две периоде), ордовицијум-силур, карбон-перм и плеистоцен. Мало има вероватноће да је за време осталих периода било великих ледених покривача, тако да је изузев поменутих могуће да је клима била униформнија преко целе Земље него што је то данас случај.

Непосредним или посредним климатским утицајима објашњава се у низу случајева цикличност седиментације.

СРЕДИНЕ СТВАРАЊА

Седиментне стене су творевине по постанку везане не само за извесне процесе већ и за одређене средине. Док кластични седименти носе обележја порекла и стечена приликом преноса, као и печат средине, некластичне седиментне стене су само одраз средине стварања.

Уопште узев средина је део земљине површине који се од других делова разликује по специфичности низа услова у њему. По Крумбајну и Слосу (1963) седиментна средина је комплекс физичких, хемијских и биолошких услова под којима се седимент сакупља. Оваква дефиниција може да буде уско и широко схваћена, тј. да се односи на слој, серију, комплекс, формацију. Параметри који се узимају за одређивање средине су врло различити. Од физичких параметара то су: густина и дубина средине, турбулентност и брзина воде (тока) и др., а од хемијских: оксидационо-редукциони потенцијал, рН, салинитет средине. Са претходним су тесно повезани и преплићу се са њима биолошки параметри. Међутим параметри често варирају у знатним границама тако да се њима пре могу прецизирати мање јединице или субсредине него средине.

Средине у којима се данас стварају седименти су врло разнолике. Иако су оне као такве могле постојати и у геолошкој прошлости, до сада испитиване асоцијације седиментних стена могу се везати само за један ограничен број средине. Један од главних разлога је ерозија, која није дозволила створеним седиментима у многим, нарочито континенталним срединама, да буду сачувани кроз геолошко време.

Средине стварања како данашњих тако и седимената геолошке прошлости су континенталне, маринске и прелазне између њих. Поједине средине издвајају се углавном на геоморфолошкој основи, дубини воде или према агенсима (еолска средина нпр.).

Дешифровање средине стварања седиментних наслага геолошке прошлости није лак посао. Податке које треба сакупити да

би се одредиле средине седиментације пружају: облици седиментних тела, латералне и вертикалне асоцијације, литолошки састав, седиментне текстуре и структуре, фосилни остаци.

Класификације средина су бројне. Класификација седиментних средина таложења коју је дао Сели (Selley, 1976) обухвата главне средине у којима се обавља стварање, значајних по квантитету, седиментних наслага и које се могу поуздано утврдити код седиментних творевина геолошке прошлости.

Од континенталних средина, полазећи од овакве поставке, могу се као главне разликовати: предгорја, речна, језерска и еолска средина.

У предгорју високих планина деловањем бујичних потока могу се сакупити у великим размерама блокови и одломци различитих стена и дати насlage зване фангломерати. Што се тиче речне средине, с обзиром да реке могу имати прав, чешће меандрирајући ток или ток разбијен у бројне рукавце, постоји извесна разлика у начину таложења кластичних седимената у њима.

Језера, као тела воде окружена копном, под чијим утицајем стоји седиментација у њима, релативно су малих дубина; поред материјала кластичног порекла у њима некад значајну улогу игра и органска материја. Еолски седименти могу да се таложу различитим областима: пространим пустињама и семиаридним регионима као и дуж обалских линија и у алувијалним равницама. Од поменутих области сматра се да су у геолошкој прошлости пустиње биле најзначајније.

У прелазне средине (средине уз обалску линију) спадају: делте, естуари (тешко се идентификују међу срединама геолошке прошлости), лагуне, плаже и баријерна острва, тајдалне (плиматске) равни (Сл.28).

Делте уопште представљају сложену средину јер стоје под копненим утицајем (реке, мочваре) и под утицајем са мора, што има одраза на карактер односно фације седимената које се у њима јављају. Лагуне, као плитководна подручја са ослабљеном или врло сланом водом, одвојена од отвореног мора спрудовима или баријерним острвима, представљају средину релативно мирне седиментације.

Седиментни материјал је већином пореклом од баријерних острва и спрудова, еолски, донешен рекама или плимом преко рукаваца са мора.

Плаже су значајна средина таложења песковитих наслага као и баријерна острва - тела пескова која се формирају између плитководне маринске средине и, обично, лагуне (Сл. 28.). Именом тајдална (плиматска) средина обухвата се подручје приобалског дела равне обале захваћено деловањем плиме и осеке. Терминима супратајдална (супралиторална, надплиматска), интертајдална (литорална, међуплиматска) и субтајдална (сублиторална, подплиматска) означавају се средине овог подручја које су: повремено под морском водом (у првом случају), изложене свакодневном деловању плиме и осеке (у другом случају) или се налазе стално под морском водом (у трећем случају).

У класификацији маринских средина Сели разликује као главне: спрудове, шелф (теригени и карбонатни), затим као творевине: турбидите и пелашке насlage.

Спрудови, иако већином чине део средине карбонатног шелфа, издвајају се посебно због своје стабилности и геолошког значаја (Сл.46.). Иначе шелф, као ободни део континентална покривен морем чија дубина не прелази 200 м, представља значајну средину таложења било теригених или карбонатних седимената. Турбидити су, стриктно говорећи, творевине специфичних седиментних процеса који се могу одвијати у различитим срединама. Велике масе турбидита, међутим, сматра се да су таложене у подножјима делти и континенталних падина (делова континенталног обода који се налази између шелфа и дубокоморске - абисалне равни или океанског рова; карактеришу се нагибом од десетак степени).

У великим дубинама или далеко од копна, у сваком случају далеко од утицаја са овог последњег, стварају се пелашки седименти као творевине "отвореног мора", углавном ситнозрне глиновите, карбонатне и силицијске насlage.

У класичним поделама маринска област се дели на неритску, батијалну и абисалну средину. У литератури се често наводе и термини плитководна и

дубоководна средина, што није јасно дефинисано. Потпуне сагласности аутора нема у погледу дубине воденог стуба од које почиње регион дубокоморских творевина. Према наводима Пант-ића и др. (1982) дубокоморским се могу назвати творевине које су се стварале почевши од 700-1000 m и то у седиментационим срединама различитих подручја континенталних обода (дубљи делови континенталних падина, подножја ових последњих, басени односно трогови на ободу континената) и простора даље од континената ("дубоки океан", абисалне равни).

На маринске средине, односно средине шелфа, континенталне падине и басена, у областима изложеним јакој тектонској активности ова последња има снажно дејство утичући на процесе у њима, прилив и тип седимената. У таквим случајевима, полазећи од поставке тектонике плоча говори се о посебно означеним срединама (океански ровови, басени система острвски лук-океански ров и др. о чему је у следећем поглављу реч.

Средине или делови седиментних творевина у кој, на основу хомогености у погледу одређених особина или обележја могу се дефинисати и појмом фација. То могу бити: а) литолошка обележја (текстура, структура, састав), б) палеонтолошка обележја (фосилни остаци), в) карактеристике средине таложења, г) тектонски режим средине стварања, д) место у басену. Због свега тога појам фације нема једнозначну дефиницију.

Међусобни односи средина стварања као и фација нису хаотични јер стоје под контролом геолошких прилика, тектонике и климе. Приликом интерпретација средина или фација узимају се у обзир особине или обележја и положај у простору, што се упоређује са оним што је већ познато у другим стратиграфским јединицама и са оним што се зна о данашњим срединама стварања седимената.

У суседним подручјима једног басена седиментације могу се истовремено образовати више различитих фација. Фације могу прегрести стратиграфске границе.

2. ЗНАЧАЈ ТЕКТНИКЕ

Постанак седиментних стена везан је за различите процесе на земљиној површини као и за дејство више фактора који имају утицаја на карактер и обим створених седимената. Од ових последњих посебно место заузима тектоника.

Тектоника као главни фактор који контролише седиментацију утиче на: ступањ издизања и ерозије, брзину спуштања басена таложења, промену притиска и температуре у седиментима приликом потапања, убирања и раседања.

Као што је познато тектонски покрети могу да се манифестују као издизања у једном и истовремена потапања у другом случају пространих делова Земљине коре - епирогени покрети, или у виду по интензитету још јачих покрета, који доводе до убирања и раседања наталожених седимената и стварања планинских система - орогени покрети. Сви они су на свој начин значајни за стварање седиментних наслага како у погледу њихове природе тако и дебљине.

Утичући на издизање тектонски покрети посредно имају утицаја на рељеф и тиме на начин и интензитет процеса распадања стена на копну и на пренос тог материјала. Приликом издизања седиментни материјал који се ствара постаје прогресивно крупнији све док траје издизање. Дуготрајна издизања појединих делова Земљине коре у једном и спуштања средина таложења у другом крају, омогућују и ерозији и таложењу да буду велики по обиму.

На основу разлика у брзинама спуштања средина таложења и прилива материјала Крумбajn и Слос (1963) разликују четири случаја. Према овим ауторима, ако се површина таложења испод ерозионе базе брзо спушта а притицај материјала са копна је велики, акумулира се велика маса седимената. Овакав материјал није изложен при таложењу дужем временском утицају агенаса средине, због чега су створене насlage слабо сортиране и богате нестабилним минералима.

Кречњаци и друге некластичне стене су одсутни или их има врло мало у односу на запремину кластичних седимената. Ако је спуштање брзо а притицај материјала слаб таложиће се претежно некластични седименти. У случају када је таложење брзо а спуштање споро формираће се претежно кластичне плитководне маринске, бракичне и континенталне насlage. Најзад, ако је притицај материјала слаб и спуштање споро, детритичан материјал дуго време остаје у мобилном стању, подложен великом утицају агенаса средине. При томе долази до елиминисања нестабилних минерала, детритична зрна постају заобљена а крајњи седимент добро сортиран и зрео.

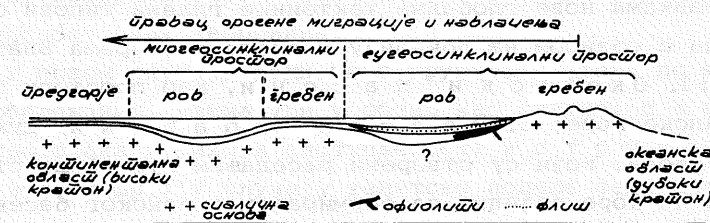
Стварање у великим размерама црвених кластичних седимената за време перма и њихово депоновање у суседне континенталне средине – данашње творевине зване пермски црвени пешчари, широко распрострањени у источној Србији и западној Бугарској, дебљине преко 1000 м, условљено је било постојањем оголелих великих копнених маса претежно кристаластих стена, деловањем тектонских покрета и одређених климатских услова. Поред Српско-македонске масе, тада истакнутије у рељефу и више откривеној него данас, кластичан материјал је водио порекло од тек откривених великих копнених маса Херцинида. На Уралу и у централној Европи појаве црвених кластичних стена стоје у тесној вези са теренима убраним за време херцинске орогенезе.

После главних орогених покрета у Алпима ерозијом материјала са високих швајцарских и француских Алпа у олигоцену и миоцену и његовим таложењем у речној, делтној, језерској и маринским срединама, створене су простране кластичне насlage, дебљине преко 4000 м.

Тектонски покрети могу утицати на промене фација или услова таложења у морском басену. Тако, ако је било кретања блокова дуж раседа, на стабилном блоку таложење ће бити споро, нпр. биокластичних кречњака, док ће се у спуштеном блоку таложити дебеле насlage глинаца.

Велика разлика постоји у погледу природе и дебљине седиментних наслага у главним структурним елементима Земље, к р а т о н и м а, с једне и мобилним појасевима опште названим г е о с и н к л и н а л е, с друге стране, као и у о к е а н с к-

и м б а с е н и м а. На кратонима као пространим деловима континенталне седименти се таложе у виду релативно танког покрива преко више или мање стабилне основе обично прекамбријске старости. Мобилни појас чине један или више линеарно распоређених дубоких ровова (депресија) и средишњих геоантиклинала, које се уопште узев јављају ободом кратона. Седиментне насlage у њима достижу знатну дебљину и приликом убирања и раседања бивају деформисане (Сл.4).



Сл.4. Шематски приказ еу- и миогеосинклинале (по Обуену, 1961).

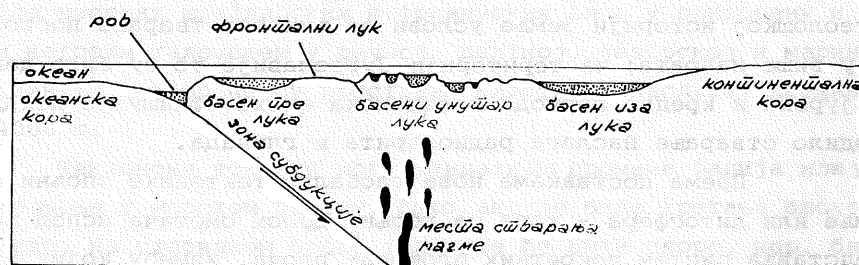
Идући до кратона према геосинклинали дебљина стуба седимената расте од 1000 или 2000 м до 10.000 и 20.000 м. У кратону се депонују плитководни карбонатни седименти и зрели песковити седименти у виду наслага мале дебљине. Геосинклинале имају плитководне и дубоководне седименте; удео глиновитог материјала је велики. Посебно су за њих везане флишне (и префлишне) творевине. У геолошкој историји Земље услови за њихово стварање постојали су у више наврата; на територији Југославије то су биле девонска, јурска и кредна периода и еоценска епоха. Флишу је некад претходило стварање наслага радиоларита и глинаца.

Према поставкама нове глобалне тектонике спољни омотач Земље или литосфера – кора са горњим делом омотача испод њега, представља систем покретних блокова – плоча, између којих су покретне зоне (средњоокеански грени, океански ровови, зоне разламања и др). У вези са кретањима у литосфери стоји формирање океанске и континенталне Земљине коре. Ново океанско дно ствара се размицањем које је везано за средњоокеанске грени. С друге стране на местима океанских ровова долази до тоњења океанског дна или де-

лова континенталних маса-плоча у Земљин омотач, а седиментни материјал се нагомилава на ободу континента учествујући касније у формирању континенталне (сиаличне) Земљине коре.

С обзиром на овакве поставке однос седиментације и тектонике може да се разматра у новом светлу. Према схватањима њихових присталица многим врстама старих геосинклинала требало би да одговарају данашњи системи острвских лукова и океанских ровова.

Као резултат преплитања тектонске акције и таложења према поставкама нове глобалне тектонике главни типови седиментних басена с обзиром на локацију и постанак, према Блату (1982) су следећи: 1. Океански басени, као простори таложења изнад океанске коре; 2. Ровови (грабени) дуж континенталних обода, који су створени раседањем дуж обода стабилне континенталне коре заједно са формирањем океанског басена; 3. Басени система острвски лук-океански ров, који су удружени са ободом плоче. То су области таложења већине "еугеосинклиналних" наслага (Сл.5); 4. Басени су-турних појасева, који се стварају у просторима где су континентални блокови у колизији; и 5. Интраконтинентални басени, који се стварају унутар континента, изгледа независно од тектонске активности на ободима плоча.



Сл.5.- Уопштена скица система острвски лук-океански ров дуж конвергентног континенталног обода, која приказује просторне односе према концепцији тектонике плоча и седиментне басене. Акумулација моринских седимената у басенима означена тачкасто. (По Блату 1982).

3. ПОДЕЛА

Подели седиментних стена може се прићи са различитих становишта. Ово питање се може решавати полазећи од два основна критеријума, дескриптивног и генетског. Тешкоћу међутим представља комплексност ових творевина.

У првом случају ради се о груписању стена по њиховим основним обележјима, узимајући у обзир као главно: с а с т а в (природа састојака и њихова заступљеност) и с т р у к т у р у (величина зрна и др.) У случају генетске поделе седиментне стене се групишу на основу заједничког начина постанка. Међутим пошто је њихов постанак сложен, јављају се проблеми, тако да је често тешко издвојити оне аспекте у погледу постанка који су доминантни односно важнији у односу на друге, мање истакнуте или од мањег значаја.

О подели седиментних стена полазећи од различитих основа, говорило се још у прошлом столећу. То питање постоји и данас. Посебно је значајан рад на класификацији двеју важних група седиментних стена, пешчара и кречњака.

Група класификација седиментних стена које се заснивају упоредо на дескриптивним обележјима и генетским принципима је најбројнија (Науман, 1858; Валтер 1893-94; Вајншенк, 1905; Розенбуш, 1910; Левинсон-Лесинг, 1934; Милнер, 1940; Кригин, 1945; Петитон, 1949, 1957; и др.). Науман и Левинсон-Лесинг разликовали су протогене и девтерогене стене, према томе да ли су примарног постанка, или, у другом случају, изграђене претежно од материјала већ постојећих стена. Валтер, Вајншенк, доцније Милнер и други аутори, издвајају следеће групе седиментних стена:

1. к л а с т и ч н е (м е х а н и ч к е);
2. х е м и ј с к е;
3. о р г а н о г е н е.

Оваква подела има својих недостатака. Наиме једна иста стена може да се нађе у више група. Тако кречњаци могу бити механичког, хемијског и органогеног начина постанка, што увек није могуће утврдити. Сем тога постанак неких стена није јасан или је споран. Исто тако по оваквој подели глине би спадале у кластичне стене, иако стварање најситнијих честица од којих су ове стене изграђене стоји у вези са хемијским процесом распадања, док је њихов пренос механички. Даље, тешко је наћи место мешовитим типовима стена, као нпр. лапорцима.

Тешкоће у разликовању стена посталих хемијским таложењем од стена створених органогеним путем, што је некад и немогуће јер постанак може ићи обема путевима, други аутори избегавају делећи седиментне стена на:

1. кластичне, и
2. хемијске и органогене (биохемијске).

Да би на неки начин решило питање места глине, Швецов (1932, 1958) издваја поред ових и посебну групу глиновитих стена.

У поменутим групама се затим могу вршити даље поделе. Наравно да при томе код група које се разликују по постанку критеријуми морају бити различити.

Код кластичних стена прва важна обележја за даљу поделу су: величина фрагмената (зрна) и минерални састав. Неки аутори (Кринин, Петичон) при таквој подели узимају у обзир и зрелост као и порекло материјала.

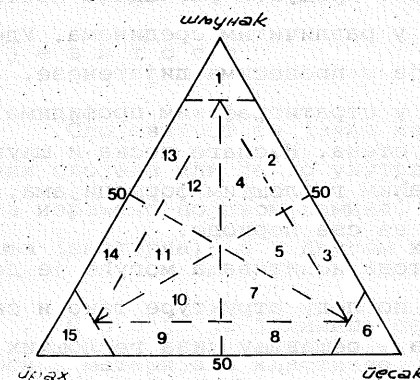
На основу преовлађујуће величине састојака кластичне стене се деле на: псефитске (псефити), са састојцима који преовлађују величине преко 2 mm, псамитске (псамити), са таквим састојцима величине 2 - 0.05 mm, и пелитске стене (пелити), код којих преовлађују састојци испод 0,05 mm.

Практичнија подела заснована такође на величини састојака, је подела на: конгломерате, пешчаре, алевролите, глине и глинце (заједно). Посебно место заузимају пирокластичне стене.

Код подела стена хемијског и органогеног начина постанка главно обележје је њихов састав. При томе се, када је то могуће, полази од тога који катјон (гвожђевите стене нпр.) или анјон (карбонатне стене и др.) преовлађује. Овде спадају: карбонатне стене, силицијске стене, гвожђевите стене, евапорити, фосфатне стене, угљеви. Ту даље могу да буду узете у обзир особине које су одраз физичко-хемијских прилика средине таложења, што има највише одраза на минералима који се појављују.

Седиментне стене које су изграђене од две, три или четири главне компоненте ("мешовите стене") издвајају се посебно, или пре, придружују се одговарајућим главним врстама стена.

У напред поменутим случајевима, а такође и онда када се издвајање врши на основу две или три компоненте користе се дијаграми који могу бити правоугаони, ако се ради о две компоненте (нпр. калцит и доломит), или троугаони, ако се подела врши на основу три компоненте. На сл.6 дат је за пример један троугаони дијаграм са поделом на основу квантитативног учешћа компоненти шљунак, песак и прах. Иста основа може да послужи и за ознаку прелазних врста стена између конгломерата, пешчара и алевролита.



Сл. 6.- Троугаони дијаграм са поделом на основу компоненти шљунак, песак и прах. Објашњење: 1. Шљунак; 2. Песковити шљунак; 3. Шљунковити песак; 4. Прашкasto-песковити шљунак; 5. Прашкasto-шљунковити песак; 6. Песак; 7. Шљунковито-прашкasti песак; 8. Прашкasti песак; 9. Песковити прах; 10. Шљунковито песковити прах; 11. Песковито-шљунковити прах; 12. Песковито-прашкasti шљунак; 13. Прашкasti шљунак; 14. Шљунковити прах; 15. Прах. По Ј. Конти, 1969.

С обзиром на значај и из практичних разлога, поред осталог и због корелације, за последње две деценије детаљно су разрађене класификације пешчара и карбонатних стена, о чему се говори доцније.

4. КОНГЛОМЕРАТИ И ПЕШЧАРИ

К о н г л о м е р а т и су кластичне стене изграђене претежно од заобљених фрагмената величине преко 2 mm, који су међусобно повезани. Ако су фрагменти незаобљени, такве стене се тада називају б р е ч е.

Ш љ у н а к чине више или мање заобљени фрагменти величине преко 2 mm, који нису међусобно повезани. Уколико се ради о незаобљеним фрагментима или комадима стена, тада је то д р о б и н а.

П е ш ч а р и су кластичне стене изграђене претежно од зрна величина 2 до 0.05 mm, која су међусобно повезана. Према Вентвортовој (Wentworth) подели доња граница је 1/16 mm (0,0625 mm). П е с а к представља агрегат невезаних зрна претежно ове величине.

Материјал ових стена чине продукти распадања постојећих стена, пренешени и сталожени у различитим срединама. Удео хемијских процеса долази до изражаја у процесима дијагенезе.

Конгломерати и пешчари у стратиграфским профилима у Земљиној кори чине 1/4 до 1/5 свих стена. Насlage песка и шљунка као такве налазе се само у најмлађим геолошким формацијама, док су пешчари и конгломерати везани за све периоде.

Применом различитих метода испитивања могуће је детаљно анализирати ове стене, како у погледу структуре тако и састава. Поред значаја ових испитивања у решавању низа геолошких (седиментолошких) проблема, она имају велику важност и приликом проучавања из економских разлога. Познато је наиме да ове стене играју видну улогу у индустрији и грађевинарству, затим да могу бити носиоци ретких минерала (метала), и најзад да су врло значајне, мислећи ту на пескове и пешчаре, као резервоари за воду, гасове и нафту.

ТЕКСТУРА

Појмом текстура седиментне стене уопште обухватају се оне црте њене унутрашње грађе које су условљене односом појединих компоненти у простору и њиховом оријентацијом. Оне су нарочито добро изражене код кластичних стена, којима припадају конгломерати и пешчари. Текстуре се најбоље проучавају на терену.

Текстуре кластичних стена су посебно значајне јер могу да укажу на услове у средини таложења и на правце палеотранспорта; у дислоцираним теренима омогућују разликовање подине од повлате.

Стварање текстура врши се физичким (механичким) путем, хемијским процесима или учешћем организама, у току или после сакупљања седимената. То су: слојевитост, текстурни облици на површинама слојевитости механичког начина постанка, хемијски и биогени текстурни облици.

С л о ј е в и т о с т

Слојевитост се јавља као резултат више или мање јасно издвојених слојева или је то унутрашње текстурно обележје појединих слојева изражено појавом ламина. У првом случају означава се као спољашња (екстерна), а у другом као унутрашња (интерна) слојевитост.

С л о ј је јединица седиментних наслага изграђена од истоврсног материјала кластичне, хемијске или органогене природе, ограничена одоздо и одозго површинама слојевитости. У случају када ово последње није изражено слојеви се међусобно разликују само по минералном саставу, структури или боји; то је тзв. л и т а ж.

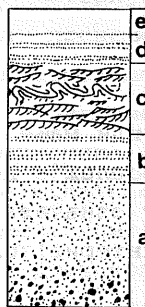
Један слој или пакет слојева некад се латерално може пратити на већем растојању, у другом случају он се брзо исклини

или бива замењен другим слојем, Иако није опште правило, запажено је да крупноћа зрна и дебљина слоја стоје некад у међусобној зависности. Тако код турбидних наслага и наслага вулканског пепела констатовано је да идући низ некадашњи ток опадају како величина зрна тако и дебљина слојева.

Слојеви посматрани међусобно могу бити исте или различите дебљине. У профилу једне серије могу се исти или слични литолошки чланови периодично понављати више пута, што се означава као ритмичност. У ритмичним наслагама могу се разликовати заједнице или групе слојева које се називају секвенце. Према Ломбарду (Lombard, 1956) литолошка секвенца је група од најмање два литолошка члана који образују природну заједницу, без дужих прекида у седиментацији сем оних које показују површине слојевитости (нпр. пешчар-глинац).

Секвенце у неким случајевима могу бити дебљине више метара или десетине метара, док су некад см размера. Код језерско-гласијалних и неких других седимената ритмичност је изражена у мт.

Код флишних наслага ритмичност се састоји у понављању секвенци одређеног састава и текстуре. То су обично песковити и



глиновити, односно лапоровити седименти. Према Боуми (1962), потпуна флишна секвенца има интервале: а) интервал градиције (појава градиционе слојевитости), б) доњи интервал паралелне ламинације, с) интервал таласасте ламинације течења, d) горњи интервал паралелне ламинације, е) пелитски интервал (Сл.7). Ретки су међутим случајеви да је развијена оваква потпуна секвенца, већ се обично смењују два или три интервала (члана).

Сл.7.- Потпуна флишна секвенца по Боуми.

Градициона слојевитост означава појаву градиције у величини зрна у слоју у томе смислу што се идући од базе према врху јављају све ситније и ситније честице праха, песка или, ређе, шљунка; може бити и обрнуто али је то знатно ређе. У већини случа-

јева ради се о пешчару (обично граувака) као слоју дебљине од неколико см до 1 или више м.

Објашњење постанка пешчара са градиционом слојевитомшћу дали су 1950 год. Кинен (Kuenen) и Миљорини (Migliorini), што су доцније разрадили други аутори. Песковити слој сматра се тако да је продукт таложења из турбидног доњег тока- кашасте песковите и глиновите водене масе која се понаша као тешка течност, способна да тече испод чисте воде. Овај материјал се премешта из плитководне средине тако да се створени турбидни ток креће низ падину на дуго растојање у релативно дубоку воду. Слабљењем тока долази до сукцесивног таложења материјала, при чему се у идеалном случају образује секвенца од 5 чланова по Боуми.

У флишним наслагама Шумадије, источне Србије и у другим областима забележене су појаве градиционе слојевитости. Међутим оваква слојевитост може да се јави, истина знатно ређе, и у вези са експлозивном вулканском активношћу у материјалу који је његов продукт.

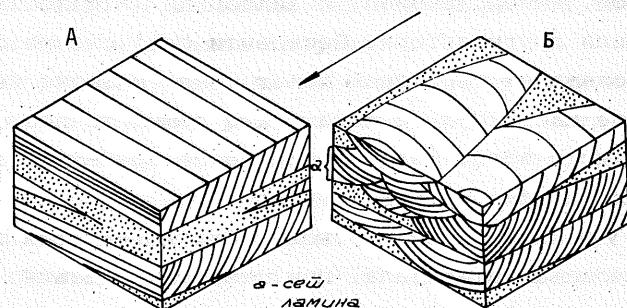
Код унутрашње (интерне) слојевитости јединицу представља ламина (слој и њ), дебљине обично мање од 1 см. Скуп ламина чини сет. Док је појава слојева одраз промена услова таложења, појава ламина (ламинација) је везана за мале пулзације у динамици процеса седиментације.

На основу морфолошких обележја издвојена су два основна типа интерне слојевитости: хоризонтална и коса. Неки аутори издвајају као трећу таласасту слојевитост.

Код хоризонталне слојевитости ламине се смењују паралелно површинама слојевитости.

Коса слојевитост се карактерише појавом више сетова ламина који стоје међусобно под извесним углом. Границе између сетова су хоризонталне или под извесним углом према равнима слојевитости. Како су различити облици косе слојевитости одраз начина и правца кретања у средини где се обављало таложење, то су овакве текстуре одавно привлачиле пажњу истраживача. Коса слојевитост код пескова и пешчара није ретка, док код конгломерата јесте.

Постоје два основна типа косе слојевитости: планарна (табличаста) и коритаста (Сл.8).



Сл.8.- А. Планарна (табличаста) и Б. Коритаста коса слојевитост. Стрелица означава правац тока.

Коса слојевитост може да се створи радом ветра или воде. Чињени су покушаји класификације косе слојевитости у врсте на основу оријентације, нагиба, размере и других обележја ламина (сета ламина), која би указивала на услове под којима се стварала или на средину. Тако се коса слојевитост крупних размера (20 и више метара дебљине) обично јавља код пешчара посталих еолским путем, а коса слојевитост изражена као планарна ламинација и малих размера углавном код седимената плажа; коса слојевитост оријентисана у једном правцу карактеристична је за речне песковите седimente.

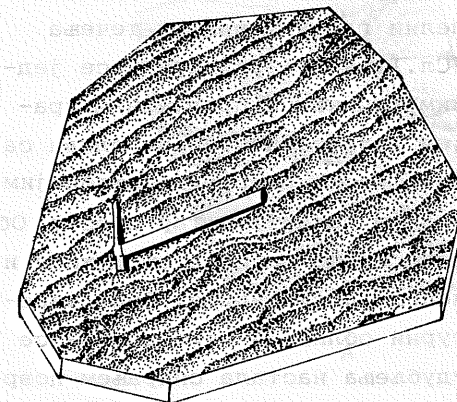
Ипак, практично има мало врста косе слојевитости које се могу везати само за једне одређене услове постанка.

Текстурни облици

На површинама слојевитости код пешчара и алевролита могу се јавити различити рељефни облици механичког начина постанка, који се стварају под утицајем кретања у средини таложења. Неки од ових облика су карактеристични за горње а други

за доње површине слојевитости. Најчешћи међу њима су: трагови таласања и отисци трагова течења.

За горњу површину карактеристична је појава трагова таласања. То је систем брежуљчића и удолинаца, разноврсних по облику и распореду, који се јављају као резултат премештања честица на површини невезаног седимента под дејством ветра или воде (Сл.9). Трагови таласања који се стварају под дејством ветра јасно су асиметричног изгледа. Други, створени под водом, су чешћи а могу се сачувати само под повољним условима, пре свега при брзом таложењу седимента. Међу њима издвајају се две категорије; у једном случају они се стварају поступним кретањем а у другом осцилаторним кретањем воде.

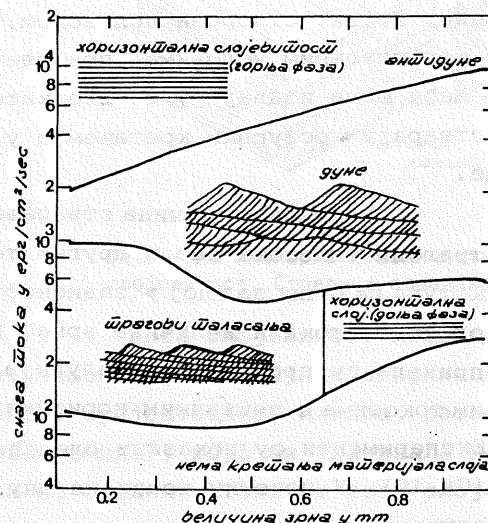


Сл.9.- Трагови таласања, пешчар, доњи тријас, Стара планина.

Разумевању начина стварања трагова таласања као и других текстура везаних за слој у зависности од снаге тока и величине зрна, допринела су проучавања у алувијалним токовима и вештачким коритима. Експерименти су показали следеће (Сл.10). У почетку песак на дну вештачког корита је равне површине. Са порастом брзине тока песак се сакупља у облике зване трагови таласања, код којих су стране окренуте низ ток а благе уз ток. Повећањем брзине тока

и даљим померањем честица уместо трагова таласања стварају се дуне, веће од претходних али исте интерне грађе. Кад брзина достигне одређену вредност дуне се изравњавају и седимент задобија опет равну површину (хоризонтална слојевитост). Даља промена је образовање заобљених брежуљкастих облика званих антидуне, које су насупрот дунама симетричне у попречном пресеку. Са опадањем брзине тока текстурни облици се мењају у супротном смеру, тако да долази до прелаза антидуна у хоризонталну слојевитост, затим у дуне па у трагове таласања, да би на крају песак опет задобио равну површину (хоризонтална слојевитост).

Треба, међутим, рачунати да се режим тока у природи ративно мења и да локално велике, колебљиве размере спирања и седиментације могу да доведу до стварања трагова таласања, дуна и сличних облика који се по много чему разликују од оних који се добијају при проучавању режима тока под равнотежним условима експерименталним путем у лабораторији (Ален, 1973).



Сл. 10.- Облици слојевитости у зависности од снаге тока и величине зрна (по Гринсмиру, 1978).

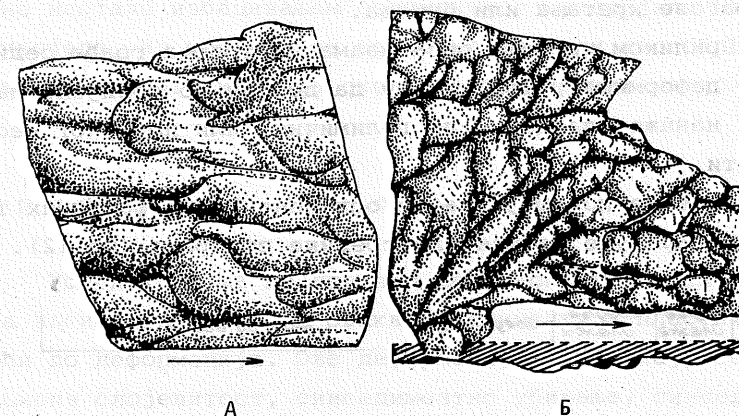
На доњим површинама слојевитости могу се, али ређе од претходних, јавити и други текстурни облици механичког порекла као: отисци трагова вучења, трагова утискивања (Сл. 11Б) и др.

У току дијагенезе могу се створити текстурни облици хемијским путем. Тако настају у различитим стадијумима дијагенезе сочива и конкреције. Сочива су неправилна квргаста тела која нису израђена од исте материје као и стена у којој се налазе, а конкреције су округласте творевине постале акуму-

На доњој површини слојевитости пешчара као и алеврита може се јавити више текстурних облика. Најчешћи од њих су отисци трагова течења. То су језичасти текстурни облици, обично паралелни главном правцу течења (Сл. 11 А). Карактеришу се једним широким и продуженим крајем који се постепено слива са површином, и другим рељефнијим крајем који је оштар и обао. Облици су до десетак см дужине и испод 10 см ширине. Овај текстурни облик се ствара када се удубљења настала спирањем површине седимента подводним токовима испуне песковитим материјалом. Чести су у флишним седиментима креде у Шумадији и еоцена у Далмацији.

лацијом минералне материје у порама седимента око неког језгра или центра. При овоме се не мисли на појаву изолованих кристала пирита, гипса, калцита и других минерала.

Сочива некад достижу величину од више десетина см и обично не показују никакву унутрашњу грађу; могу бити распоређена паралелно слојевитости. Конкреције су величине од неколико мм до преко 1 м. Не морају увек имати јасно изражено језгро; могу показивати концентричну грађу. Најчешће су изграђене од карбоната, силиције, оксида гвожђа и мангана, затим од фосфата, сулфида и др. Сем у пешчарима јављају се и у другим стенама.



Сл. 11.- А. Отисци трагова течења и Б. Отисци трагова утискивања на доњој површини слојевитости пешчара, миоцен, Апенини.

Конкреције се делом стварају на местима где је таложење материјала врло споро; њихово рашћење почиње са површине седимента и наставља се даље на дну дејством биохемијских и физичко-хемијских процеса. Друге се образују унутар седимента путем цементације, замењивања или потискивања првобитног седиментног материјала. Прве Рухин назива сингенетским, друге дијагенетским. Конкреције створене још касније, које пресецају слојевитост, исти аутор назива епигенетским.

Конкреције се јављају појединачно или више њих заједно. Када су везане по врстама и учесталости за одређене слојеве, ови

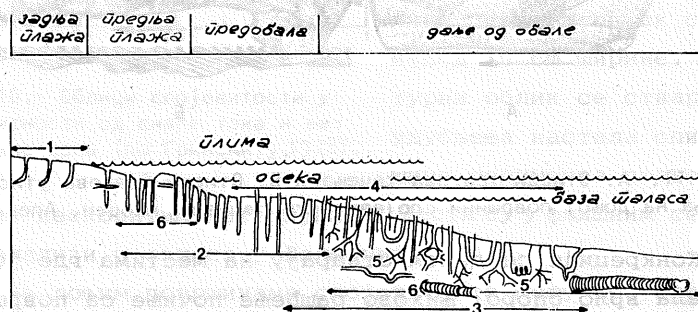
се по њима могу издвајати и користити за корелацију (нарочито у угљоносним серијама)

Активношћу организама стварају се биогени и текстурни облици. Јављају се како на горњим и доњим површинама слојевитости тако и унутар слоја. Поремећеност на седименту или у њему изазвана живим организмима назива се биотурбација.

Ови текстурни облици се јављају као последица кретања организама по површини седимента или продирања у њега неколико см, обично истовремено са таложењем, што може остати трајно забележено као фосилни траг. Створени облици могу да представљају отиске, трагове кретања или бушења.

Приликом кретања организама унутрашња грађа седимента може да се деформише у том смислу да долази до повијања ламина навише или наниже, па чак и до делимичног или потпуног нестанка слојевитости.

Чине се покушаји да се одређене врсте фосилних трагова вежу за одговарајуће фације или средине стварања (Сл.12). Уопште



Сл.12.- Фосилни трагови у генерализованом профилу плаже и подручја даље од обале. Објашњење: 1. Трагови бушења копнених крустацеа; 2. Вертикални трагови бушења организама који се хране материјом из суспензије; 3. Трагови бушења облика лат. слова U организама који се хране материјом из суспензије; 4. Цевчице муљоједа; 5. Трагови пребивалишта муљоједа; 6. Трагови пужења муљоједа. По Дерјесу и Хертвеку, 1975.

узев највише варијетета и највећу учестаност имају фосилни трагови у шелфним и литоралним срединама. У пелашким глиновитим седиментима фосилни трагови су ређи.

На више места у обиму распрострањења пермских црвених пешчара у источној Србији запажени су биогени текстурни облици (фосилни трагови) у виду грбичастих хијероглифа на горњим површинама алевролитских пешчара, распоређени паралелно до управно на површину слојевитости или ламинацију. По облику трагови су цевасти, овалног или елипсоидног пресека, ширине до 2 см. У флишним седиментима креде Шумадије јављају се различити биогени текстурни облици, од којих су неки могли бити и прецизније одређени. Најчешћи су трагови кретања, углавном црва, који су цевастог облика, пречника 1 до 20 см.

Цевасти облици, често изувијани, обично се тумаче као творевине настале избацивањем седиментног материјала из тракта неког муљоједа, из кога је он црпео храну, или као облици настали испуњавањем трага кретања околним седиментним материјалом.

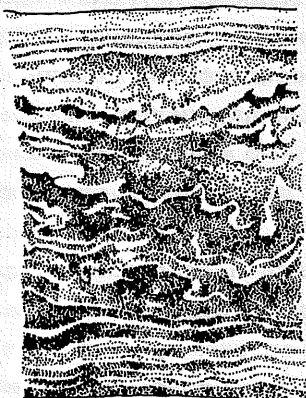
Деформационе текстуре

Услед кретања по дну под дејством теже ситнозрног материјала zasiћеног водом, у оваквом седименту у пластичном стању може доћи до деформација. Ове деформације означавају се именом деформациона слојевитост, синседиментно убирање, синседиментно клижење и др. Стварају се при томе текстурни облици који настају под водним клижењем и разарањем слојева, конволутна слојевитост и др.

Подводним клижењем седиментног материјала нагнутог дна може доћи до поремећаја слојева са сачуваним континуитетом или до разарања слојева и стварања хаотичних маса од разорених делова. Маса непотпуно консолидованих тела могу да буду пренашане и на већа растојања, која се некад мере десетинама км; то су олистостроми или, вихови делови, олистолити.

Овакве промене изазване после таложења карактеристичне су за флишне творевине. Пример за олистостроме је ропчевачка брча у сенонском флишу.

У неким случајевима као последица хидропластичних деформација долази до вијугања ламина налик на наборе и стварања тзв.



конволутне слојевитости или ламинације (Сл. 13). У овим случајевима надоле повијени делови ламина обично су проширени и облика латинског слова U, док су засвођени делови уски. Овакве промене се губе идући према површинама слојевитости.

Сл. 13.- Конволутна слојевитост. Глацијални песак, плеистоцен Немачка

СТРУКТУРА

Појмом структура обухвата се познавање величине, облика, заобљености и међусобног односа састојака једне стене. Она је важно обележје унутрашње грађе јер указује на услове постанка и представља критеријум за поделу кластичних седиментних стена. Може се квалитативно описати и квантитативно изразити односно дефинисати коефицијентима применом математичких метода.

У земљама енглеског говорног подручја (Енглеска, САД и др.) именом текстура (texture) назива се оно што се у СССР-у, Немачкој, Француској и др. земљама назива именом структура (structure), и обратно. Према традицији, у нашој земљи ова два термина се употребљавају у смислу како је то у овим последњим земљама.

Структуре кластичних седиментних стена су другојачије од структуре осталих врста стена. Поред тога што се зрна и одломци код кластичних стена дефинишу величином, обликом и заобљеношћу, они имају и изванредан распоред или оријентацију у простору.

Величина зрна

Познавање величине зрна кластичних стена потпомаже тумачењу средине, начина преноса и услова таложења као и разликовање врста. На проучавању величине зрна или гранулометријском саставу заснива се проучавање фација и решавају проблеми корелације.

Величина зрна најбоље се може изразити мерењем пречника зрна. Када би састојци који изграђују седимент или стену кластичне природе били сферног облика, тешкоће одређивања њихове величине не би било. Међутим то најчешће није случај, јер поред сферног постоје и зрна другојачијег облика. Метода сејања ситима, која се највише употребљава за издвајање у фракције агрегата зрна величине изнад 50 μm заснива се на бази најмањег попречног пресека (пречника) зрна.

Фракције ситнијег зрна најбоље се одређују на основу разлика у брзини падања, што стоји у зависности од величине честица, применом посебних метода (декантација, пипетна метода, седиментациона вага).

Код врло чврстих пешчара и алевролита, код којих су зрна чврсто повезана и не могу се раздвојити и припремити за гранулометријску анализу, одређивање величине зрна врши се из петрографског препарата под микроскопом.

За ознаке величине зрна користе се одговарајући термини. То су: шљунак, песак, прах и глина. Ове ознаке служе у исто време да се на основу њих издвоје главне групе одговарајућих кластичних стена.

У погледу граница величине зрна обухваћених горњим изразима, као и за даљу поделу унутар сваке од њих, не постоји општа сагласност аутора. Границе величина могу се поставити на следећи начин:

шљунак	100 - 2 mm
песак	2 - 0.05 mm
прах	0.05 - 0.005 mm
глина	испод 0.005 mm

Кластични састојци једног седимента према величини распоређују се у класе (фракције). На основу њих врши се анализа и чине поређења. Природна скала за расподелу зрна по величини заснива се на логаритамској подели.

На логаритамској подели заснована је Вентвортова (Wentworth) скала, код које се полази од 1 mm као почетне величине и помоћу односа $1/2$ или $2\times$ врши даља подела, чиме се добијају границе за класе код 1, $1/2$, $1/4$ или 1, 2, 4.... у другом смислу.

Расподела кластичних састојака по величини у класе (фракције) назива се гранулометријском анализом и може се представити на табlici или графички. При томе се одређује тежина сваке фракције (обично) или се броје зрна (у посебним случајевима).

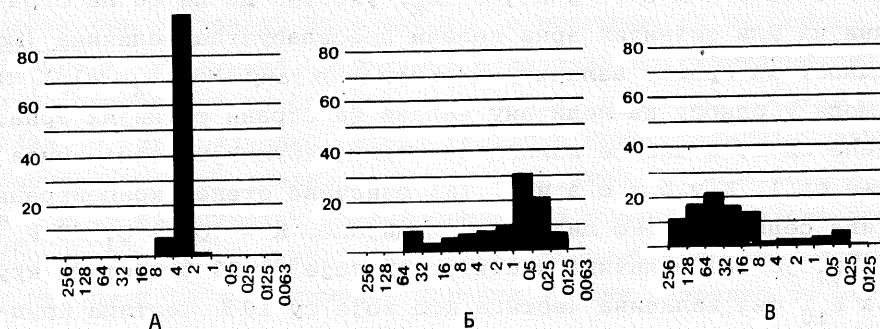
Најпростије графичко представљање гранулометријске анализе седимента (стене) је путем хистограма. Хистограм сачињавају више правоугаоника поређаних један уз други на правој линији, на којој су означени логаритми крајњих величина фракција; процентни садржај фракција читава се на ординати.

Распоред честица по величини може бити различит. Ако је једна класа зрна преовлађује, за распоред зрна по величини каже се да је унимодалан, а ако се две или више класа истичу међу осталим, онда је то бимодалан или полимодалан распоред. Ове разлике делом произилазе од услова при таложењу и могу допринети разумевању историје постанка седимента.

Шљунак и конгломерати су изграђени од фрагмената врло различитих величина, тако да је њихов гранулометријски састав доста разноврстан. Марински обалски шљунак некад јасно показује унимодалан распоред фрагмената (зрна) по величини, док је алувијални шљунак (праћен честицама песка) обично бимодалан. Глацијални шљунак карактерише се великим бројем фракција и полимодалним распоредом фрагмената (зрна) по величини (Сл.14).

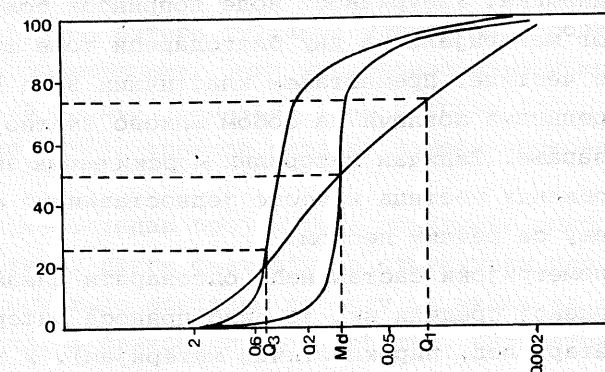
На основу резултата гранулометријске анализе праве се кумулативне криве (Сл.15), на тај начин што се на апсцису наносе логаритми крајњих величина фракција а на ординату проценти збирног садржаја фракције. Из кумулативних кривих се на основу простих математичких радњи извлаче структурни параметри, којима се изражавају основне карактеристике величине зрна и њихо-

вог распореда у испитиваној проби. Од њих су најважнији; медијана, коефицијент сортираности, коефицијент асиметрије и куртозис.



Сл.14.- Гранулометријски састав: А - обалског шљунка (језеро Мичиген, Илиноис), Б - алувијалног шљунка (Мисисипи, Мисури), В - глацијалног шљунка (Кари, Илиноис).

У обради резултата гранулометријске анализе често се још користе: средња величина зрна и стандардна девијација.



Сл.15.- Кумулативна крива са приказом начина одређивања медијане и квантила. Песак, плиоцен, Колубарски угљени басен.

Медијана (M_d) или средња величина зрна је она величина зрна од које је 50 % материјала крупнијег а исто толико ситнијег зрна. Коефицијент сортираности (S_o) одређује степен једнообразности зрна по величини на основу квар-

тила: $S_0 = \sqrt{Q_3 / Q_1}$. Квартиле су величине зрна које одговарају пресецима на кумулативној кривој на 25 % (Q_3) и 75 % (Q_1). Савршено сортиран седимент има коефицијент сортираности 1. Коэффициент асиметрије (S_k) указује да ли се на страни крупнијих или ситнијих зрна налази преовлађујућа величина (мода) у односу на средњу величину зрна или медијану (Md). $S_k = \sqrt{Q_1 Q_3 / Md^2}$. Ако се мода у односу на медијану налази на страни ситнијих зрна, S_k је веће од 1, а ако се налази на страни крупнијих зрна, онда је S_k мање од 1. Куртозис (K) означава степен концентрације честица седимента око дијаметра медијане. $K = (Q_3 - Q_1) / (2(P_{90} - P_{10}))$. P_{90} је она величина честица код које су 90 % честица крупније, а P_{10} она величина честица код које су 10 % честица крупније.

Уопште узев појављивање зрна одређених величина добрим делом стоји у зависности од матичних стена изложених дезинтеграцији или физичком распадању. У току преноса, материјал се ситни трешњем шљунка један о други, ударом крупнијих фрагмената о ситне и дробљењем мањих зрна на контакту и под притиском већег шљунка.

На величину кластичних састојака даље утичу средина таложења и њена динамика. Узбурканост воде доприноси бољој сортираности седиментног материјала на дну благодарећи томе што се из њега удаљују ситне честице. Премештањем кластичних зрна у приобалским маринским срединама повлачи за собом њихово знатно трошење, заобљавање и разарање. Типичан литорални морски песак знатно је боље сортиран, заобљених честица и често једноставнијег минералног састава у поређењу са речним песком.

Гранулометријски састав неће одговарати динамици средине таложења у воденој средини ако је било приноса материјала другим агенсима (ветар, лед, пирокластичан материјал). У већини случајева утицај ових фактора се манифестује у смањењу степена сортираности материјала и промени средње величине зрна. По правилу хистограми оваквих седимената су бимодални тј. показују две фракције зрна које преовлађују. Бимодални карактер може да се јави и ако је дошло до промене у брзини таложења, јер се у тим случајевима ситније честице мешају са крупнијим.

С обзиром на то да на резултате гранулометријске анализе утиче више фактора који нису сви везани за саму средину таложења то се може говорити само о неким општим критеријумима који се могу поставити у погледу везе гранулометријског састава са условима при постанку. Више аутора је покушало да на основу величине зрна и структурних параметара извучених из гранулометријске анализе, односно на основу њихових односа, дефинише средине стварања. Рухин је тако разрадио методу генетске интерпретације резултата гранулометријске анализе. Генетски дијаграм овог аутора израђен на основу израчунатих коефицијената из гранулометријске анализе рецентних пескова указује на услове односно средину таложења. Другу методу и то за седименте водених токова разрадио је Пасега. Она полази од тога да однос међу начинима преноса одломака (вучење по дну, преносење у обичној или градационој суспензији) зависи од динамике тока, а она је у извесној мери одређена физичко-хемијским условима. За установљење начина преноса највећи значај имају по овом аутору медијана и 1 % квартила.

Значај структурних параметара за одгонетање средине стварања песковитих седимената или хидродинамичких услова под којима су се они таложили, истицали су и други аутори. У последњих двадесетак година аутори су тако, узимајући у обзир односе двају структурних параметара, као нпр. однос између коефицијената асиметрије према средњој величини зрна и према стандардној девијацији (Friedman, 1961) тражили разлику између пескова обала, дуна и река.

Док се један број аутора позитивно односи према добијеним резултатима, други сматрају да структурни параметри у низу случајева нису тако осетљиви да могу да укажу на средину таложења седимената. У сваком случају међутим, параметри извучени из гранулометријске анализе могу корисно да послуже за праћење динамике таложења у серијама слојева или фацијама.

О б л и к и з а о б љ е н о с т

О б л и к фрагмента (зрна) дефинисан је односима између дуже, средње и краће осе. На основу овога издвајају се основни

облици валутка шљунка: дискоидалан, сфероидалан, плочаст и вретенаст. Међутим спровођења оваквог мерења већ код честица песка је дуго и непрецизно. Облик минерала иначе се дефинише уобичајеним терминима као изометричан, призматичан и др. Неправилан облик задобијају минерали приликом дробљења али се он јавља и као резултат растварања (корозија).

Облик уопште више зависи од облика првобитног одломка стене него од врсте и начина преноса. Од ламинираног пешчара или шкриљца фрагменти су плочасти, док масивне стене при распадању дају фрагменте приближно истих димензија.

За квантитативни индекс облика обично се узима сфера као стандард, крајњи облик који задобијају одломци стена и минерали после дуге абразије. Полазећи од овог израчунавају се тзв. индекси сферичности.

З а о б љ е н о с т се односи на оштрину ивица и углова и независна је од облика зрна. У пракси се овај израз некад брка са појмом облик. Заобљеност се може дефинисати као однос средњег полупречника кривина на угловима и ивицама према полупречнику круга који се може уписати у зрну.

Да се изрази "заобљен", "слабо заобљен", "угласт" и други не би произвољно употребљавали, дата је њихова дефиниција. Тако је Петицон издвојио пет класа заобљености, по којима зрна могу бити:

у г л а с т а (0-0.15) - зрна претрпела врло слабо или никакво абање, ивице и углови оштри, секундарни углови бројни и оштри;

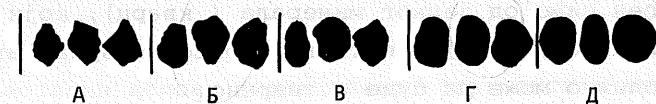
с у б у г л а с т а (0.15-0.25) - на зрнима видљиво дејство абразије, фрагменти сачували првобитни облик, ивице и углови делом заобљени секундарних углова има нешто мање него у претходном случају;

с у б з а о б љ е н а (0.25-0.40) - зрна претрпела знатно абање, ивице и углови заобљени, секундарни углови заобљени и редуковани у броју, површина првобитних страна редукована али првобитан облик зрна још уочљив;

з а о б љ е н а (0.40-0.60) - првобитне стране зрна скоро потпуно уништене, ивице и углови углачани, секундарни углови још редуковани, првобитан облик још уочљив;

д о б р о з а о б љ е н а (0.60-1.00) - нема првобитних страна, ивица и углова зрна, заобљене површине, првобитан облик може се само наслутити (Сл.16).

Шљунак који је заобљаван током дугог преноса ледником често показује фацетиране површине обично са слабо заобљеним иви-



Сл.16.- Класе заобљености. А - угласта, Б - субугласта, В - субзаобљена, Г - заобљена, Д - добро заобљена зрна.

цама. Карактеристичан је њихов пентагоналан табличаст облик. Равне површине су обично са огреботинама (стрије), нарочито развијене на фрагментима компактних, ситнозрнатих стена (кречњаци и др.). Под дејством ветра стварају се два потпуно различита облика шљунка. Фрагменти стена мале величине које ветар носи заобљени су у већој мери него што би то били да су ношени водом. Међутим фрагменти који су тако крупни да их ветар не може да преноси постају фацетирани абразијом од стране песка који ветар носи (тзв. драјкантери).

Степен заобљености детритичних састојака зависи од њихове величине, физичких карактеристика и абразије. Проучавања рецентних седимената су показала да је заобљавање врло спор процес и да нагло постаје још спорији са опадањем величине зрна. Тако после одређеног преноса крупнија зрна у односу на ситнија постају заобљена у већој мери. Зрна кварца величине песка могу да постају заобљена само у срединама које се карактеришу већим просеком кинетичке енергије, као што су плаже, баријерна острва даље од обале, тајдални канали или пустињске дуне.

Од рецентних пескова добро заобљена зрна показују пустињски пескови северне Африке, што је последица дејства абразије током дугог преноса честица ветром. Овде се обично ради о зрнима пречника већег од 0.1 mm. Испод те величине зрна су у великој мери угласта. Слични добро заобљени песковити седименти су констатовани у пермотријаским наслагама СЗ Европе.

На облик зрна утиче и корозија, чиме се мења првобитна контура зрна, а затим и процеси секундарног рашћења.

Код пескова и пешчара може се говорити о структурној зрелости на основу тога до које мере је песак добро сортиран и добро заобљених зрна, без глиновитог материјала. Крајњи члан је песак изграђен само од једног минерала (кварц), који је исте величине (одлично сортиран) и потпуно заобљених зрна, што у природи само приближно може да буде остварено.

П о в р ш и н с к е с т р у к т у р е

Мање промене на површини зрна, некад у виду микрорељефа означавају се као површинске структуре. Оне су независне од величине, облика и заобљености састојака. То могу бити углачане (полиране) или рапаве површине, стрије и сл.

Површинске структуре се запажају голим оком или бинокуларном лупом, а у неким случајевима само електронским микроскопом. Промене на површини зрна лакше се бришу после слабије абразије и краћег преноса него што је то случај са променама у величини и заобљености зрна.

Углачане (полиране) површине могу да се створе на различите начине. Тумаче се као резултат дејства финих абразивних честица, таложења танких силицијских или гвожђевитих превлака или стакластог филма. Зрна кварца под дејством еолске абразије могу да задобију рапаву односно корошовану површину, која је слична површини стакла нападнутог флуороводоничном киселином. Кварц код пешчара са карбонатним цементом и растурена зрна кварца у кречњацима могу бити корошовани од стране суседне калцијум-карбонатне материје.

У последњих десетак година обављају се детаљна испитивања микрорељефа зрна применом електронског микроскопа. Она су открила мноштво ознака различитих величина и облика на површини зрна кварца.

Р а с п о р е д и м е ђ у с о б н и о д н о с с а с т о ј а к а

Саставни делови једне стене, фрагменти и честице, имају извешан распоред или оријентацију у простору. До распореда долази најпре за време таложења материјала. Тако се валутице шљунка могу оријентисати правцем дуж осе, док код кварца може доћи до оријентације правцем кристалографске С-осе. Уколико детритични састојци нису сферични код њих постоји тежа да задобију најстабилнији положај са најдужим осама паралелним површини таложења као одговор на гравитационе силе. Положај ових елемената може да буде модификован токовима тако да долази до њихове преоријентације. Под утицајем спољашњег једностраног притиска на стену може доћи до покретања честица или стварања нових минералних зрна оријентисаних према условима створеним притиском.

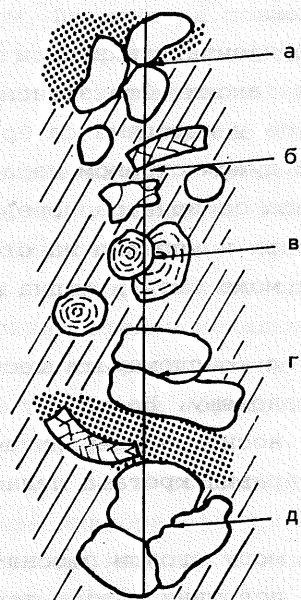
Многи истраживачи су запазили да оријентација зависи од правца кретања у средини у којој се седимент таложи. Ова зависност није једноставна. Тако је установљено да се у потоцима са брзим струјама кварцна зрна распоређују својом дужом страном паралелно правцу струје. Ако је струја слаба, тада се зрна распоређују дужом страном паралелно оси трагова таласања и управно на струју. При умереној снази струја оријентација може бити и једна и друга.

Одређивање оријентације валутака код конгломерата често помаже извођењу закључка о условима при таложењу. На основу оријентације фрагмената у материјалу који су носили и прерађивали ледници (тзв. тил) одређују се некадашњи правци кретања ледника.

Код шљунка и конгломерата валутице могу својом плосна-том страном да стоје под извесним углом према површини слојевитости; ова појава се означава као и м б р и к а ц и ј а. Стабилан положај валутица је остварен онда када су они својом равном површином окренути узводно.

За оријентацију валутица шљунка у простору обично се узима у обзир азимут и падни угао најдуже осе. Запажања извршена на већем броју комада представљају се графичким путем. Мерење оријентације зрна кварца може се вршити или одредбом азимута оријентације зрна или се на теодолитном сточићу одређују оптичке осе кварца на оријентисаном препарату и ти резултати представљају графички.

Просторни међусобни однос саставних делова или начин паковања је посебна структурна карактеристика. У случају униформно сферичних зрна у стени, постоји више начина на који се зрна могу сложити. Ако варирају и величина и облик зрна, што је обично случај, просторни однос или начин паковања постаје још сложенији. У сваком случају густо паковање редукује како запремину порног простора тако и величину пора, што знатно утиче на порозност и пропустљивост.



Међусобни однос зрна зависи од услова при таложењу материјала и доцнијих процеса. Тај однос може да се мења под утицајем притиска ново наталожених седимената. У општим цртама може се узети да са дубином расте и густина паковања.

Поред међусобног односа зрна у стенама може се говорити и о односу зрна и цемента или матрикса. Тако се цемент може јавити на контакту међу зрнима, између појединих зрна (у порама) или пак као основа у којој су зрна раструрена не додирујући се међусобно.

Паковање и начин контакта међу зрнима могу се и прецизније дефинисати (Сл. 17). Тако се зрна могу уопште не додиривати или је остварен контакт у

Сл.17.- Паковање и контакти између састојака (зрна), по Тејлору, 1950. Објашњење: а - тангенцијални или контакт у тачци, б - састојци без контакта, в - конкавно-конвексни контакт. г - дуги и д - сутурни контакт, матрикс, цемент. $P_d = 0.8$, $P_p = 31\%$.

тачци (тангенцијалан), обично у случају када није било деловања притиска. Конкавно-конвексни и некад сутурни контакт остварени су обично у случајевима умереног притиска и растварањем под његовим утицајем. Дуги контакт и већина сутурног контакта, као и густо паковање зрна, често доводе до тога да порозности и цемента практично нема; јављају се под јачим деловањем притиска и растварањем под његовим утицајем.

Просторни однос може да се дефинише са два параметра: густином паковања и блискошћу зрна, који се одређују из петрографског препарата. Густина паковања (P_d) представља однос збира дужина пресека зрна према дужини траверзе на којој се зрна налазе у препарату. На овај начин добија се слика о заступљености шупљина у кластичној стени после очвршћавања, испуњених или делимично испуњених цементом. Блискост (P_p) је однос броја контаката зрно-зрно (забележених на траверзи кроз петрографски препарат) према броју контаката свих врста (зрна према зрну, цементу, порама или према матриксу).

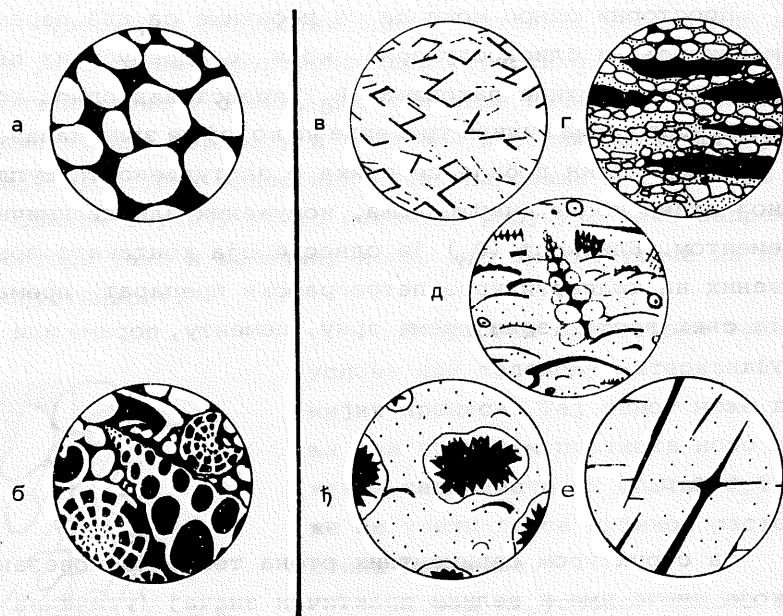
Порозност

Са структуром седиментних стена тесно је повезана порозност, која иначе има и велики практичан значај (утиче на образовање лежишта нафте и гаса, кретање подземних вода и на техничке особине стена). Величина шупљина (пора) код кластичних стена је од значаја јер утиче на њихову пропустљивост. Без потребне пропустљивости за воду цементација, дијагенетске промене минерала и др. могу да се остваре само у малим размерама.

Под порозношћу се подразумева свеукупност шупљина (пора) у стени различитих по постанку, облику и размерама. Систем пора представља пут за пролаз течности кроз стену и омогућава задржавање течности.

Обично се разликују две главне врсте порозности, примарна и секундарна (Сл. 18). Примарна порозност је створена када и стена, док је секундарна порозност везана за доцније промене. Доминантан тип примарне порозности код кластичних

стена, првенствено код пешчара, јесте интергрануларна порозност. Њу чини простор између детритичних зрна. Зависна је од униформности величине зрна, облика зрна, начина паковања састојака. Ситан песак има већу порозност него крупан. Ово се може објаснити делом тиме што ситан песак има више угластих зрна и слабије паковање него крупан песак.



Сл. 18.- Врсте порозности. Примарне: а) интергрануларна, б) интер- и интрагрануларна. Секундарне: в) интеркристаласта, г) фенестрална, д) везана за калупе, ђ) везана за шупљине, е) пукотинска.

Значајна је и униформност зрна. Највећа порозност се обично постиже када су сва зрна исте величине (добра сортираност). Уколико се поред оваквих јављају ситнија и крупнија зрна, порозност се умањује, у извесним границама директно пропорционално њиховој количини.

Проучавања пешчара су показала да број контакта међу зрнима расте са повећањем дубине. Са овом последњом се мења и природа контакта од тангенцијалног преко конкавно-конвексног до дугог. Проучавања су показала уопште опадање порозности са дубином,

међутим неки скорањи радови указују да томе пре може да буде узрок цементација него компакција.

КОНГЛОМЕРАТИ

Главни састојци конгломерата су фрагменти величине преко 2 mm, поред којих се може јавити ситнији кластичан материјал (обично честице песка) који испуњава шупљине. Сем тога код конгломерата се разликује и цемент, представљен обично неком минералном материјом издвојеном из раствора; то може бити: калцијум- или калцијум-магнезијум-карбонат, силицијска материја, хидроксид гвожђа и др.

Код неких конгломерата ситан кластичан материјал у шупљинама и цемент могу да сачињавају више од једне трећине стене, тако да се поједини фрагменти налазе изоловани или растурени у такој материји.

У виду фрагмената (валутица) практично се могу јавити све стене (изузев оних које лако подлежу растварању), укључујући и фрагменте жичног кварца. Природа стене се обично одређује голим оком.

Врста и величина фрагмената не стоје само у зависности од природе стене области снабдевања већ и од геоморфолошких и климатских услова средине те области. Под извесним условима једне врсте стена се распадају у крупније комаде, нпр. рожнаци као и жични кварц, док друге при дезинтеграцији дају честице песка, што је случај са гранитом; неке, као кречњаци нпр., показују тенденцију за растварањем. Међутим ако услови средине, као што су висок рељеф и погодна клима, спрече интензивну дезинтеграцију и растварање, шљунак може бити изграђен и од фрагмената гранита као и кречњака.

Ако конгломерати садрже фрагменте друге или треће генерације тј. оне који су пореклом од раније постојећих сличних сте-

на, а није било прилива новог материјала, фрагменти ће бити представљени врло отпорним стенама (рожнаци, кварцити, жични кварц).

Конгломерате ређе чине фрагменти једне врсте стена - олигомиктни, чешће се ради о учешћу у њиховом саставу више врста стена - полимиктни конгломерати.

ВРСТЕ

Према величини фрагмената шљунак може бити: ситан (2 - 10 mm), средње величине (10 - 25 mm) и крупан (преко 25 mm). Поменуте границе величине користе се и за детаљније означавање конгломерата.

При већем уделу (преко 20 % по Кринину) кластичног материјала величине испод 2 mm, с тим да његов удео не пређе 50 %, називима се додају одговарајући придеви (песковит, глиновит).

С обзиром на преовлађујућу врсту стена од које потичу фрагменти ближе се означавају одговарајуће крупнокластичне стене (рожначки, кварцитни конгломерат и др.).

Теригене шљункове и конгломерате Петицон дели у две веће подгрупе: ортоконгломерате и параконгломерате.

Ортоконгломерати су обични конгломерати; код њих су фрагменти шљунка сакупљени обичним воденим токовима; кластичан матрикс је код њих присутан у малој мери или га нема. Параконгломерате чине стене са обилно заступљеним или доминантним матриксом од финозрног материјала, постале подводним турбидним и другим токовима или путем преноса кластичног материјала ледницима. Овакве стене могу постати подводним клижењем.

Да ли су кластични састојци (класти) густо или ретко паковани и да ли је разлика у величини класта према величини честица матрикса мала и велика, обично зависи од флуидности средине преноса. Тако на неки начин по Вокеру (Walker, 1975), постоји спектар између конгломерата који су бимодални, са обилним кластима и при-

сутним матриксом, добро сортирани, и на другој страни, конгломерата са обилним матриксом, који су слабо сортирани.

Параконгломерати (у енглеској терминологији за такве и сличне стене постоје и називи диамикрити, флуксотурбидити и др.) могу да се створе и турбидним и детритусним токовима. Снажни турбидни токови који носе муљ, песак, шљунак и блокове, могу да се крећу кроз муљевити супстрат и да почну да одлажу шљунак. Укупна густина шљунка је знатно већа него муља, чега је резултат да су одлагања шљунка у горњем делу муља нестабилна. Кретањем низ падину или низ ток крупан кластичан материјал се умеша у ситнозрни матрикс, да би се после очвршћавања добила поменута кластична стена.

У крупнокластичне стене сличних великих разлика у величини зрна и слабо сортираних спадају и глацијални конгломерати. Они се стварају од материјала који су носили и прерађивали ледници. Називају се посебим именима: тил- ако су слабо и тилит када су очврсли. Тил и тилити су изграђени претежно од ситнозрног материјала, поред кога се јављају и крупнији фрагменти и некад врло крупни блокови. То су најслабије сортирани седименти.

На стрмим падинама стварају се од осулинског материјала осулинске бречке. На копну се могу створити бречке и обурвавањем стеновитих маса када услед растварања соли дође до поткопавања.

СРЕДИНЕ СТВАРАЊА

Главне средине у којима се стварају конгломерати су: предгорја, реке, литорална област, подручје стварања субмаринских лепеза, ледничка средина.

Дејством бујичних токова у предгорјима се нагомилавају слабо заобљени ситни и крупни одломци различитих стена у виду купа (алувијалне купе) при чему се стварају наслаге зване фангломерати. Материјал у њима је слабо сортирани без слојевитости.

Међу копненим конгломератима геолошке прошлости налазе се како творевине изграђене од материјала снашаног рекама и скупља-
ног у планинским подножјима, тако и конгломерати стварани на рачун
алувијалног материјала пренашаног у депресије, у које су некад за-
лазила мора и језера. Овако су настали к о н г л о м е р а т и
м о л а с а. На падинама Алпа такви конгломерати су почели да се
стварају крајем олигоцена и то у појасу који се протезао из обла-
сти Аустрије кроз Швајцарску у области Француске. У миоцену се по-
јас конгломерата проширио и њихова дебљина знатно повећала. То су
углавном творевине делти, али се њихово стварање вршило и у прио-
балској језерској и маринској средини.

У маринској средини конгломерати се често стварају у
приобалској зони дејства абразије, некад на већем пространству.
Посебну врсту маринских конгломерата представљају тзв. интрафор-
мацијски конгломерати.

И н т р а ф о р м а ц и ј с к и к о н г л о м е р а т и
(б р е ч е) стварају се као резултат комадања и преталожавња ма-
теријала слојева у којима се налазе. Порекло материјала је уско
локално а дебљина мала. То могу бити конгломерати од глинаца у
песковитом материјалу или се ради о плочастим фрагментима креч-
њака повезаних истоврсним материјалом.

Узрок стварања интраформацијских конгломерата (бреча)
је најчешће оплићавање и привремено повлачење воде, последица че-
га је исушивање и испуцалост муљева, који се после комадања пре-
таложавња. Код карбонатних стена ради се о ерозији семиконсолидо-
ваног карбонатног седимента (интракластични рудит по Фолку), док
се некад појављувања оваквих стена тумачи као резултат подводне
фрагментације и преношења турбидним токовима.

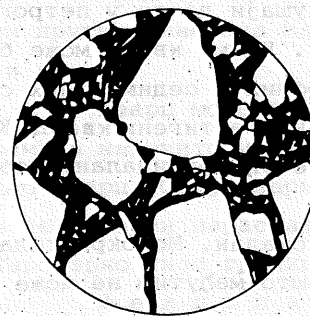
У серији доџотријаских шарених пешчара на Старој пла-
нини изграђеној од црвенкастих и зеленкастих пешчара и алевро-
лита јављају се у више нивоа интраформацијски конгломерати сас-
тавлени од фрагмената алевролита величине око 2 см, чврсто веза-
них песковитим матриксом. Овде се ради о комадању и преталожавња
у литоралној области повремено таложених алевролитских седи-
мената мале дебљине.

У бази трансгресивних наслага могу се јавити б а з а л
н и и л и т р а н с г р е с и в н и к о н г л о м е р а т и.
Они се обично одликују добром заобљеношћу фрагмената и садрже до-
ста песковитог матрикса. У другом случају крупнокластични седимен-
ти могу се јавити у вези са повлачењем мора, када се стварају ре-
г р е с и в н и к о н г л о м е р а т и.

Ако се таложјење вршило преко распаднуте површине стена
онда материјал на месту створених бреча улази у састав првих чла-
нова наслага које тада имају више карактер базалних бреча него ко-
нгломерата.

С у б м а р и н с к е л е п е з е, као наслага териге-
ног материјала, некад су таквих размера да се мере километрима;
образују се на спољашњим континенталним ободима, у бази континен-
талних падина, дубокоморским рововима. Конгломерати се у њима ја-
вљају у проксималном делу као чланови заједно са крупнозрним пе-
шчарима у виду дебелих слојева са градацијом слојевитости. Суб-
маринске насlage лепеза су иначе врло значајна фација дубоковод-
них геолошких формација и са њима везаног флиша. Стварање овак-
вих наслага је везано за токове седимената који се крећу низ па-
дину под дејством теже (тзв. гравитациони токови).

У Шумадији код Ропчева јавља-
ју се брече у виду сочива (од испод
1 до преко 50 м дебљине) у сенонс-
ким флишним седиментима. Изграђују их
угласти фрагменти величина од више
mm до више см, претежно мермера, по-
везаних глиновитим матриксом и це-
ментом - м е р м е р н а б р е ч а
(Сл. 19). Ове брече представљају оли-
стостроме. Наиме, њихов постанак је
везан за гравитационо клижење, ко-
јим механизмом је кластичан незаоб-
љен материјал био кретан и акумули-
ран у полуконсолидованом стању.



Сл. 19.- Мермерна бреча.
Ропчево. Смањено $\times 1/2$

ПЕШЧАРИ

САСТАВ

Пескови и пешчари су полиминералног састава. Иако се у њима може јавити читав низ детритичних минерала, практично њихов број је мали. Сви минерали немају исти значај. Обично се разликују главни и споредни састојци. У главне састојке спадају: кварц, фелдспат и одломци стена, којима се придружују и лискуни. Међу споредним састојцима, чији је број већи, посебан значај имају тзв. тешки минерали. Поред тога пешчари имају и материју која испуњава простор између поменутих састојака тј. цемент или матрикс.

Кварц (SiO_2) је најзаступљенији састојак већине пескова и пешчара. Чини око 2/3 детритичних састојака средњег пешчара. Јавља се у зрнима различитог облика и оптичког понашања. На основу ових и других обележја чине се покушаји да се у петрографском препарату разликује кварц по пореклу. Наиме кварц може бити пореклом из дубинских, вулканских, метаморфних и седиментних стена, затим из хидротермалних жица а постоји и аутигени кварц. Кварц пореклом из дацита (кварц-порфирита) је бипирамидалан, добро заобљен и са појавом корозије зрна.

Кварц може бити моно- и поликристалан. Монокристалан кварц се помрачује хомогено или таласасто, што међутим не може служити као критеријум за разликовање магматског од метаморфног кварца, како се то раније сматрало. Поликристалан кварц је изграђен од две или више кристалних јединки. Оваква композитна зрна могу да представљају микрокристаласти рожнац, финозрни кварцит, неку метаморфну стену вишег ступња метаморфизма.

Гранитоидне магматске стене су обично крупнијег зрна од већине метаморфних стена. Због тога средњо- и крупнозрни кварц (монокристалан) у пешчарима најпре је пореклом од таквих стена. Филитоидне стене и други ситнозрни шкриљци дају ситнозрни кварц. Међутим то не значи да је ситнозрни монокристалан кварц у седименту увек пореклом од метаморфних стена. Наиме, и то често, он је резултат ломљења крупнозног кварца без обзира на порекло.

Кварц у песковима и пешчарима може бити провидан, прозрачан, бео, сив и слично, што је могуће видети у бинокуларном микроскопу. Жични кварц је некад млечно беле боје, јер садржи велику велику проценат вакуола испуњених ваздухом.

Зрна кварца могу показивати извесну издуженост, која је обично највећа у правцу кристалографске осе С. Она је изразитија код кварца пореклом од кристаластих шкриљаца него од магматских стена. Кварцна зрна некад садрже инклузије; кварц из магматских стена може да садржи игличасте и неправилне инклузије, док су код кварца из шкриљаца инклузије еухедралног облика.

Кварц је не само хемијски већ и механички доста отпоран детритични минерал, тако да може преживети више циклуса распадања, преноса и таложења, са релативно малом редукцијом величине зрна. Међутим није сасвим нерастворан, на што нам указује појава кородованих зрна овог минерала. Кварц исто тако може бити замењен низом других минерала као калцедоном, хидроксидом гвожђа, калцитом и др.

Кварц може бити и аутигени састојак. Тако се у неким пешчарима а нарочито у кварцаренитима (Сл. 23) јавља секундарно нарастао кварц. Овај кварц је више или мање правилног облика; део који је створен нарастањем задржава исту оптичку оријентацију као и старо зрно чије границе остају видљиве.

Фелдспати, група алумосиликатних минерала коју чине ортоклас и микроклин (KAlSi_3O_8) и плагиокласи (изоморфна серија $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), чести су као састојци пескова и пешчара.

Фелдспат у овим стенама углавном води порекло од крупнозрнијих дубинских стена, претежно гранита, затим од гнајсева.

Фелдспати из пирокластита су правилног облика, чешће поломљени; могу имати омотач од стакласте материје. Фелдспати из метаморфних стена чешће показују бројне минералне инклузије, нарочито епидота; обично су промењени.

Обилније појављивање ортокласа или микроклина указује на порекло од гранита, гранит-гнајсева и мигматита. Албит може да буде пореклом од магматских стена и из албитских шкриљаца, олигоклас и андезин из интермедијарних магматских стена (фино зонарни плагиокласи из вулканита) и амфиболита.

Фелдспати су уопште много мање стабилни него кварц, због чега су у псамитским стенама створеним на рачун материјала пореклом од дубинских стена ређи од њега, иако су у тим матичним стенама преовлађујући састојци. При томе треба истаћи да су чисти алкални фелдспати (ортоклас, албит) стабилнији од базичних плагиокласа, самим тим и релативно чешћи у песковима и пешчарима.

Присуство веће количине фелдспата у неким пешчарима раније се приписивало специјалним климатским условима који су спречавали његово распадање. Значај климе је доцније умањен; међутим сигурно да је под изразито аридним или врло хладним климатским приликама распадање фелдспата веома ограничено.

У областима високог рељефа ерозија је јака тако да фелдспат може да се сачува од распадања и да се непосредно преноси у област таложења, што није случај са областима ниског рељефа. Због тога се детритични фелдспат узима и као индекс тектонске активности. Пешчари из орогених области по правилу су богатији фелдспатом него исте стене стваране у тектонски стабилним теренима.

У цементу пешчара између других зрна или у виду секундарног нарастања око зрна детритичног фелдспата могу се јавити аутигени фелдспати, који су скоро увек чисто алкални.

Одломци стена су више или мање присутни у свим песковима и пешчарима. Средњи пешчар садржи 15-20 % одломака стена. Најчешћи су у крупнозрнијим фракцијама. Са смањењем величине зрна и њихова идентификација постаје отежана.

Највише се срећу одломци оних стена које су отпорне према распадању (рожнаци, ситнозрни кварцити). Затим се могу јавити

у зависности од области снабдевања и друге врсте (филити, пешчари, кречњаци, вулканске, пирокластичне стене и др.). Тешко их је међутим некад разликовати у петрографском препарату, као нпр. рожнац од фелзитичне вулканске стене (уколико се у овој другој не запажају фенокристали или остаци стакла).

Лискуни су нарочито присутни у неким песковима и пешчарима (литаренити, грауваке). То се нарочито односи на мусковит, отпоран према распадању, док се биотит у низу случајева распада у хлорит. Лиске ових минерала су крупне или ситне; у овом другом случају то се односи нарочито на мусковит, када се по оптичким особинама њему одговарајући минерал дефинише као серицит.

Детритични лискуни воде порекло најпре од лискуновитих гранита, гнајсева и микашиста. Биотит у правилним хексагоналним лискама може да води порекло од туfoва.

Тешки минерали, као минерални споредни састојци специфичне масе веће од 2.85, иако по броју и врстама могу варирати у широким границама, заступљени су врло мало, обично испод 0.1 % (ретко преко 1 %) свих састојака. То су некадашњи споредни састојци раније постојећих стена или ређе, Fe - Mg - састојци магматских и метаморфних стена. Неки од њих могу бити и аутигени.

Тешки минерали који воде порекло од кристаластих стена углавном су очувани и правилног облика. Када потичу од ранијих седиментних стена, у коме случају мање стабилне врсте ишчежавају, сачувани стабилнији минерали постају заобљени у приличној мери.

Пошто се у петрографском препарату тешки минерали не јављају изузев у понеком зрну, то је потребно извршити њихову сепарацију од лаких минерала помоћу тзв. тешких течности.

Одређене асоцијације тешких минерала могу да укажу на њихово порекло (Таб. 1)

Таб. 1.- Асоцијација тешких минерала и њихово порекло

Асоцијација	Порекло
Апатит, биотит, монацит, мусковит, рутил, сфен, турмалин, хорнбленда, циркон	Киселе магматске стене
Апатит, брукит, илменит, магнетит, оливин, хиперстен, хромит	Базичне и ултрабазичне стене
Андалузит, гранат, епидот, дистен, силиманит, стауролит, сфен, хорнбленда, цоисит	Метаморфне стене

Познавање тешких минерала потребно је не само ради утврђивања порекла материјала већ и за корелацију, с обзиром да се стратиграфске јединице међусобно разликују по врстама и заступљености споредних или тешких минерала. Асоцијације ових састојака у стенама појединих стратиграфских јединица непосредан су одраз ерозије одређених стена на копну. Са откривањем нових стена и њиховом ерозијом сакупиће се у седиментима које од њих воде порекло нове врсте и варијетети или ће доћи до промене у међусобним количинским односима заступљености појединих врста.

За корелацију је потребно распознати поједине минерале или асоцијације "тешких" и уочити њихова карактеристична обележја и варијетете. На основу преовлађујућег количинског садржаја извесних минерала над осталим, присуства карактеристичних минерала, топоморфних обележја (облик, заобљеност, боја и др.) дефинишу се карактеристичне и корелационе асоцијације тешких минерала појединих стратиграфских јединица. За ову сврху користи се често тзв. индекс ZTR- проценат циркона, турмалина и рутила међу провидним зрнима тешких минерала.

Треба, међутим, рачунати и на аутигени постанак неких тешких минерала. Ово се најпре односи на анатас. Иако у минималним количинама и барит се може јавити као новостворени минерал у пешчарима. Под утицајем циркулишућих раствора и раствора унутар слоја низ тешких минерала може ишчезнути.

Од споредних састојака треба поменути и глауконит. Он се јавља у ооидним зрнима тамно зелене боје, која представљају агрегате листастог силиката богатог калијумом и гвожђем.

Порни простор између кластичних зрна код пешчара испуњен је цементом или матриксом.

Цемент је хемијске природе. То је најчешће карбонатна или силицијска материја. Карбонатни цемент у највећем броју случајева чини калцит, знатно мање се јавља доломит, док је сидерит још ређи.

Цемент може да се наталожи тако да чини кристалографски континуитет са детритичним зрнима или се таложи на зрнима у виду превлака, односно чини микросталасти мозаик у шупљинама. Некад

цемент, нарочито карбонатни, може да заузме простор других састојака и да их делом замењује. Цемент може чинити испод 50 % у стени или преовлађује; у овом последњем случају зрна изгледају као уроњена у цементну материју. С друге стране контакт између зрна може бити такав да остаје врло мало места за цемент.

О пореклу цемента и цементацији говори се у одељку о дијагенези уопште и у одељку о дијагенези код пешчара.

Матрикс је фина, прашкаста или глиновита материја, величине зрна обично испод 30 μm . У матриксу пешчара могу се јавити поред серицита, хлорита, кварца и минерали глине (каолинит, илит, монморијонит, коренсит и др.). Минерали глине у матриксу могу да буду пореклом са копна или представљају аутигене састојке, али могу бити и продукти дијагенезе па чак и слабог метаморфизма. За испитавање природе минерала глине у матриксу потребно је применити посебну технику њиховог издвајања.

Хемијски састав пескова и пешчара је променљив и стоји у зависности од садржаја напред поменутих компоненти (Таб. 2). Врло висок садржај SiO_2 показују кварцаренити и кварцни пескови, који су због тога од интереса и као корисне си-

Таб. 2.- Хемијске анализе пешчара и песка

	1	2	3	4	5
SiO_2	75.09	96.78	93.83	66.1	66.7
TiO_2	0.29		0.41	0.3	0.6
Al_2O_3	12.32	1.87	2.65	8.1	13.5
Fe_2O_3	1.17	0.52	1.00	3.8	1.6
FeO	0.76			1.4	3.5
MnO				0.1	0.1
MgO	1.24	0.07	тр.	2.4	2.1
CaO		0.06	тр.	6.2	2.5
Na_2O	3.68		0.13	0.9	2.9
K_2O	3.68	0.17	0.30	1.3	2.0
P_2O_5	0.25		0.02	0.1	0.2
CO_2				5.00	1.2

·/.

	1	2	3	4	5
S			0.74		0.1
SO ₃					0.3
C			0.38		0.1
H ₂ O ⁻	0.18	0.52		0.7	0.6
H ₂ O ⁺	1.25		0.38	3.6	2.4
	99.91	99.99	99.84	100.01	100.4

1. Аркоза, доњи тријас, Стара планина. М. Протић, 1959.
2. Кварцаренит (кварцит), лијас, Јерма. М. Илић 1951.
3. Кварцни песак, плиоцен, Колубарски басен. Д. Николић и др. 1976.
4. Литаренит, средња анализа. Ф.Ј. Петиџон, 1963.
5. Граувака, средња анализа. Ф.Ј. Петиџон, 1963.

ПОДЕЛА И ВРСТЕ

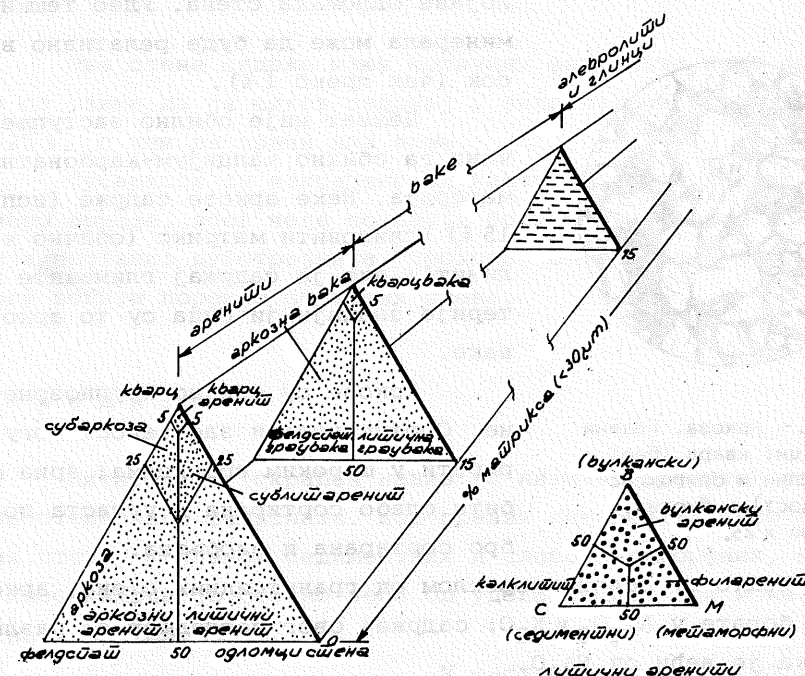
Према преовлађивању зрна одређене величине пескови и пешчари се могу поделити на: с и т н о з р н е (0.05-0.25 mm), с р е д њ о з р н е (0.25-0.50 mm) и к р у п н о з р н е (0.50-2 mm).

При већем уделу кластичног материјала изнад и испод ових величина, с тим да њихов удео не пређе 50 %, називима песак или пешчар додају се одговарајући придеви (шљунковит, прашкаст, глиновит и сл.).

Данашње поделе пешчара заснивају се на количинском присуству и међусобним односима главних састојака- кварца, фелдспата и одломака стена, као и на заступљености цемента или матрикса.

Поред више предложених класификација пешчара на горњим основама највише је у употреби класификација пешчара коју је дао Дот (Dott, 1964) са модификацијама Петиџона (Pettijohn, 1975). По овој подели разликују се две главне групе пешчара: а р е н и т и и в а к е, које се међусобно разликују по процентуалном садржају матрикса. Аренити садрже мање од 15 % матрикса, а ваке ви-

ше од тога. Њихова даља подела зависна је од количинског присуства главних минерала, чији се удео може приказати на троугаоној дијаграму (Сл. 20).



Сл. 20. - Класификација теригених пешчара по Доту са модификацијама Петиџона.

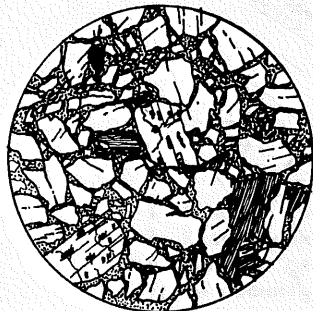
Главне врсте у групи арениита су: аркозе, субаркозе, литаренити и кварцаренити, а у групи ваке: фелдспатске и литичне грауваке.

А р к о з е

Аркозе су изграђене претежно од кварца и фелдспата. Кварц је обично доминантан састојак, изузетно то може бити фелдспат. Као доњу границу садржаја овог последњег већина аутора узима 25 % (Сл. 21).

Аркоза је обично светло сиве или црвенкасте боје. Код крупнозрних варијетета кварц је претежно поликристалан. Фелдспат је обично представљен ортокласом или микроклином који могу бити црвен-

касте боје. Поред ових састојака јавља се и кисели плагиоклас. Овај последњи може да покаже појаву секундарног рашћења. Од осталих састојака претежно се јављају лискуни. Нису искључене ни појаве одломака стена. Удео тешких минерала може да буде релативно висок (чак преко 1 %).



Сл. 21.- Аркоза. Главни састојци: кварц (бео), микроклин и олигоклас (цепљивост) и биотит. Увећано $\times 25$.

Цемент није обилно заступљен; чини га обично калцијум-карбонатна материја. Неке аркозе садрже (испод 15 %) глиновити матрикс (обично као-линит); ако је садржај глиновите материје значајнији онда су то аркозне ваке.

Аркозе су обично крупнозрне стене. Сортираност и заобљеност могу варирати у широким границама; зрна могу бити слабо сортирана и угласта до добро сортирана и заобљена.

Пошто су обично пореклом од гранитоидних стена, аркозе су обично богате у Al_2O_3 и K_2O ; садржај овог последњег за разлику од граувака је већи од Na_2O .

Ове стене се обично јављају у близини већих маса гранитоидних стена. Наслаге већих размера стоје у вези са релативно скоро издигнутим и денудованим гранитоидним масивима. Међутим, исто тако могу изграђивати и базалне хоризонте седиментних секвенци које належу непосредно на гранитоидне стене (резидуалне аркозе). У том случају садрже више кварца него гранити а навише прелазе у слабо услојене аркозе које садрже фрагменте гранита; испод њих је свеж гранит. За разлику од првих, распрострањење оваквих аркоза као и дебелина њихових наслага су мали.

Црвени пермски пешчари источне Србије претежно су представљени аркозама.

С у б а р к о з е

Ове стене садрже мању количину фелдспата него аркозе. Обично се узима да је њихов садржај у фелдспатима и одломцима стена 10-25 %, с тим да првих има више.

Субаркозе су изграђене од нешто боље прерађеног материјала него аркозе, због чега показују бољу сортираност, док им је историја постанка дуготрајнија. Сродство са аркозама је у томе што могу водити порекло од истих стена.

Л и т а р е н и т и

Литаренити (скраћен назив за литичне арените) садрже више зрна стена него фелдспата. Код правих литаренита удео зрна различитих стена, углавном седиментних и слабо метаморфних, прелази 25 %. Удео кварца је обично већи од удела стена, али може да спадне и на 35 % (Сл. 22).



Сл. 22.- Литаренит. Главни састојци: одломци стена, кварц (бело), фелдспати (цепљивост). Увећано $\times 35$.

У састав ових стена могу да уђу одломци гнајсева, кварцита, рожнаца, вулканских и других стена. Лискуни су обично чести састојци. Фелдспат је представљен првенствено плагиокласом. Присуство осталих минерала стоји у зависности од природе матичне стене.

Као цемент јавља се често калцијум-карбонатна материја. Силицијска материја је ређа. Зрна нестабилних стена (глинаца нпр.) под дејством притиска могу да дају материјал сличан матриксу (пseudоматрикс). Услед секундарних површинских промена може да се јави лимонит.

Уколико се ради о обилној заступљености вулканских стена које нису непосредни продукт ерупција (пирокластични), онда се такви пешчари означавају као вулканокластични аренити. Ако се прихвати дата дефиниција аренита, овај термин као што ће се видети из даљег, није увек оправдан.

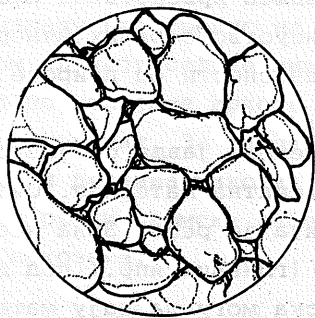
Вулканокластични аренити скоро увек садрже доста глиновитог матрикса, некад у таквој количини да се пре могу означити као вулканокластични глинци. Матрикс чине хлорит, серицит и кварц код геолошки старијих, а зеолити код млађих стена. Границе између детритичних зрна и оваквог матрикса су обично нејасне. Сам матрикс може да буде детритичног порекла, прекристалисала материја, продукт алтерације честица песка или деформисани и згњечени литични фрагменти.

Уопште узев литаренити показују велике варијације у саставу. Широки спектар стена које дају материјал за њих указује на пространо дренажно подручје које може бити и литолошки разноврсно. Срећу се као наслага већих река и делти, затим у миогеосинклиналама.

Кварцаренити

Кварцаренити се одликују врло високим садржајем кварца. Удео зрна овог састојка (заједно са одломцима рожаца) износи пре-

ко 95% (по неким ауторима преко 90%). Цемент је силицијски; поред ове може се јавити и карбонатна материја (Сл. 23).



Сл. 23.- Кварцаренит. Секундарно рашћење кварца око првобитних кварчних зрна (тачкасто). Увећ. x25.

Овакве стене називају се још кварцити. Овај назив није погодан јер постоје метаморфне стене истог имена.

Зрна кварца су у великој мери монокристална и релативно добро заобљена; сортираност је добро. Секундарним рашћењем око ста-

рог зрна чији се трагови могу видети у петрографском препарату долази до стварања новог кристалног облика. Могу се јавити и одломци рожаца.

Други кластични састојци су ретки код већине типичних кварцаренита. То могу бити фелдспати, ређе лискуни. Тешких минерала има обично врло мало; то су првенствено они који су најстабилнији.

Цемент, чији је удео тек толики да држи зрна заједно, првобитно је силицијски-кварц. Може се јавити и калцедон, ређе опал. Некад им се придружује калцит.

Кварцаренити се одликују врло високим садржајем SiO_2 , тако да удео осталих оксида може спасти на испод 1%.

Обилан садржај кварца, изванредна сортираност и заобљеност, указују на високу минералну и структурну зрелост кварцаренита. Ове стене су крајњи продукт изразитог распадања и сортирања. То је могло да се оствари било зато што су сабирна област и место таложења били тектонски врло стабилни, или зато што су зрна песка прошла кроз више циклуса седиментације.

Кварцаренити су прилично распрострањени у свету, нарочито у каснијој прекамбрији и ранијем палеозооку. Карактеристични су пешчари стабилних области штитова; јављају се у маргиналним миогеосинклиналним појасевима. Наводе се и кварцаренити еолског порекла (перм, Енглеска).

У серији лијаских угљоносних седимената Јерме код Пирота преко слоја каменог угља јављају се кварцаренити (кварцити) са високим садржајем SiO_2 , због чега су од значаја за производњу ватросталног материјала. Поред кварца, слабо заобљеног, јавља се некад и мусковит у овим стенама, док тамна цементна маса садржи угљевиту материју.

Грауваке

Грауваке су изграђене од одломака стена, кварца и променљиве количине фелдспата који се налазе у глиновитом серицитско-хлоритском матриксу (Сл. 24). Боје су тамно сиве (отуда име)

до црне. Показују слабу сортираност, састојци су слабо заобљени. Уопште, врло су чврсте стене.

У виду одломака у овим стенама се јављају обично глиници, рожнаци, филити, магматске стене (нарочито базичне) као и туфови. Кварц је обилан или редак. Фелдспат је обично плагиоклас. Бојених минерала је знатно мање.

У зависности од тога да ли преовлађују одломци стена или фелдспати разликују се л и т и ч н е и ф е л д с п а т с к е г р а у в а к е.



Сл.24. Литична граувака. Угласта зрна кварца (светло), фелдспата (цепљивост), лискуна и одломци филита, рожнаца, вулканита у глиновитом матриксу. Увећ. x 35.

Поменути састојци се налазе у матриксу, који може бити обилно заступљен. Пореклом је углавном од истих стена од којих су и зрна, само јако уситњених и хемијски промењених. У њему је фелдспат кородован или претворен у серицит, кварц је микрокристаласт, а хлорит и лискуновити минерали могу показивати извесну оријентацију. У матриксу граувака може се некад јавити пирит.

Код многих граувака дошло је до замењивања крупних минерала ново створеним минералима из матрикса. Тако се на ободима зрна кварца и фелдспата често могу видети прорастања ситним лискама хлорита и илита или серицита. Код неких граувака већина зрна је замењена на ободу минералима из матрикса. Песковита зрна у таквим стенама се постепено сливају са матриксом.

Матрикс се у свим случајевима не може објаснити само на један начин. Он наине може да представља детритични глиновити материјал, продукт прекристализације, дијагенетски продукт алтерације песковитих зрна или деформисане одломке стена.

Грауваке могу показивати градациону слојевитост. Познато је њихово ритмично смењивање у профилу са глиницима.

Постоји мишљење да су грауваке резултат седиментације у тектонски нестабилним еугеосинклиналним појасевима, односно дубоким депресијама и рововима. Њихово стварање везује се некад за турбидне токове. Јављају се у флишу различите старости у Југославији.

ДИЈАГЕНЕЗА

После таложења честица песка долази у седименту (стени) до дејовања читавог низа процеса физичке и хемијске природе, које може да се протегне све до метаморфизма. Ови процеси су обухваћени појмом дијагенезе. Геолошка старост при овоме нема одлучујућу улогу јер су нпр. познати многи слабо везани пешчари стари више стотина милиона година као и релативно скоро створени пешчари код којих су зрна чврсто међусобно повезана.

Проучавање процеса дијагенезе има и великог практичног значаја јер су они узрок промена порозности и пропустљивости пешчара, од чега зависе не само њихова механичка својства већ и кретања и експлоатација флуида у њима.

Главни процеси који доводе до промена у песковитим седиментима у току дијагенезе су: збијање честица (компакција), цементација, минералшке промене (прекрстализација, растварање минерала и стварање нових минерала).

З б и ј а њ е ч е с т и ц а (к о м п а к ц и ј а) се врши углавном под утицајем притиска изнад, тако да се укупна запремина седимента редукује. Са овим је повезано и смањење порозности. Размере у којима се ово обавља зависе од више фактора као што су облик и величина зрна, сортираност, начин паковања, минерални састав и тектоника.

Колико на смањење порозности утиче величина зрна (посредно и њихова заобљеност) показује чињеница да крупно- и ситнозрни чисти пескови, непосредно после таложења не показују јасне разлике у порозности, док на дубини горњих 1 до 1.5 km порозност крупнозрних пескова јаче опада него ли ситнозрних.

Док се код првобитних наслага песка зрна могу слабо додиривати без залажења једно у друго, код песка изложеног притиску седимената изнад, проценат контакта (у тачци, конкавно-конвексног, дугог) је много већи. Треба напоменути, међутим, да првобитни облик зрна одређује до извесне мере природу контакта независно од потоњег преуређења под дејством седимената изнад.

Збијање може да произађе и као резултат слабе ротације зрна и њиховог насуњавања на суседна зрна - некад главни механизам збијања код пешчара богатих кварцом који не садржи ломљива зрна на дубинама од 900 до 1400 m (по Фихтбауеру 1974), затим услед пластичне деформације глиновитог матрикса, фрагмената глинаца или лискунских шкриљаца, или услед повијања лискуна. На збијање честица може да утиче растварање минерала под утицајем притиска. Код пешчара богатих глиновитим материјалом, као нпр. код граувака, збијање (компакција) може да достигне 40 %.

Цементација пескова са отвореним порама врши се увођењем цемента, пореклом из раствора који циркулишу или створеног прераспоређивањем неких постојећих састојака као што су калцијум-карбонат или колоидна силиција. Да би песак очврснуо потребна је релативно мала (5 - 10 %) количина цементне материје, тако да она може у многим случајевима да се нађе унутар самог песка или су то раствори истиснути приликом компакције суседних глиновитих и кречњачких стена. Да би истиснути раствори били ефикасни агенси цементације потребно је да воде буде у изобиљу, да она може слободно да се креће и да за један дужи временски период буде више или мање униформног хемијског састава.

У дијагенези вода игра значајну улогу било да је копнена или маринска, метеорска, конатна или јувенилна. Долазећи у контакт са различитим састојцима њен састав се мења.

Неки аутори сматрају да се цементација пескова може да оствари једино изнад нивоа подземне воде, заснивајући то на претпоставци да је за овај процес битна активна циркулација воде.

Кварцни цемент пешчара је обично таложен у оптичком континуитету са детритичним кварцним зрнима, али исто тако око ових зрна може се јавити и у виду ситних кристала радијално распоређе-

них или је првобитни порни простор стене испуњен неправилним мозаиком ситних кристала.

Проблем порекла секундарног или аутигеног кварца предмет је многих дискусија. Постоје мишљења да до стварања новог кварца може доћи растварањем под притиском првобитно кластичног кварца. Кластичан кварц се раствара у тачкама контакта и силиција у раствору се непосредно таложи око зрна на местима ниског притиска. Други аутори пак сматрају да растварањем зрна кварца мањих од 0.02 mm у међупростору може доћи до стварања "силицијског флуида" унутар слободног песка из кога се таложи секундарни кварцни цемент.

Девитрификацијом вулканског стакла у песковима сигурно да се добија додатна силиција за цементацију; слично се може остварити излуживањем силиције из минерала глине присутних у песку. Значајан извор код маринских пескова представљају силицијски организми као што су дијатомеје, радиоларије, сунђери. По изумирању њихови нестабилни скелети изграђени од опала се растварају обогаћујући порну воду силицијом, која затим може да омогући њено таложење као секундарног кварца.

Таложење калцитског цемента зависи умногоме од повећања односа карбонат - бикарбонат у интерстицијалној (међупросторној) води. Ово се остварује било повишењем температуре или повећањем pH, при чему се у оба случаја смањује растворљивост калцита.

У пешчарима се може јавити секундарни калцитски цемент, обично после секундарног кварцног цемента. Кварцна зрна у таквим стенама некад постају накнадно угласта, што стоји у вези са реакцијом између порне воде богате карбонатом и зрна. У петрографском препарату се запажа како је калцит кородовао кварц.

Однос калцита према детритичном кварцу варира у великим пропорцијама. У једном случају ситни калцитски кристали су превучени у виду траке преко кварчних зрна, цементујући стену близу првобитних додирних тачака зрна док су даље заостале шупљине. У другом случају порни простор је потпуно испуњен калцитом.

Код пескова који се састоје од кварчних зрна и одломака љуштура, притисак седимената изнад преноси се на тачке контакта суседних зрна. На тим тачкама је повећана растворљивост калцијум-

карбоната и одломци љуштура се растварају, да би се из овог раствора преталожио кристаласти калцит у отвореним порним просторима. Многи калцитски пешчари изгледа да су очврсли на овај начин. У неким случајевима цемент у сваком од међупростора је посебна кристална јединка; оријентација кристала у суседним просторима је независна.

Раније створени калцитски цемент у пешчарима је обично микро- до криптокристаласт, док је доцнији већином макрокристаласт, при чему крупни кристали могу "појкилитски" уклапати кварцна зрна. Слично је и са ново створеним доломитом или сидеритом.

Гвожђевит цемент (углавном хематит, тургит или лимонит) код црвених пешчара често чини омотач кварцним зрнима; уколико је накнадно дошло до силификације, гвожђевите превлаке често бивају заклопљене у ново створеној кристалној материји. Ови састојци могу бити примарни, образовани око кластичних зрна у самој средини таложења под преовлађујућим семиаридним климатским условима, или су донешени са суседних високих планинских области. Хематит може да се створи и излуживањем и оксидацијом феро-гвожђа из феромагнетских минерала.

Садржај Fe_2O_3 код црвених пешчара и алевролита обично се креће око 1 %, ретко прелази 5 %. Претпоставља се да није сав везан за хематит (тургит, лимонит), већ да се једним делом налази и у структури других минерала, нарочито минерала глине.

У цементу пешчара може бити присутан и сидерит. У неким случајевима он је несумњиво постао замењивањем првобитног калцита. Може представљати једини састојак цементне материје. Приликом распадања сидерит се углавном претвара у црвенкасто мрки лимонит. То може да буде ободом зрна или су она у целини претворена у лимонит.

Постоје и пешчари са баритским цементом. Вероватно да у већини оваквих случајева првобитни цемент није био сулфат, већ карбонат (витерит) сталожен из воде у којој је био растворен као бикарбонат, претворен у сулфат баријума метасоматским путем.

Пешчари са гипсом као цементом обично су карактеристични као творевине аридне и семиаридне средине. Код евапорита и подре-

ђено код нормалних моринских пешчара може се у дијагенетском стадијуму јавити анхидрит, већином у крупним кристалима.

У дијагенетске промене спада и обезбојавање црвених кластичних седимената, што је могло да се обави у деловима средине редукционог карактера, у присуству органске материје; у обезбојеним партијама некад се концентришу бакар, уран и др. Овакве партије (сочивца, траке) могу бити везане по постанку за делове средине нешто веће вредности рН од оне у којој су после таложења црвени седименти остали непромењени.

СРЕДИНЕ СТВАРАЊА

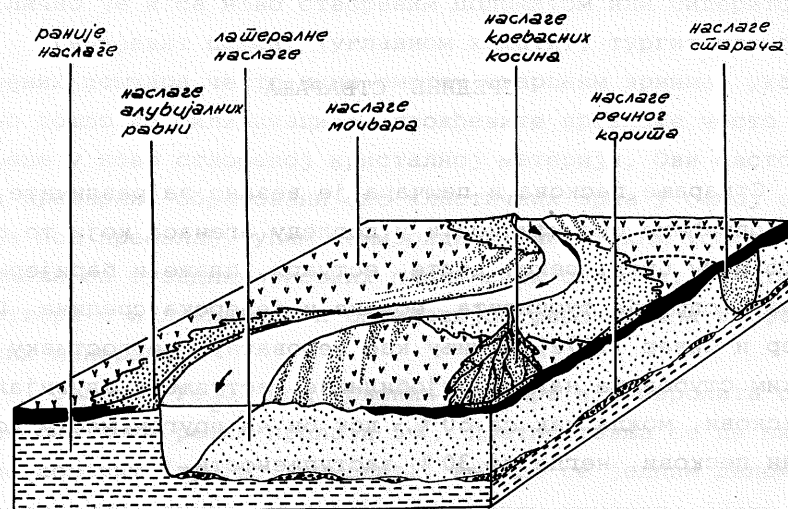
Стварање пескова и пешчара је везано за различите средине, свака одређене специфичности у погледу агенаса који то омогућавају. То могу бити: реке, делте, естуари, плаже и баријерна острва, шелф, подручје турбидита, еолска и језерска средина. Петцон, Потер и Сивер (1972) помињу као вероватну претпоставку да се у геолошким стубовима налазе најобилније заступљени алувијално - делтни пескови, можда чак са 50 %, док би на другом месту дошли турбидитни пескови, негде са 30 % заступљености.

Континенталне средине

Главне компоненте наслага ствараних у речној средини или алувијалних наслага чине кластични седименти (песак, прах, глина, шљунак). Специфичности у таложењу овог материјала у сталним речним токовима зависе добрим делом од тога да ли се ради о меандрирајућим или уплетеним рекама.

Код меандрирајућих река генетски је могуће разликовати више типова наслага алувијалних седимената, који се разликују у погледу врсте слојевитости и величине састојака (Сл. 25). Основно је разликовање наслага речног корита (укључујући ту и латералне седименте) и плавинске насlage.

Насlage речног корита чине шљунак и песак, који се премештају за време најјачих токова. Покретањем овакав материјал се ослобађа најфинијих честица које се односе даље. Материјал је по реклом од стена из изворишног дела односно притока реке или је то кохезивни седимент из равнице. Главне творевине у коритима меандрирајућих река су тзв. латерални седименти, који се стварају приликом латералне миграције реке. За ове седименте је карактеристична коса слојевитост усмерена у правцу тока. Облик тела ових седимената је сочиво.



Сл. 25.- Генетски типови алувијалних наслага у идеализованој алувијалној равни са меандрирајућом реком (по Алону, 1964)

У напуштеним коритима таложе се финозрни седименти (глина, прах), са израженом ламинацијом (наслаге старача).

За време поводња таложе се плавинске наслага (наслаге алувијалних равни). То су седименти финог зрна (глина, прах), са појавама ламинације. Могу садржавати аутохтоне биљке; ако је вегетација обилна и климатски услови повољни може доћи до стварања угља. Повлачењем воде и исушивањем глиновито-прашканих седимената стварају се пукотине исушивања полигоналног облика.

Специфична карактеристика алувијалних наслага јесте постојање циклуса (секвенци) са седиментима идући навише све ситнијег зрна. Уствари у сваком циклусу могуће је разликовати доње кру-

пнозрне и горње пелитске чланове. Укупна дебелина циклуса је доста променљива и креће се од неколико до више десетина метара.

Најнижи члан циклуса је крупнозрни и некад конгломератични пешчар, са појавом интраформацијских фрагмената глинаца. Базални контакт овог члана је оштар, обично ерозиони. Следећи члан је пешчар, често са крупном косом слојевитомшћу. Некад се јавља и хоризонтална ламинација. Идући навише слојеви пешчара су све тањи и сва ситнијег зрна, тако да на крају могу прећи у алевролите. Горњи део циклуса чине глинци и алевролити, обично црвене боје, слабо сортирани или без ламинације, са појавом трагова исушивања. У глинцима се могу јавити мање карбонатне конкреције.

варају наслагама речног корита, док најгорњи чланови представљају плавинске наслага.

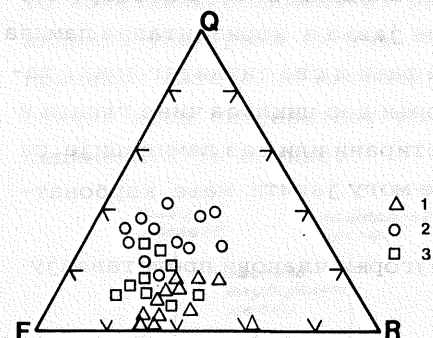
Типични седименти алувијума уплетених река - река са током разбијеним у бројне рукавце раздвојене спрудовима, су песак и шљунак, који генетски одговарају наслагама корита, док је мало плавинских наслага пелитског састава. Док је за алувијалне седименте меандрирајућих река карактеристично постојање циклуса са седиментима идући навише све ситнијег зрна овде то није случај.

Алувијалне кластичне наслага у многим формацијама одговарају било некадашњим меандрирајућим рекама, нарочито у девону СЗ Европе (Стари црвени пешчари) и Северне Америке (Централни Апалачи) или типу уплетених река, као што се то случај са камбријум-ордовицијским пешчарима Сахаре и Арабије.

Тзв. Пермски црвени пешчари широко распрострањени у источној Србији, уствари пешчари, алевролити и конгломерати, чија дебелина се креће од неколико десетина до више стотина метара, као творевине интензивне ерозије и брзог таложења материјала под оксидационим условима и топлим климом, стварани су у континенталној средини. Сами пешчари показују одређене варијације у саставу и одговарају аркозама, субаркозама и литаренитима (Сл. 26)

У области Сумуровца, Кучајне и Крепољина пермски црвени пешчари, претежно аркозног карактера, смењују се са конгломератима. Главни састојци су слабо заобљени и слабо сортирани кварц (36-70 %),

фелдспат (12-28 %), претежно кисели плагиоклас а код млађих седимената микроклин, и одломци гранитоидних стена (12-28 %), док су одломци шкриљаца и лискуна ретки (Масларевић, 1980).



Сл. 26.- Модални састав пермских дрвених пешчара Суве планине (1), подручја Крупаја - Сиге (2) и Сисевца (3). Ознаке: Q- кварц, F- фелдспати, R- одломци стена. Странице троугаоног дијаграма 50 %.

их црвени пешчари области Пореч-Гребен садрже обилно заступљени вулканогени материјал, одговарајући тако тзв. вулканокластичним аренитима.

У заједничке црте пермских пешчара и алевролита источне Србије спадају појава истоврсних фосилних трагова у њима (Крупаја, Грза, Пореч, Сува и Стара планина) као и појаве обезбојавања, што указује на сличност услова стварања на широком пространству. О фосилним траговима је било речи раније; појаве обезбојавања се манифестују као сивозеленкаста сочивца или траке. Сочивца (пеге на површини стене), величине од неколико до 20-так см, сем по боји разликују се делом по саставу од околног црвенкастог ситнозрног пешчара или алевролита по томе што садрже у приметној мери хлорит и карбонатну материју.

Таложее великих маса црвених кластичних седимената у доба перма на широком пространству у источној Србији обављало се несумњиво на копну под специјалним условима. Њихово стварање везује се (Масларевић, 1980) за речна корита.

Ситнозрни и алевролитични пешчари Суве планине садрже као главне састојке: моно- и поликристални кварц (преко 40 %) са појавама секундарног рашћења, микроклин и плагиоклас (10-35 %), одломке стена и лискуне (15-35 %). Код пермских црвених пешчара и алевролита Старе планине претлажује кварц, фелдспат је претежно кисели плагиоклас, док је калијски фелдспат ређи; везиво је крипстокристаласта глиновита материја у којој доминира илит, обогаћена колоидним оксидом гвожђа (хематит), са променљивим уделом калцијум-карбоната (Протић, 1967). За разлику од претходних

Доњи део доњег тријаса на Старој планини представљен је дебелим банцима пешчара и конгломерата са карактеристичном косом слојевитомшћу коју показују алувијални седименти. Руменкасти и црвени пешчари претежно одговарају субаркозама. Изграђени су од кварца, K- фелдспата, плагиокласа, лискуна и одломака стена као главних састојака. Цемент је контактни силицијске природе или у пораму серицитско-гвожђевиата материја.

Сиви пешчари пермске старости Жировског врха у Словенији, обогаћени оксидом урана у цементу, по неким карактеристикама одговарају некадашњим алувијалним седиментима.

У пространим пустињским или полупустињским областима, дуж обала а некад и у равницама поред река, од акумулираног еолског песка у облику дуна стварају се еолски пешчари или еолианти. Такве наслаге стваране у геолошкој прошлости могле су се под одређеним условима сачувати и до данас. Међутим, како наводе више аутора, препознавање еолских наслага при анализи средина стварања пешчара геолошке прошлости је врло тешко. Многе наслаге еолског песка из давног геолошког времена могле су да буду прерађене у маринске литоралне или алувијално-делтне наслаге. Обалски еолианти су сигурно познати у преквартару.

Као критеријум за познавање старих еолианита узима се у обзир: асоцијација са наслагама евапорита и речним песком, преовлађивање пешчара са косом слојевитомшћу, добра сортираност, (условљена одстрањивањем честица глине и праха), мала количина лискуна, присуство зрна кварца са мутном непровидном мат површином, одсуство маринских фосила и угља.

Коса слојевитост је значајна карактеристика старих пешчара еолског порекла. Она је обично крупних размера (чак 20 и више м), са сетовима до 30 см и падовима 30-34°. Смерови пада могу широко варирати. Уколико еолске песковите наслаге садрже трагове таласања, онда су таласи ових велике дужине а мале висине. Према Тенеру (Tanner) однос дужине према висини таласа је преко 19.

Као пример еолских пешчара (еолианита) ствараних под пустињским и полупустињским условима од перма до јуре, наводе се више пешчара области Платоа Колорадо у САД.

П р е л а з н е и м а р и н с к е с р е д и н е

На ушћима великих река од кластичног материјала који су реке насиле могу се створити наслаге д е л т и, некад знатних дебљина.

Делте представљају сложене творевине јер процеси који доводе до њиховог формирања стоје под утицајима како са копна тако и са мора. Ови пак нису присутни увек у истој мери, што доводи до одређене разноврсности наслага делти.

Код морских делти обично се у погледу грађе разликују оздо навише: базални део (bottomset) – представљен ламинарним глиновитим седиментима (може изостати), падина (foreset) – са крупно- и ситнокластичним седиментима нагнутим према мору, и горњи део (topset) – са крупнијим кластичним седиментима. У вертикалном пресеку делта показује идући навише седименте све крупнијег зрна. Описано је иначе постојање у наслагама делти секвенци приличне дебљине (до 100 m).

Песак таложен на ушћима рукаваца који се рачвају од главног тока реке гради зракасто распоређене спрудове песка (тзв. bar finger sand). Овакви облици чине скелет делте. То су издужена тела, са укрштеном слојевитомшћу која показује падове према мору у горњем делу, док је у доњем делу коса слојевитост усмерена на разне стране, што стоји у вези са већим и различито усмереним деловањем таласа и струја отвореног шелфа.

У зависности од преовлађујућег деловања било речних или маринских (таласи, плима, осека) процеса стварају се различите песковите фације делти.

У геолошкој прошлости наслаге делти се јављају релативно често. При томе је могуће углавном разликовати два типа ових наслага, први са доминантном улогом речних и други, са преовлађујућим уделом морских процеса у њиховом формирању. Као пример првих могу послужити циклични угљоносни седименти делте из карбона

у Илиноису. Код овог типа делти тела пескова у горњем делу делте су радијалног распореда, док код делти ствараних под преовлађујућим утицајем мора тела пескова теже да имају лучни облик.

Постоји још један значајан тип делте (Сели, 1976) који се карактерише тиме да у доњем делу садржи турбидитне пескове. У рецентним делтама познати су случајеви подводног одроњавања, клижења и преношења материјала турбидним токовима ка басену; више аутора описује такве случајеве из геолошке прошлости.

Извесни делови обала, нарочито е с т у а р и, изложени су у великој мери деловању плиме и осеке. Тела пескова која се при томе стварају некад су сочиваста или знатно издужена. Уопште величина зрна опада идући у профилу навише од базе (обично са шљунковитим седиментима). Значајна је појава косе слојевитости, карактеристично биполарна, са падовима ка копну и мору.

Карактеристично обележје пескова делова обала захваћеним деловањем плиме и осеке – т а ј д а л н е р а в н и су, даље, да могу садржавати фрагменте глинаца и скелетне остатке са глиновитим материјалом, затим да често показују асиметричне и симетричне трагове таласања као и трагове кретања и бушења.

Уз обалску линију могу се некад на врло великој дужини формирати песковите наслаге п л а ж а и б а р и ј е р н и х о с т р в а, које су као такве познате и у геолошкој прошлости. Претпоставља се да је из оваквих средина могао водити порекло песак који је ушао у састав већине старих наслага пескова шелфа, евентуално и многих речних и делтних наслага. Овакве наслаге могу имати и економски значај када су носиоци концентрација тешких минерала или као резервоари за течне угљоводонике.

Код наслага п л а ж а, у деловима ближе обали, слојеви падају према мору под малим углом, обично испод 10 %. Таква слојевитост која је благо нагнута према мору а уз то је правилна и да се пратити на већој дужини, карактеристично је обележје многих плажа. Танке ламинације са концентрацијама тешких минерала су такође једно од обележја оваквих творевина. У ламинарним партијама зрна показују тенденцију за оријентацијом дужим осама управно на обалску линију.

На површинама слојевитости са падом према мору могу се јавити добро изражени трагови таласања различитих типова. Затим се јавља коса слојевитост створена slabим таласањем пескова паралелно или косо према обалској линији.

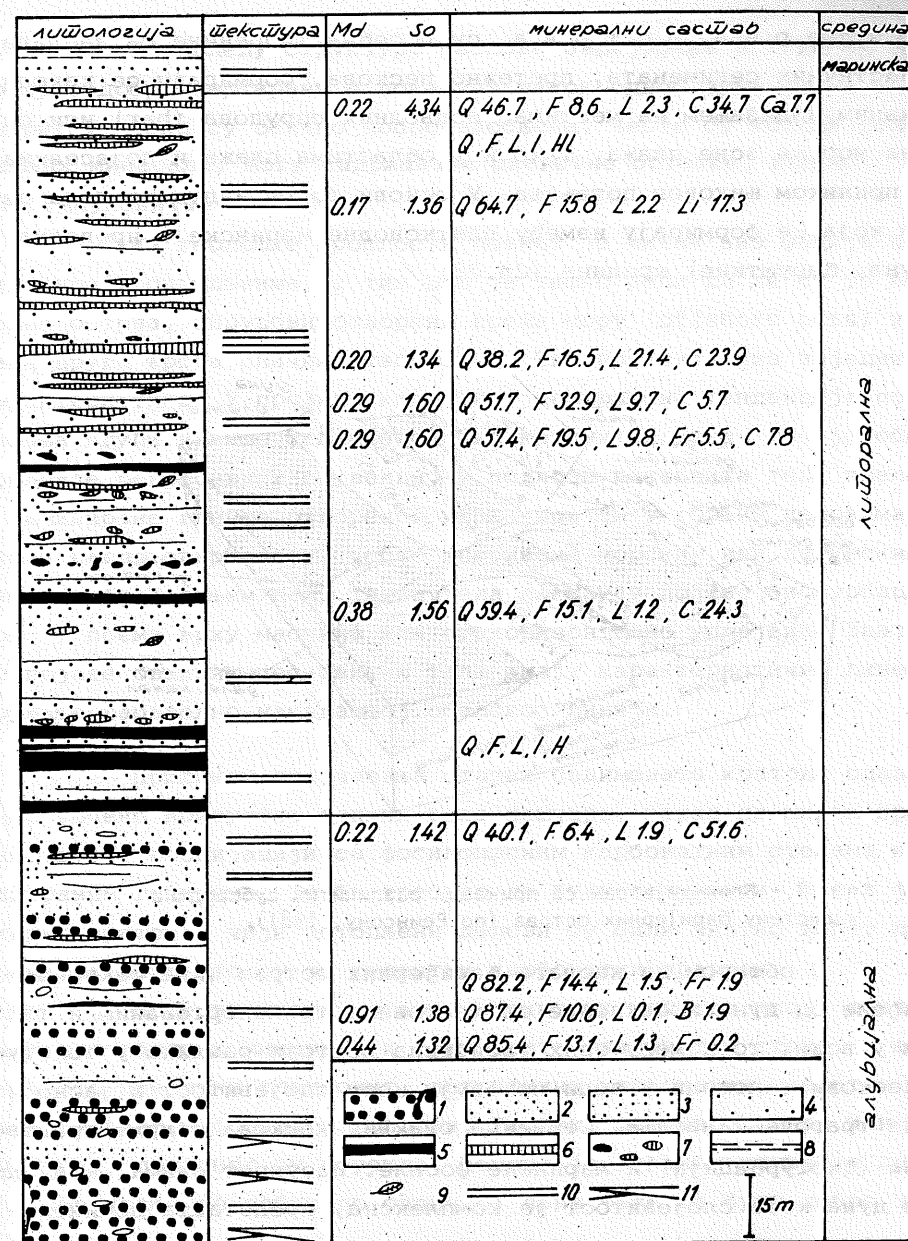
Неки петролози који су радили претежно на проучавању старих седимената плажа закључују да поновљено кретање песка радом таласа омогућује заобљавање зрна, елиминацију глиновите компоненте и меких стена, и повећање степена сортираности.

Пескови плажа у разним деловима света садрже некад високе концентрације тешких минерала. То могу бити: илменит, рутил и циркон (пескови плаже Флориде), монацит, гранат и циркон (обалски пескови Бразила и Индије) и други корисни минерали, сконцентрисани у великим количинама благодарећи кретању песка под дејством таласа.

Песак Велике плаже код Улциња, која се протеже на дужину од преко 10 km, садржи повећане количине тешких минерала, чији удео некад достиже 10 и више процената. Од њих далеко преовлађују економски интересантни илменит и хромит. Ови пескови воде порекло од великих маса базичних и ултрабазичних стена као и од карбонатних стена далеког залеђа; преносни агенси су били реке Дрим и Бојана.

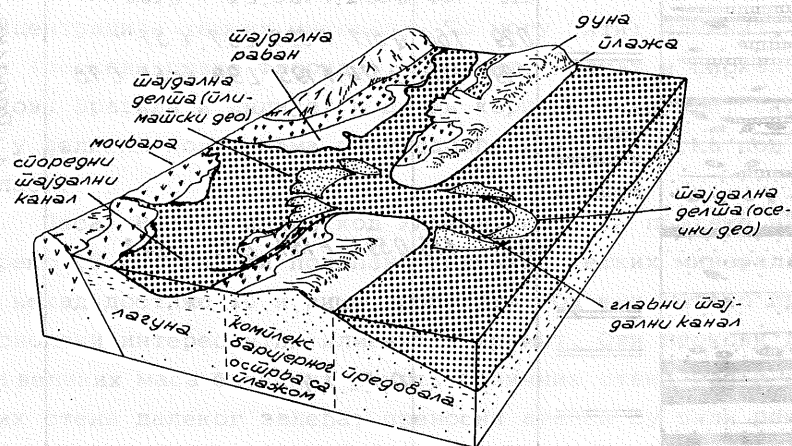
Пример за пешчаре стваране у средини плажа у геолошкој прошлости са повећаном концентрацијом тешких минерала су горњокредни црни пешчари Стеновитих планина у САД. У овим пешчарима на широком пространству се налази читав низ наносних лежишта тешких минерала (оксида титана и гвожђа, циркона и др.). Ламинирани пешчари у бази стварани су у доњем делу плаже, док су пешчари обогаћени тешким минералима творевине горњег дела плаже.

У серији шарених пешчара доњег тријаса на Старој планини јављају се наизменично услојени црвени и зеленкасто-руменкасти пешчари и танкослојевити алевролити. У пешчарима су констатоване појаве фине ламинације, трагова исушивања и трагова таласања (Сл. 9), као и локалне повишене концентрације циркона; на више места појављују се и угљенисани биљни остаци обогаћени сулфидима и оксидом урана. Ово би били наикадашњи седименти стварани у литоралној средини, односно плажи (Сл. 27).



Сл. 27.- Стуб са литолошким обележјима доњотријаских пешчара Старе планине (бушотина Јеловица). Објашњења: 1- конглом. пешчар, 2- тамно црвени пешчар, 3- жути пешчар са миофоријама, 4- зеленкасто-руменкасти пешчар, 5- црвени и 6- зеленкасти алевролит, 7- фрагменти алевролита, 8- лапорац, 9- биљни остаци, 10- хоризонтална и 11- коса слојевитост. Q- кварц, F- фелдспат, L- лискун, Fr- одломци стена, Ca- калцит, Li- лимонит, C- цемент, H- хематит, Hl- хлорит, B- барит (Протић, 1967).

Б а р и ј е р н а о с т р в а су посебне творевине са наслагама кластичних седимената, претежно пескова. Формирају се како прогресивним издизањем на местима подводних спрудова (bar) или спрудова морске зоне плажа, тако и у областима плажа и појасевима дуна приликом њиховог потањања. У основи то су издужена тела пескова која се формирају између плитководне маринске и прелазне (лагуна, баруштине) средине (Сл.28).



Сл. 28.- Блок-дијаграм са приказом различитих субсредин у систему баријерних острва (по Реинсону, 1981).

С обзиром да наслага баријерних острва чине секвенце изграђене од дуна и секвенце са песковима транспортованим и таложеним у води, то између ових творевина постоји разлика у текстури. Пескови таложени у води показују косу слојевитост и јасно изражене трагове таласања. Секвенце оваквих пескова садрже трагове бушења (биотурбација) и маринске фосиле. Насупрот овима, код наслага дуна коса слојевитост је комплексна, представља доминантно текстурно обележје и треба да је по размерама много већа него код пескова таложених у води.

У погледу структуре пескови баријерних острва су обично врло добро сортирани и показују висок однос зрна песка према матриксу. Зрна су обично добро заобљена. Честе су концентрације тешких минерала. Могу садржавати скелетне остатке, колофан, нешто глауконита.

Из геолошке прошлости познат је читав низ фација које одговарају спрудовима, с тим што је тешко рећи да ли су то баријерна острва, спрудови отворени према мору (offshore bars) или нека друга врста сличних творевина. Све показују низ заједничких карактеристика. У профилу код свих је изражена тенденција појављивања идући навише седимената све крупнијег зрна, што је обично обележје регресивних секвенци. У подлози песковита тела прелазе у ламиниране глинце отвореног мора, док се у горњим деловима пескови нагло завршавају, често покривени морским или лагунским седиментима. У доњем делу таква тела показују појаве биотурбације, док су према врху масивна или субхоризонтално услојена. Значајније појаве оваквих песковитих тела имају карактеристично линеарно пружање паралелно накладашњој обалској линији.

Приликом проучавања старих седимената кратона одавно је било уочено присуство танких тела пешчара, некад на ширем пространству, у асоцијацији са фосилоносним карбонатним стенама и ламинираним глинцима. То би требало да буду седименти ш е л ф а старих кратона, чији потопљени делови су били знатно већег пространства него што су то рецентни карбонатни прагови.

Пескови многих старих маринских шелфова имају обично мало нестабилних минерала и фрагмената глиновитих стена. У њима су често присутни глауконит, детритични карбонатни скелетни остаци, марински фосили и колофан. Уколико се јаве шљунак или конгломерат, локалног су порекла. Цемент је већином хемијске природе. Сортирање је добро до одлично; зрна теже да буду добро заобљена.

Даље обележје је да су чести симетрични и асиметрични трагови таласања. Коса слојевитост је обично добро изражена и по правилу много више варира у погледу оријентације него што је то

случај код алувијалних и турбидитних пескова. Трагови пужења и бушења су обилни, нарочито тамо где је таложење било споро.

Пескови морског шелфа тесно су везани са карбонатним наслагама. Познате су појаве танких (мање од 2 m) покрова као и изолованих сочива псамита мале дебљине у многим шелфним карбонатним творевинама геолошке прошлости. Постоје исто тако у профилима морског шелфа и издужена тела пешчара створена испуњавањем песковитим седиментима канала усечених у шелфу.

Као пример теригених седимената морског шелфа може се навести формација Ум Сам Јордана, дебљине 250 m, која се налази између алувијалних наслага у подини и наслага делти у повлати.

Седиментне насlage преносене и депоноване турбидним токовима тзв. **т у р б и д и т и**, карактеришу се ритмичким (наизменичним) смењивањем крупно- и ситнозрних седимената, обично пешчара и глинаца у танким слојевима. У секвенцама могу преовлађивати било пешчари (дебљине слојева од 0.10 до 3, ретко више m) са мало глинаца или пак преовлађују ови последњи док су пешчари подређени.

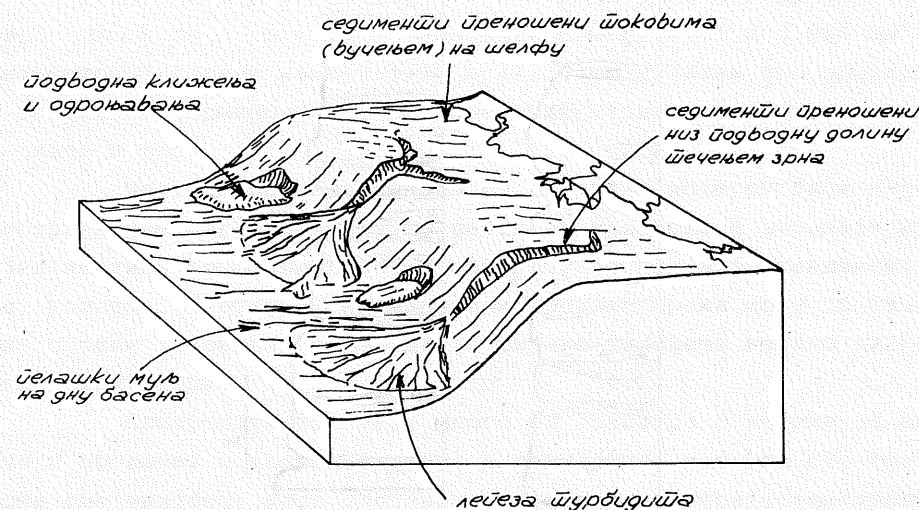
Доње површине пешчара се оштро издвајају и често су са отисцима трагова течења или вучења. Карактеристична је појава градационе слојевитости у пешчарима. Што се тиче интерне грађе она може бити: масивна, ламинирана, ситна косо слојевита (некад са конволуцијом). Слојеви се обично могу пратити на већем хоризонталном растојању. У телима турбидита могу се јавити олистостроми.

Овакви пешчари могу садржавати обилно одломке стена и недовољно отпорне минерале, плитководне и дубоководне морске скелетне остатке, затим биљни детритус. Богати су детритичним глиновитим матриksom. По типу су уопште узев грауваке и субграуваке.

Разликовано је и описано до сада више фација турбидита. Тако су нпр. у зависности од удаљености од извора материјала од кога су изграђени седименти разликоване проксимална и дистална фација. Проксимална фација се истиче правилно услојеним пешчарима, који знатно преовлађују у односу на глинце. Код дисталне фације пешчари су ситнијег зрна, сантиметарских дебљина слојева, приближно

исто заступљени као глинци. Обе фације прелазе једна у другу.

Турбидити се најчешће јављају у формацији флиша-седиментним творевинама везаним за релативно уске и дуге маринске басене, које се карактеришу ритмичном сменом седимената крупног и ситног (финог) зрна. Могу да се јаве у виду субмаринских лепеза (Сл. 29). Познати су у формацијама флиша различитих старости у југославији.

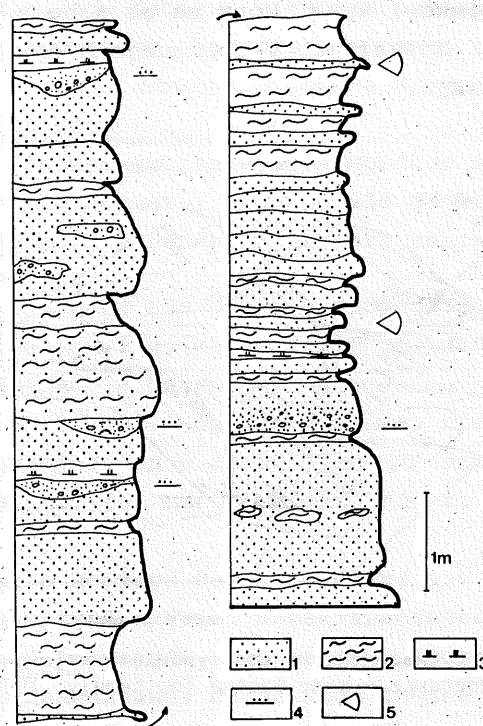


Сл. 29.- Субмаринске лепезе турбидита које дистално прелазе у пелашке муљеве басена (по Селију, 1976).

У тзв. **лишком флишу** горњокредне старости у Шумадији турбидити су везани за средње делове субмаринских лепеза, у којима се јављају у каналима и интерканалским деловима. У првом случају одликују се појавом банковитих пешчара, који са глинцима (глиненим шкриљцима) мале дебљине изграђују секвенце са односом пешчар: глинац 9:1.; у другом случају пешчари су мање дебљине а однос пешчар: глинац је 7:3 (Сл. 30).

Турбидити **лишког флиша** одликују се појавом градационе слојевитости (асиметричне, просте и поновљене). Ламинација, хоризонтална и ређе косо малих размера, констатована је у финозрним седиментима. Од спољашњих текстурних облика поред механичког утискивања јављају се отисци трагова течења, вучења, забадања као и

обрнутог утискивања. Мерења праваца палеотранспорта указују да је главни принос материјала био са југа према северу (Обрадовић, 1967).



Сл. 30.- Део литостратиграфског стуба љишког флиша. Објашњења: 1. пешчари; 2. глинци; 3. алевролити; 4. градациона слојевитост; 5. отисци трагова течења (Обрадовић, 1983).

5. АЛЕВРОЛИТИ

А л е в р о л и т и су кластичне стене изграђене од честица праха тј. састојака величине између 0.05 и 0.005 mm (по Вентвортовој подели између 1/16 и 1/256 mm). Назив смо прихватили из совјетске терминологије. У кластичне стене ове величине састојака спада и лес.

Честице праха пореклом су од стена које су биле изложене дуготрајнијем распадању или су резултат дробљења и абразије круглијих честица током преноса. У оба случаја показују тенденцију да буду угласте. С обзиром на величину честице праха могу да буду ношене slabим токовима, тако да је њихово таложење везано за релативно мирну воду.

Алевролити показују многе од текстура о којима је било речи у поглављу о конгломератима и пешчарима, као што су: градациона слојевитост, коса слојевитост (малих размера), текстурни облици на површинама слојевитости и др.

Алевролити се јављају обично као литолошки чланови мале дебљине, усложени са пешчарима и глинцима, са којим стенама су некад слични по спољашњем изгледу, а чине и прелазе према њима.

По саставу ове стене стоје између пешчара и глинаца. Изграђене су претежно од кварца, мање од фелдспата, лискуна или хлорита и глиновите материје; могу садржавати калцијум-карбонат. Ова последња игра улогу везивне материје, док у неким случајевима је то глиновита материја. Хемијски састав једног алевролита приказан је на таб. 3.

Веће појављивање алевролита забележено је у формацији пермских црвених пешчара у источној Србији; на Старој планини се јављају заједно са ситнозрним пешчарима, а на Сувој планини представљају завршног члана поменуте формације, велике дебљине. Значајан су члан кластичних творевина млађег палеозоица западне Србије.

Лес представља недовољно очврсну и порозну стену састављену претежно од честица праха.

Таб. 3.- Хемијске анализе алевролита и леса

	1	2
SiO ₂	56.20	52.64
TiO ₂	0.90	0.65
Al ₂ O ₃	14.56	9.78
Fe ₂ O ₃	6.10	5.10
FeO	1.08	
MnO		0.07
MgO	2.31	3.80
CaO	3.43	10.90
Na ₂ O	5.91	1.28
K ₂ O	1.01	2.01
P ₂ O ₅	0.76	0.28
CO ₂	1.28	6.82
H ₂ O ⁻	0.70	0.89
H ₂ O ⁺	6.05	4.94
орг. мат.		0.65
	100.29	99.81

1.- Алевролит, перм, Топли до (Стара Планина). М. Протић, 1959.

2.- Лес квартар, Батајница. Д: Николић, 1963.

лом од: ситног материјала некадашњих флувиоглацијалних алувијона и морена, материјала са површине области без вегетације, осулинског материјала и од материјала језера и река изложеног сушењу преко лета.

Лес се релативно лако мења у вези са испирањем и губљењем карбоната, при чему прелази у лесну глину. Права лесна глина постаје међутим нагомилавањем еолског материјала у језерским басенима и баруштинама и може показивати јасну слојевитост.

Насlage леса одликују се специфичним обележјима: одсуством слојевитости, садржајем калцијум-карбонатне материје, високим степеном порозности и обиљем вертикалних шупљина. Порозност и пукотине омогућавају лако понишање површинских вода при чему се један део калцијум-карбонатне материје из леса раствара и на повољнијим местима сакупља формирајући тзв. лесне луткице.

Поред кварца, кога може бити до и преко 50 %, лес садржи већи или мањи проценат фелдспата и минерала глине, као и променљиву количину калцијум-карбоната. Хемијски састав једног леса приказан је на таб. 3.

У зависности од садржаја честица песка или глине лес добија одговарајући назив (песковит, глиновит лес и сл.).

Лес се ствара таложењем честица праха преношених ветром а пореклом од:

У Европи се лес јавља у плеистоценим глацијалним областима почев од северне Француске, преко Белгије, делова Немачке, Чехословачке и Пољске у област Карпата, све до Црног мора и Каспијског језера. Насlage леса се јављају и у некадашњим глацијалним областима ободом Алпа. То је тзв. периглацијални лес. У континенталним басенима и степама Централне Азије, као у Кини и другде јавља се тзв. континентални лес.

Лесне насlage у Југославији налазе се поглавито у Панонској Низији, Подунављу, долини Мораве. У Панонској Низији лесни покривач је представљен лесним заравнима, дебљине и до 40 м, као што је случај са Тителским Брегом, или лесним терасама. Лесне насlage се састоје од неколико хоризоната леса светло мрке боје, раздвојених тзв. погребеним земљама мрке боје.

У лесу околине Београда фракцију тешких минерала чине: циркон, амфибол, гранат, турмалин, стауролит, рутил, биотит, апатит, силиманит, илменит, магнетит (Весић, 1955). Карактеристична је појава стабилних минерала пореклом од кристалистих шкриљаца, што је констатовано и у другим појавама леса у Србији.

6. ГЛИНЕ И ГЛИНЦИ

Глине и глинци су седиментне стене изграђене од честица глине тј. честица испод 0.005 mm. (испод 1/256 mm по Вентвортовој подели). Глинци за разлику од глина су чврсте стене и без карактеристичних особина глина.

Ове стене заједно са алевролитима чине групу пелитских стена, које спадају у највише распрострањене седиментне стене у Земљиној кори. Треба узети у обзир и то да се у многим стенама глина јавља као примеса, некад у знатној мери. Данашњи муљеви покривају веома велике површине океанског дна.

Глине се одликују пластичношћу и способношћу размене база, по којим особинама се разликују од других стена. Пластичност-способност овлажене глине да се моделира под дејством притиска и да задобијени облик задржи после престанка његовог дејства стоји у вези са дисперсношћу и присуством минерала глине. Пластичност се јавља како онда када је стена влажна, тако и када се исушена глина овлажи водом. Под дејством притиска глине постају компактне, губе делом или потпуно особину пластичности и прелазе у глинце.

С обзиром на распрострањеност и вишеструки практичан значај глина, њиховом проучавању се поклања велика пажња. Основу представља проучавање минералног састава глине, у коју сврху се користе метода рентгенске дифракције, термичка анализа, хемијске методе, инфрацрвена спектроскопија, електронска микроскопија.

Глине и глинци се стварају сакупљањем на месту продуката хемијског распадања алумосиликатних минерала у стенама (глине) или путем таложења у води оваквих честица као и новостворених минерала глине (глине и глинци). Дијагенетски процеси значајно мењају физичка обележја и утичу на промене минералног састава првобитног глиновитог седимента.

ТЕКСТУРА

Глине и глинци могу имати различите текстуре; карактеристичне за њих су ламинација и листастост.

Ламинација може да се јави као резултат варијација у јачини струја или промена у саставу седимента који се таложи. На пример у слоју глинца ламинација је некад истакнута појавом црне органске материје, концентрацијом прашкастих честица кварца, разликом у боји. До стварања ламинације неће доћи ако је при таложењу било изразите флокулације глиновитих честица, као ни онда када су у средини таложења били присутни организми који се хране органском материјом из муља. Ови последњи наине, ријући по муљу ремете паралелан распоред љуспица глине до кога је дошло приликом њиховог таложења на дну.

Листастост-особина издвајања у танке листове паралелне површинама слојевитости, јавља се као резултат добро оријентисаних минерала глине и/или присуства органске материје, док је цементне материје мало или је нема.

Ламинација као и листастост могу се створити и нешто доцније ако је дошло до преоријентације љуспица минерала глине при очвршћавању (компакцији) или приликом дијагенезе ових минерала.

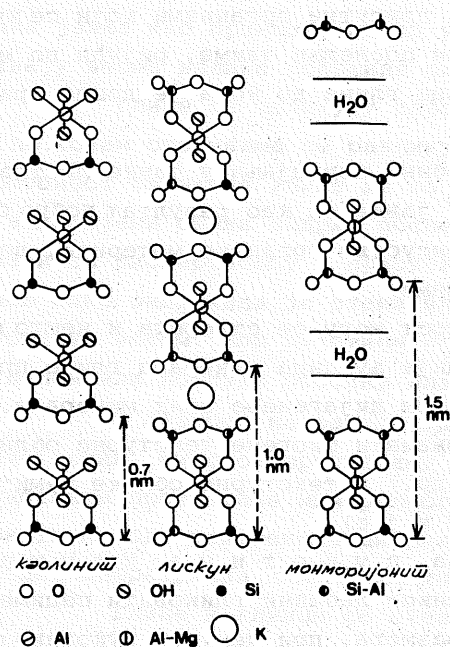
Глине и глинци могу садржавати биогене текстурне облике (трагове бушења и др.) и текстурне облике хемијског начина постанка (конкреције).

За глине је везана појава пукотина и сушивања; при брзом исушивању и великој дебљини глиновити седименти се издвајају у полигоне већих размера, при чему се пукотине између њих доцније испуне честицама песка, што може да се фосилизује.

САСТАВ

Глине и глинци су изграђени претежно од минерала глине, док остали састојци-кластични и аутигени минерали, имају мањи удео у саставу. Поред тога могу се јавити органска материја, остаци скелета и љуштура бескичмењака.

Средњи састав пелитских стена, којима највећим делом припадају глине и глинци, је: минерали глине 59 %, кварц и рожнац 20 %, фелдспати 8 %, карбонати 7 %, оксиди гвожђа 3 %, други минерали 2 %, органска материја 1 % (по Јалону, 1962).



Сл. 31.- Шема структуре главних минерала глине (по Бриндлију, 1951)

међу којих су атоми алуминијума. Шема структуре главних минерала глина дата је на сл. 31.

Именом минерали глине обухваћено је више минералних врста хидратисаних силиката алуминијума (обично са мањим замењивањем гвожђем и магнезијумом), који чине главне састојке глина или се уопште јављају у честицама величине глине (у другим стенама). Њихова величина може бити знатно испод 5 μm ; глине са честицама ових минерала испод 1 μm називају се колоидним глинама.

Минерали глина имају листасту структуру и састоје се од две врсте слојева (тетраедарских и октаедарских), који леже једни на другима. Тетраедарски слој се састоји од SiO_4 група, међусобно повезаних, а октаедарски слој од два листа кисеоника или хидроксида из-

Минерали глине у глинама припадају каолинитској, смектитској или лискунској групи.

Главни представник каолинитске групе је каолинит. Код монморијонита, главног минерала смектитске групе, у слојевима према суседним ћелијама јавља се вода, чија је количина променљива а тиме и димензије ћелије. У вези са овим стоји важна особина монморијонитских глина да бубре, чиме се повећава њихова запремина. Код нонтронита, такође члана ове групе, алуминијум у октаедарском слоју углавном је сав замењен фери-гвожђем. Код илита, најчешћег минерала хидролизиске групе, везивање са суседном ћелијом се врши крупним јонима калијума, који не дозвољавају ширење решетке (бубрење).

Појмом минерали глине обухваћене су и неке друге врсте минерала (вермикулит, хлорит и др.) као и тзв. интерстратификовани минерали глине, који се подређено јављају у глинама и глиновитим стенама, поред напред поменутих.

Интерстратификовани минерали глине карактеришу се различитим интерстратификацијама више типова структурних слојева, при чему су могуће комбинације између илита, монморијонита, вермикулита и хлорита.

Минерали глине се стварају под различитим условима и подложни су даљим променама у току дијагенезе. Као осетљиви индикатори омогућавају проучавање услова средине стварања и промена у стенама.

Од великог општег и практичног значаја је способност минерала глине за разменом база, под којим именом се подразумева размена јонova између раствора и чврсте материје. У погледу размене јонova са средином која их окружава најлакше подлежу размени катјони Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , NH_4^{++} (по реду повећања енергије тј. лакоће размене). Способност размене катјона је различита код појединих минерала глине. Уопште, монморијонити показују велики капацитет замењивања док је код каолинита способност за то мала. Приликом замена долази до промена особина глина као стене, као што су нпр. пропустљивост, ступањ флокулације др.

К л а с т и ч н и м и н е р а л и у глинама пореклом су од различитих стена, иситњених при распадању и преносу. Овде спадају: кварц, фелдспати, лискуни, хлорити, којима се придружују и одломци различитих стена. Ови састојци чине примесе кластичне природе и могу некад да буду релативно више заступљени (прашкасте, песковите глине). Оваквих честица има највише у фракцијама величине зрна преко 0.02 mm. Количина кварца се обично смањује са умањењем величине зрна; испод 1-2 μ m практично не би требало да буде више правих кластичних минерала.

Као а у т и г е н и м и н е р а л и могу се јавити: оксиди и хидроксиди гвожђа, карбонати (калцит, доломит, сидерит), сулфати (гипс, анхидрит, барит и др.), фосфати, силицијски минерали (опал, кристобалит), сулфиди (пирит, маркасит).

Присуство хидроксида гвожђа (лимонит, гетит) већ у минималним количинама, као примесе или превлаке по минералима, одражава се у боји, жутој или мркој. Тамно црвена боја стоји у вези са присуством оксида гвожђа (хематита) у стени. Она указује на оксидациони карактер средине таложења или на порекло овог састојка из такве средине.

О р г а н с к а м а т е р и ј а у колоидном облику или у виду органских остатака може се таложити у већој количини заједно са глиновитим седиментима.

Она је заступљена у овим стенама са око 95 % укупне количине ове материје у седиментним стенама; међутим узима се да је у средњем глинцу њен садржај мањи од 1 %. Фино диспергована органска матрија највећим делом је такве природе (кероген) да се не може екстраховати.

Угљоводоници створени посредством организама и много веће количине настале дијагенезом органске материје у глиновитим седиментима премештају се у суседне порозне и пропустљиве стене које могу представљати колекторе за нафту и гас.

Присуство 1 или више % материје слободног угљеника одражава се у боји, сивој или црној, која опет указује на таложење у редукционој или средини дефицитарној у кисеонику.

Таб. 4.- Хемијске анализе глинца (средњи састав), глина и лапорца

	1	2	3	4	5
SiO ₂	55.76	47.42	46.71	48.71	15.30
TiO ₂	0.71	0.54	0.15	1.20	
Al ₂ O ₃	17.56	35.62	15.39	26.02	5.10
Fe ₂ O ₃	3.61	1.99	1.21	7.18	2.80
FeO	3.35		0.34		
MnO	0.08			0.03	
CaO	4.08	0.64	0.99	0.92	41.95
MgO	2.52	0.94	5.05	2.95	0.80
Na ₂ O	1.27	0.93	0.17	0.54	
K ₂ O	2.76	0.18	0.17	4.16	
остало*)	3.96				
H ₂ O ⁻	4.37		21.90		
H ₂ O ⁺		11.83	8.06		
губ. жар.				8.29	33.49
	100.03	100.09	100.14	100.00	99.44

*) P₂O₅ - 0.15 %, SO₃ - 0.11 %, C - 0.78 %, CO₂ - 2.80, Cl - 0.12 %

- 1.- Глинац геосинклинала, средњи састав (на бази 455 анализа). Ронов, 1969.
- 2.- Каолинитска глина, плиоцен, Рудовци. Ан: В. Ђорђевић.
- 3.- Монморијонитска глина (бентонит), неоген, Славиште (Кр. Паланка). С. Карамата, 1956.
- 4.- Хидролискунска глина (фракција испод 1 μ m), девон, Летонија. Ан: Лаб. ВСЕГЕИ.
- 5.- Лапорца, горња креда, Рађа. М. Илић и др., 1962.

Главне компоненте х е м и ј с к о г с а с т а в а глина и глинаца су SiO₂, Al₂O₃ и H₂O, од којих преовлађује SiO₂ (обично чини 40-70 %). Код неких глина (каолинитских нпр.) количина Al₂O₃ приближује се количини SiO₂ док је у неким случајевима, у вези са присуством минерала хидроксида алуминијума, она чак и већа од SiO₂. K₂O је углавном везан за хидролискуне (илит); у случају да ови последњи преовлађују садржај K₂O износи неколико %. На таб.4 дате су хемијске анализе глинца (средњи састав), глина и лапорца.

С обзиром на везаност појединих минерала за фракције одређене величине зрна (минерали глине испод $2\mu\text{m}$, кварц у крупнијим фракцијама), хемијски састав глине зависиће и од њиховог гранулометријског састава односно примеса. Стога се за компаративне студије узимају фракције испод 2 или $1\mu\text{m}$.

ВРСТЕ

Г л и н е

У зависности од врсте минерала глине као главних састојака, могуће је разликовати каолинитске, монморијонитске, илитске и глине мешовитог састава. Међу овима, с обзиром на практичан значај, посебно место имају каолинитске и монморијонитске глине.

Каолинитске глине, као продукти распадања на месту (примарни каолини) или настале таложењем, боје су беле, жућкасте или сиве. Могу садржавати биљне остатке, пирит. Обично су неслојевите.

Њихова особина је да се не надимају при додиру са водом. Примарни каолини су обично слабо пластични, док преталожени могу бити пластични, слабо пластични, или непластични. У ове последње спадају тзв. flint-clay.

Значајне наслаге каолинитских глина јављају се у Аранђеловачком језерском басену миоценске старости. Каолинитске глине (каолини), високе ватросталности, јављају се у серији заједно са песковима, песковитим глинама и угљем, у једној дугој и узаној зони. Матичну стену за стварање каолина представљале су гранитске стене Букуље. у источном делу Колубарског басена плиоценске старости, код Рудоваца, јавља се на већем пространству такође ватростална каолинитска глина. Ова глина плавичасто сиве до мрке боје (због садржаја органске материје) бочно прелази у угљевиту глину и неватросталну глину, које се налазе у повлати угља.

Компактне стене богате каолинитом, светло мрке боје, удружене са слојевима угља називају се именом то н ш т а ј н. У

петрографском препарату ових стена запажа се каолинит као главни састојак у виду кристала или црвуљастих кристалних агрегата, микрористаластих сферолита или као криптористаласте матрикс, заједно са угљевитом материјом. Поред тога има илита као и детритичних зрна.

С обзиром на велико хоризонтално распрострањење, затим на појаву вулканогених одломака, већина аутора сматра да тонштајн представља творевину насталу претварањем киселих туфова у подручју некадашњих мочвара.

Монморијонитске глине су различите боје, сиве до зеленкасте. Обично су неслојевите. Једне врсте се надимају у води, повећавајући више пута своју запремину; садрже као изменљиве јоне више Na него Ca, Mg и K. Друге се не надимају у води; од изменљивих јона код њих преовлађује Ca над Na, Mg и K.

Монморијонитске глине које воде порекло од вулканског пепела односно туфова називају се посебним именом б е н т о н и т и. Оне поред монморијонита садрже колоидну силицију, затим реликте одломака стакла. Дебљина слојева бентонита и величина неалтерисаних фрагмената у њима опадају логаритамски са растојањем од вулканског огњишта (Фишер, 1964).

Узмеђу планина које раздвајају Скадарско Језеро од Јадранског мора у Црној Гори протеже се узана зона бентонита, који се наизменично смењују са рожнацима, средње тријаске старости. Постанак им је везан за субмаринске изливе порфирита и њихове туфове. У неким неогеним језерским басенима Србије јавља се бентонит заједно са глинцима, лапорцима, туфогеним пешчарима или са угљем.

Г л и н ц и

Седиментне стене сличне глини, од које се разликују по томе што су чврсте и што немају карактеристичне особине глине (не машају се са водом и др.), називају се г л и н ц и. Постају од глине дејством притиска, при чему долази до дехидратације, делимичног рушења структуре минерала глине и прекристализације.

Ламиниране, танко слојевите и врло ситнозрне стене, изграђене претежно до честица глина и праха, означавају се именом **ламинирани глинци**, у литератури некад називани глинене шкриљци.

Ситнозрне, афанатичне глиновите стене, које се цепају у танке плочице, најчешће сиве до скоро црне боје, постале од глина и глинаца изложених дејству притиска, називају се **аргилошисти**. Задобијена шкриљавост (кливаж) у овим стенама не мора да се поклапа са површинама слојевитости.

Аргилошисти обично имају глатку површину и свиласт сјај, нарочито у случају прелаза у филит. По енглеској терминологији спадају у метаморфне стене (енг. *slates*).

Компактне стене постале збијањем честица и дехидратацијом глина (по совјетској терминологији), односно даљим очвршћавањем алевролита и глинаца (по енглеској терминологији) називају се **аргилити**. Термин је у употреби у совјетској и енглеској литератури.

Црни шкриљци

Пелитске стене тамно сиве до црне боје, слабо до јаче битуминозне и пиритоне, са садржајем органског угљеника који може прећи 10%, називају се **црни шкриљци**.

Црни шкриљци се обично лако цепају у танке лиске. Органски остаци су ретки; могу бити присутни у њима у виду графитског или угљевитог филма или су замењени пиритом. Тако се у виду угљевитог филма у њима могу сачувати остаци граптолита (**граптолитски шкриљци**). Ове стене изграђене су од честица праха и минерала глин (претежно илита), садрже 3-15% угљеника и променљиву количину пирита.

Црни шкриљци су распрострањени у силуру и девону Европе и Америке. Граптолитски шкриљци су познати у силуру источне Србије (Кучај, Ртањ); означени су и као плочасти и ламинирани метаклинци са графитом. Некад садрже силицијску материју и јављају се усложени са рожнацима (лидитима).

Стене означене као црни шкриљци обично се разликују од осталих глинаца (глинених шкриљаца) по повећаној концентрацији неких елемената у траговима као што су уран, арсен, бакар, ванадијум. Ово је могло да буде остварено највећим делом благодарећи апсорпционој способности органских комплекса и минерала глин. У оваквим шкриљцима може да дође до сингенетске концентрације металних сулфида некад у економским количинама. Пермски **бакроносни шкриљци**, распрострањени од Пољске до северне Енглеске, локално садрже до 3.6% бакра и 1% цинка из сулфида.

Уљани шкриљци

Уљани шкриљци су ламиниране пелитске стене (глинци, лапорци), које садрже преко 10% органске материје зване кероген. Природа органске материје је врло комплексна; сматра се да је она пореклом од биљних спора и полена, воштаних телашца и алги, таложених заједно са пелитским честицама под анаеробним условима.

На свежем прелому уљани шкриљци су тамнокрке, тамносиве или жућкасте боје.

Својим постанком ове стене су везане за велика језера, плитководне делове шелфа, мања језера-депресије у мочварама.

У источном делу Моравског језерског басена уљани шкриљци улазе у састав алексиначке продуктивне доњомиоценске серије, дебљине преко 800 м. Они се овде јављају заједно са пешчарима, глинцима, лапорцима и танким слојевима угља; главно појављивање им је у пакетима непосредно изнад главног угљеног слоја (Петковић и Новковић, 1975). Уљани шкриљци, који имају посебан економски значај, јављају се у још неким неогеним језерским басенима Србије.

За разлику од глина и глинаца код којих су минерали глин главни састојци, постоје и такве стене са већим или преовлађујућим садржајем карбонатне компоненте-лапорци.

Лапорци

Лапорци су мешовите стене изграђене од честица глине и калцита или доломита (доломитски лапорци). Проценат CaCO_3 у овим стенама варира од 35 до 65 % (по неким ауторима од 25 до 75 %). Са смањењем удела овог састојка лапорци прелазе у лапоровите глине, а са повећањем садржаја CaCO_3 у лапоровите кречњаке.

Лапорци су обично врло ситнозрне и мекше стене, светло-жуће до сивкасте боје. Могу се јавити у већим наслагама заједно са кречњацима, пешчарима, глинцима.

Некарбонатни део у лапорцима чине претежно минерали глине, док је карбонатни део представљен калцитом (лапорци) или доломитом (доломитски лапорци), а некад и са оба наведена минерала. Честице ових карбонатних састојака су обично знатно ситније од $10 \mu\text{m}$. У лапорцима се некад јављају остаци ситних калцијских алги.

Као примесе у овим стенама јављају се честице кварца, фелдспата, лискуна, као и угаљ. Може се јавити опал а у песковитим лапорцима глауконит. Као аутигени минерали констатовани су зеолити и барити. Калцедон и пирит могу се јавити у виду конкреција.

Лапорци су творевине нормално засољених моринских басена, лагуна и слатководних језера.

У низу неогених језерских басена Србије лапорци поред глине заузимају значајно место, често као чланови угљоносних серија. У околини Раље познати су сенонски лапорци и лапоровити кречњаци, у серији услојени са кречњацима. Користе се за цементну индустрију већ више од 90 година.

С обзиром на величину састојака у исту групу са глинама и глинцима спадају и латерити и боксити. Ове стене су изграђене главним делом од минерала хидроксида алуминијума, често са знатним учешћем оксида гвожђа. Извесни аутори ове алуминијумске стене издвајају у посебну групу алита.

Латерити садрже као главне састојке: каолинит, минерале оксида гвожђа и титана, хидраргилит. Боје су црвене, мрке или жуће. Растресите су или чврсте као камен. Претежно су оолитне или пизолитна структуре.

Латерити представљају елувијалне творевине постале процесом латеритизације.

Боксити су изграђени од минерала хидроксида алуминијума. То су: хидраргилит (гипсит) - $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, бемит и дијаспор - $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. На основу ових минерала издвајају се и одговарајући типови боксита. Поред чисто алуминијских минерала у овим стенама се још срећу: каолинит, ређе халојзит, и у знатно мањим количинама: пирит, магнетит, гетит, хематит, кварц, минерали оксиди титана, судоит ("Al-хлорит"). Као секундарни састојци у њима се могу наћи: калцит, гипс, алунит и др.

У погледу хемијског састава боксити се одликују знатно већим садржајем Al_2O_3 у односу на SiO_2 , који прелази 30 %. Од других примарних компоненти већи значај имају гвожђе и титан. Оксид гвожђа код неких боксита достиже чак 50 %. TiO_2 је присутан у бокситима са 1.5-4 %, али тамо где је матична стена била богата титаном овај садржај је и већи.

У зависности од примеса које садрже боксити су црвене, жуће, сиве, зеленкасте и беле боје.

Боксити могу имати афанатичну, пизолитну, пизолитно-оолитну и кластичну структуру. Пизолити, величине од неколико mm до око 2 cm, облика округластог или елиптичног, могу имати концентричне омотаче. Кластични боксити, изграђени од одломака раније створених боксита, обично су слабо сортирани.

Боксити су копнене творевине постале процесом хемијског распадања силикатних или карбонатних стена под посебним условима, најчешће обухваћених појмом латеритизације.

Боксити у Југославији су широко распрострањени у областима Динарида. Стварани су за време континенталних фаза од средњег тријаса до олигоцена, којих је било око 10. Насlage боксита се јављају у облику мањих или већих неправилних сочива или гњезда преко закаришћених кречњака у подини, испуњавајући некад удубљења дубине више десетине метара.

ДИЈАГЕНЕЗА

Глиновити седименти после таложења трпе знатне промене. Те промене су делом физичке природе, као што су збијање честица (компакција), при чему долази до редукције порног простора и до оријентације минерала глине, а делом хемијске природе, које обухватају минералне трансформације, било реакцијом са околном средином или путем унутрашњег преуређења и прекристализације.

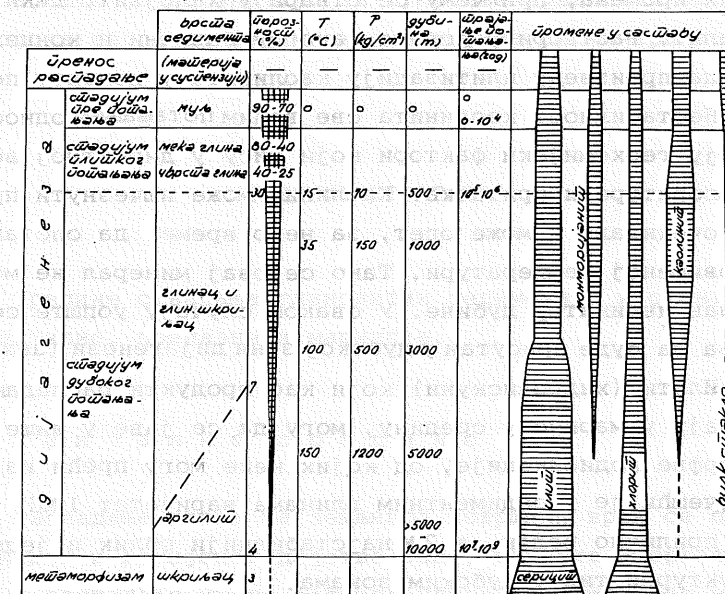
Смањење порозности приликом збијања честица (компакције) је толико да се она редукује од 50–80 %, колико износи код муља, до око 10 % каква је код очврслог глинца. Постепеним одстрањивањем интерстицијалне воде контакт међу честицама глине постаје све већи и седимент, који је у почетку био пластичан, очвршћава. Очврсле глине (глинци) са 10–20 % порозности показују изванредно малу пропустљивост, што је од значаја јер као такве спречавају кретање воде и нафте.

Муљеви у рекама, језерима, естуарима и морима умерених и тропских климатских области садрже веома много воде (до 90 %) и могу садржавати доста органске материје, чиме је омогућен бујан развој микроорганизама од којих су најзначајније бактерије. Мало испод површине преовлађују редукциони услови уз активно учешће анаеробних бактерија, што погодује редукцији сулфата, разлагању органске материје и стварању гасова као водоник-сулфида и метана. Ствара се стога најпре колоидни $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{O}$, који даје тамно сиву и скоро црну боју седименту. Овај се претвара у мелниковит, који се у доцнијем дијагенетском стадијуму полако трансформише у пирит. Сакупљање многих компонената у води муљева омогућује да се у извесном моменту њихова једињења нађу у пресићеном стању у раствору тога муља и да се издвајају учврсте фазе, што доводи од стварања и других, нових дијагенетских минерала, као што су неки карбонати

(сидерит), неки силикати (шамозит, глауконит). Може доћи и до стварања конкреција.

Што се тиче минерала глине, неки аутори сматрају да ови састојци као продукти распадања доласком у моринску средину могу да претрпе знатне промене, док други то оспоравају сматрајући их чак инертним састојцима. Као пример преображаја минерала глине при промени средине наводи се од стране више аутора претварање монморијонита у хлорит. Тако река Гваделуп пре уливања у море садржи Са-монморијонит. Уласком најпре у бракичну а затим све више у моринску средину подручја Мексичког залива сразмерно порасту салинитета монморијонит се све више претвара у хлорит.

Природа глиновитих седимената и минерали глине могу да се мењају током дијагенезе при потањању, што је приказано на сл. 32. Ове промене са дужином проучавања су на материјалима дубоких бушотина.



Сл. 32.- Механичке и минералне промене глиновитих седимената током дијагенезе у вези са дужином потањања, притиском и температуром (по Милеру, 1967).

Тако монморијонит у седименту са тоњењем, под дејством температуре и нарочито притиска, губи присутну слабо везану воду и долази до катјонске размене. Стварају се хлорит и илит обично преко интерстратификованих минерала глине. Промене монморијонита могуће су и у другим приликама (хидролизација у добро дренираним земљиштима, примање раније изгубљених јонова). Врло висок садржај хлорита у соним глинама различитих формација перма Немачке тумачи се тиме да је хлорит могао да буде створен на рачун других минерала глине, пре свега од монморијонита.

Каолинит, који се укључује као састојак седиментних наслага, највећим делом је пореклом од еродованих продуката распадања топлих и влажних области, где је створен у киселој средини процесом латеритизације.

Низ аутора је описао стварање каолинита и за време дијагенезе, првенствено под утицајем киселих разблажених раствора.

У маси каолинитских глина може да дође до различитих дијагенетских промена, при чему се стварају халојзит, дикит, монморијонит, илит. Раствори у порама, ако су базични и концентрисани, могу нпр. да произведу илитизацију каолинита у цементу пешчара.

Нестабилност каолинита све већим потапањем односно дубином одређују геохемијски фактори који нису у директној вези са порастом температуре и притиска. Каолинит може ишчезнути пре него што би се очекивало и може опет, за неко време, да опстане на релативно повишеној температури. Тако се овај минерал не може узети као прецизан индикатор дубине. У сваком случају уопште се узима да не треба да буде присутан у дубокој зони дијагенези (анхизони).

Илити (хидролискуни) који као продукти распадања на копну доспевају у маринску средину, могу да се јаве у више (обично три) полиморфне модификације, од којих неке могу прећи из једне у другу. Најчешћи је у седиментним глинама варијетет 1Md, варијетет 1M је прилично редак, а 2M најстабилнији облик и једино стабилан структурни тип у дубоким зонама.

Кристалинитет илита може да буде функција ступња распадања; код детритичних илита је зависан од величине честица (већи је уколико је он крупнији), затим од хемијског састава илитских честица

и средине, а и од фактора који делују при тоњењу седимената. Прекристализација изведена за време касније дијагенезе или ранијег метаморфизма може да се проучава на основу облика пика од 0.10 nm.

Минерали глине и други ситнозрни састојци глиновитих седимената држе се међусобно путем кохезије. Међутим, пошто многи силикатни муљеви у свом саставу садрже карбонате, минерале SiO_2 и др. то у току дијагенезе може доћи делимично или потпуно до повезивања и неким цементом.

Проучавањем пелитских седимената неогена из дубоких бушотина у Банату (Протић, Ђурић и Кеменци, 1979) констатовано је присуство у њима следећих минерала глине теригеног или аутигеног порекла: каолинита, монморијонита (до дубине 2200 m, посебно у туфозним серијама), илита, илит-вермикулита, коренсита (у седиментима са дубине испод 1800 m). Резултати су указали на значајне дијагенетске промене које су се обавиле у неогеним седиментима Баната, што је од значаја за тумачење средине и од утицаја на колекторска својства седимената у којима се минерали глине налазе.

СРЕДИНЕ СТВАРАЊА

Средине стварања глиновитих седимената и стена могу бити континенталне, прелазне и маринске.

Континенталне средине

Распадање стена на земљиној површини врши се под утицајем механичког и хемијског дејства воде, ваздуха и организама. Ако је хемијско распадање имало великог удела претежни део материјала биће величине честица праха и глине.

Продукти распадања стена могу дуго времена да остану на месту постанка, од којих се, као и од остатака распадања органске

материје, ствара земљиште. Земљишта геолошке прошлости су релативно мало заступљена. Творевине процеса који доводе до њиховог формирања означавају се обично као резидуалне глине.

Разлике које се јављају у погледу састава и структуре у сукцесивним хоризонтима продуката распадања или земљишту нису само резултат повећања зрелости распадања идући према површини већ зависе и од селективног прераспореда минералне и органске материје посредством воде која мигрира кроз земљиште.

У аридним и семиаридним областима у земљишту се одмах испод површинског дела концентришу калцијум-карбонат и гипс; ту су обично присутне и натријумове соли. Ако ниво подземне воде није далеко испод површине, растворљиве соли се износе капиларним порама на површину где се концентришу у виду инкрустација или сочивастих маса.

У влажним климатским областима кретањем воде наниже односе се се растворљиве соли, колоиди и сличне минералне честице из површинског у ниже хоризонте земљишта. Растворљиве соли, нарочито калцијум-карбонат и соли натријума и калијума, односе се и даље. У површинским партијама силикати се хидролизују и образују се колоидни минерали глине са лимонитом. У случају интензивног процеса одношења остаће готово само кварц, измешан близу површине са хумусном материјом, док ће знатан део ове заједно са честицама глине и лимонитом бити концентрисан у нижем хоризонту.

Крајње творевине циклуса распадања, резултат процеса хемијског разлагања кристаластих стена до краја, су латеритске коре распадања. Њихово стварање је везано за оксидационе услове и жарку климу, са сменом кишних и сушних периода, у областима ниског и умереног рељефа са минимумом ерозије. Под оваквим приликама долази до прогресивног изношења силиције и алкалних јона, док се обарају оксиди алуминијума и гвожђа. Долази до концентрације хидроксида алуминијума, појављују се минерали глине и оксиди гвожђа, некад у већим концентрацијама.

Кора распадања на серпентинисаним перидотитима има специфичан изглед. Типичан профил на масиву ултрабазичних стена, по Гинзбургу, је следећи: у доњој зони су стене које су сачувале ст-

руктуру матичне стене али испране (уз извесно обогаћење карбоната), преко ове је нонтронитска зона, док је најгорња зона коре распадања изграђена од окера са концентрацијом силиката никла, оксида и хидроксида гвожђа и са појавом опала и калцедона.

У току доње креде и палеогена у неким областима Србије, Македоније и Грчке стварале су се процесом латеритизације дебеле коре распадања у којима су доминирале глине, оксиди и хидроксида гвожђа. Овакве творевине су остале сачуване као реликти на ултрабазичним стенама и садрже некад економски значајне количине никла, концентрисаног у никлоносном нонтрониту и силикатним минералима никла (Голеш). Дебљина ове коре распадања износи 15-40 m, местимично и преко 50 m (Максимовић, 1981).

Као резидуалне творевине настале процесом латеритизације могу се створити наслаге боксита. Премештањем резидуалног материјала стварају се алохтоне наслаге боксита.

Боксити у Динаридима настали су од глиновитих остатака распадања кречњака и других стена, који су сакупљани у карсним депресијама на кречњаку; те депресије су некад имале карактер слатководних басена и мочвара, ближе или даље од мора. Из глиновитог алумосиликатног остатка распадања односила се силиција а концентрисала алуминија у виду минерала хидроксида алуминијума (бемит, дијаспор, ређе хидрагилит), као и некад оксид гвожђа.

Специфичан глиновити седимент на карбонатним стенама, изграђен углавном од минерала глине, минерала хидроксида алуминијума, оксида и хидроксида гвожђа, црвене до црвеносмеђе боје је црвеница или terra rossa. Постаје распадањем карбонатних стена на рачун њиховог нерастворног остатка, првенствено у карсту.

Резидуалне глине као продукти распадања гранита и других кристаластих стена могу покривати веће површине оваквих стена (Урал, Украјина). Позната лежишта каолина Карлових Вара у Чехословачкој створена су распадањем гранита у подлози за време терцијара. Овде је гранит каолинисан при површинским условима у зони дебљине 10-30 и више метара.

На ободима гранитских масива Букуље и Бујановца у Србији откривена су лежишта каолинираних гранита као остаци палеогене

коре распадања. Лежишта се могу пратити на већем пространству, променљиве су дебљине, која негде премаша више десетина метара. Садржај каолина у њима опада идући према непромењеном граниту. У неогену овакав материјал је делимично преталожен дајући секундарна лежишта каолина.

Честице глине као продукти распадања могу се таложити у континенталним воденим срединама, као што су алувијална и језерска средина. У алувијалним наслагама могу заједно са честицама праха да изграђују самостална сочиваста тела; тзв. плавинске насlage изграђене су претежно од оваквих честица.

У глацијалним језерима глиновити седименти издвојени из суспензије у мирној води обично показују врло добро изражену ламинацију, као што је случај са тзв. тракастим глинама. Сваки пар ламина у овом случају сматра се да представља седимент таложен у току једне године, ситније кластична ламина у току зиме а крупније кластична ламина у току лета.

У мирнијим, често дубљима деловима негласијалних језера такође се таложe фино ламинирани глиновити седименти. Ламине обично представљају насlage једне године или сезоне, али могу бити и резултат спазмодичног вансезонског прилива материјала, можда турбидним токовима малих размера.

У језерима влажних области таложење глиновите материје се може вршити заједно са органском материјом. Угљенисани биљни остаци задржавају се на ободу басена, док се у дубљим централним деловима могу јавити остаци планктонских алги. Од ових последњих делом води порекло органска материја звана кероген ламинарних глинаца (уљаних шкриљаца). Муљеви неких језера су врло богати силицијском материјом у вези са присуством дијатомеја.

У слатководним језерима се поред глина стварају и лапори као резултат једновременог таложења глиновитог и карбонатног материјала, уз ограничен прилив крупнијег кластичног материјала са копна. У њиховом стварању некад учествују и алге. Могу садржавати биљне остатке и карбонатне љустуре.

П р е л а з н е и м а р и н с к е с р е д и н е

Честице глине које реке носе према ушћу таложe се у делтама, у тајдалној средини, лагунама, на шелфу или се односе у дубље делове и океанске басене, при чему се стварају самосталне или удружене са другим стенама насlage глина (глинаца); једним делом се овакве честице депонују заједно са другим кластичним састојцима или карбонатном материјом.

У делтама учешће глиновитих седимената у саставу може бити врло велико, као и дебљина (до преко 100 m). Некад су овакви седименти богати органским остацима и праћени угљевима (под условима хумидне климе). У делтама које расту према копну глинаца има највише на челу делте и падини, док у делтама које напредују према мору у њиховом базалном делу овакве стене могу бити удружене са турбидитима.

У тајдалној средини тј. подручју деловања плиме и осеке, глиновити седименти се јављају заједно са песковитим као и карбонатним седиментима. Могу обилно садржавати органску материју, показивати ламинацију или јасне појаве биотурбације као и трагове исушивања.

У подручју шелфа глиновити седименти су обично мале дебљине и удружени са песковитим седиментима. Јавља се хоризонтална ламинација, има и појава биотурбације.

Веће распрострањење и дебљину глиновити седименти могу достићи на континенталним падинама и њиховој бази, у чијем преносу и таложењу посебан значај имају гравитациони токови. То су некад врло слабо сортирани кластични седименти са великим уделом глиновите компоненте. Познате су и појаве деформационих текстура, нарочито ако је акумулација материјала била врло брза.

За време таложења муља или одмах потом, у моринским срединама на површини муља може се таложити калцијум-карбонат, некад органогеног порекла, чиме се омогућује стварање лапораца и вапновитих глина.

Стварање специфичне врсте монморијонитских глина-бен-тонита везано је за девитрификацију вулканског пепела и туфа у моринској средини. При томе се алкалије као главни састојци стакла скоро потпуно износе као и део силиције, док придолaze хидратаци-она вода, магнезијум и гвожђе. Међутим, некад се порекло монмори-јонитских глина везује за ерозију распаднутих вулканских стена.

Знатне наслагае глиновитих седимената геолошке прошлос-ти стоје у вези са геосинклиналним секвенцама веће дебљине. Тре-ба истаћи њихову велику заступљеност у неким флишним фацијама.

Басени створени раседањем могу да садрже знатне коли-чине глиновитих седимената. Раседи унутар тектонских ровова могу да буду активни и да доведу до истовремене деформације сакупљених глиновитих седимената укључујући и појаву дијапиризма, нарочито тамо где је акумулација муља била врло брза.

Карактеристично је присуство у геосинклиналним трого-вима маса глиновитих седимената, дебљине до неколико км. Моно-тони тамно сиви и зеленкасти ламинирани глинци (глинени шкриљ-ци) праћени су прослојцима алевролита, пешчара и ређе конгломе-рата, који се у њима јављају и у виду пакета (Грубић и Обрадо-вић, 1975). Могу се јавити и интеркалације лава и туfoва. Ова-кве творевине слабо метаморфисане познате су под именом "сјај-ни шкриљци".

Дубокоморски глиновити седименти (муљеви) имају врло велико распрострањење на дну данашњих океанских басена и одликују се специфичним саставом. Боја и минерални састав ових седимената односно мулева, су разноврсни и зависни не само од природе клас-тичног материјала са копа, већ и од учешћа биогених и некад вул-каногених компонената.

Највише распрострањење од свих абисалних наслага су тзв. црвене глине, које покривају огромне површине најдубљег дна Тихог

океана, а обилне су и у Атлантском и Индијском океану. Црни муље-ви садрже знатне количине неразложене органске материје, веће ко-нцентрације CO_2 као и H_2S , а јављају се у срединама са недовољно приступа кисеоника, независно од дубине. Претпоставља се да су се под сличним условима у геолошкој прошлости могли стварати тзв. цр-ни шкриљци. Граптолитски шкриљци силура у источној Србији ствара-ни су на пример у дубокоморској моринској средини (басену) сиромаш-ној у слободном кисеонику.

Као дубокоморске творевине глиновити седименти, праћени местимично песковитим седиментима, могу захватати пространства ко-ја се мере стотинама километара; дебљина самих глиновитих наслага износи до преко неколико стотина метара. Ако се налазе испод кар-бонатне компензационе дубине тј. дубине масе воде на којој се у подједнаком односу налазе растварање чврстог калцијум-карбоната и придолазак таквог материјала, (другим речима дубина испод које не може доћи до акумулације калцијум-карбоната), онда не могу би-ти праћени карбонатним седиментима. Међутим могу бити удружене са силицијским седиментима (рожнаци, радиоларити).

7. ПИРОКЛАСТИЧНЕ СТЕНЕ

Пирокластичне стене се састоје од материјала избаченог вулканским ерупцијама. Иако се ради о специфичним творевинама везаним за вулканску активност, оне имају своје место у монографијама и уџбеницима о седиментним стенама. Проучавају се упоредо са обичним седиментним стенама, са којима су сличне по начину таложења и са којима се често налазе заједно. Треба их, међутим, разликовати од кластичних стена изграђених од преталожених одломака већ постојећих магматских стена (вулканокластични аренити и сл.).

Материјал избачен вулканским ерупцијама на копну после преноса ваздушним путем, текућим водама или муљевитим токовима се таложи. Ако се то дешава у воденој средини, тај материјал се може мешати са обичним седиментним честицама.

Порекло овог материјала—пирокластичних одломака и честица, међутим, може да буде везано и за субакватични вулканизам. То могу бити: субакватичне фреатомагматске ерупције тј. вулканске експлозије које избацују ситне одломке, пару и гасове када магма дође у контакт са океанском водом, субакватичне ерупције хијалокластичног (стакластог кластичног) материјала или фрагментација лаве у додиру са морем, при чему се лаве (базалтске) у токовима зрне односно дробе у мале угласте фрагменте, као и подводно разарање лавичних купа. Треба међутим рачунати и на ерозију вулканогених творевина старијег датума.

Пирокластичне стене саставни су део групе вулканокластичних стена, у које још спадају ефузивне кластичне стене са лавичним цементом (лавобреце, кластолаве, туфолаве) и стопљене експлозивне кластичне стене (стопљени туфови, игнимбрити). За разлику од пирокластичних, ове друге поменуте стене су својим појављивањем више везане за вулканске (лавичне) стене, уз које се и проучавају.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА

Према величини главних састојака пирокластичног материјала разликују се: блокови и бомбе, лапили и вулкански пепео.

Блокови представљају комаде оштрих ивица раније очврсле лаве, а бомбе заобљене комаде створене очвршћавањем лаве у лету, величине преко 64 mm (преко 50 mm по совјетским ауторима).

Лапили су састојци величине 2-64 mm (2-50 mm).

Вулкански пепео чине састојци величине испод 2 mm.

Сортираност оваквог материјала је врло различита. Она може бити добра до слаба. Слабу сортираност показује нарочито крупан пирокластичан материјал. Код примарно наталоженог пирокластичног материјала може се запазити некад да крупни минерали и одломци стена леже у матриксу изграђеном од материјала много ситнијег зрна.

Сортираност зависи од величине присутних састојака (одломака стена, кристала и честица стакла), што опет стоји у вези са удаљеношћу од центра ерупције. Под једнаким осталим условима, крупнији одломци стена и кристали падају ближе том центру, док у исто време честице стакла бивају однешене даље од њега, некад већ ома далеко.

Најситнији материјал избачен вулканском активношћу—вулкански пепео може показивати слојевитост. Одломци стена и кристали минерала идући навише у профилу некад се смењују са састојцима све ситнијег зрна; код оваквих наслага није ретка градациона слојевитост.

Приликом дубоководних ерупција таложење вулканског пепела може да буде тако да дође до стварања тзв. двоструке градационе слојевитости. У овом случају у једној секвенци танки слојеви туфа а исто тако и секвенца као целина показују градациону слојевитост (Фиске и Матсуда, 1964).

Како наводи Петиџон (1975), по слабој сортираности, угластим састојцима, обиљу матрикса и по нормалној градационој слојевитости наслага неких туфова, постоји сличност са граувакама, од којих је туфове тада тешко разликовати.

Уколико је дошло до прерађивања пирокластичног материјала таласима и струјама или рекама, сортираност може постати боља а слојевитост израженија.

САСТАВ

Пирокластичан материјал чине честице и одломци вулканског стакла, кристали минерала и одломци стена. Они могу бити неvezани или везани.

Честице и одломци вулканског стакла су нарочито значајни јер указују на пирокластично порекло. Карактеришу се малим димензијама (величине обично мање од 0.1 mm, врло ретко 1-2 mm) и оштроугластим, на разне начине изувјаним облицима (честице пореклом од киселе лаве).

Свеже стакло је безбојно до бледо жуте боје, ниског индекса преламања и изотропно.

Кристали минерала су састојци који су представљали фенокристале у лави. То могу бити: кварц (са траговима ресорпције, бипирамидалан), фелдспат (санидин, зонарни плагиоклас), биотит (некад доста обилан), амфиболи, пироксени и др. За ове састојке је карактеристично да су оштроугласти; обично се да разазнати да се ради о поломљеним идиоморфним кристалима.

Одломци стена представљају одломљене делове очврсле лаве или су то фрагменти пореклом од зидова вулканских канала, откинути и избачени приликом рада вулкана. Величине су од ситних честица до комађа од више десетина cm и некад метара; по правилу имају округласте и овално издужене облике. Одломци вулканског порекла величине блокова најчешће су у пирокластичним (вулканским) бречама; ситне честице стена, заједно са честицама минерала и вулканског стакла улазе у састав вулканског пепела и туфа.

Одломци по саставу могу бити киселе (обично афанатичне) стене, интермедијарне или базичне вулканске стене.

Минерални састав пирокластичног материјала зависи у првом реду од карактера вулканске ерупције (лаве). Ако материјал није премештан, његов састав треба да одговара саставу вулканске стене коју даје адекватна лава. Тако се нпр. дробљењем, приликом ерупције, лаве дацитског састава стварају одломци: дацита, кристала средње киселог плагиокласа, бипирамидалног кварца, бојених минерала, вулканског стакла.

Таб. 5.- Хемијске анализе туфова и туфита

	1	2	3	4
SiO ₂	59.28	66.97	70.20	74.00
TiO ₂	0.15	0.50		0.10
Al ₂ O ₃	12.66	14.11	9.32	10.80
Fe ₂ O ₃	1.73	4.27	3.24	3.20
FeO	0.54	2.75	0.81	0.40
MnO	0.08	0.03	0.04	0.07
MgO	2.30	1.15	1.00	0.43
CaO	4.05	2.25	3.35	1.27
Na ₂ O	3.46	3.78	0.79	2.33
K ₂ O	1.41	1.12	2.05	1.48
P ₂ O ₅	0.04	0.37		
H ₂ O ⁻	5.76	0.15	1.40	1.78
H ₂ O ⁺	9.04	3.05	7.84	4.15
	100.50	100.50	100.04	100.01

1.- Дацитски витрокристалокластични туф, миоцен, сланачка серија.

Ан: С. Шапоња.

2.- Кератофирски туф, средњи тријас, Пођута код Ваљева. Ан: С. Шапоња.

3.- Порфиритски туф, средњи тријас, Бечићи код Будве. Ан: В. Ђорђевић.

4.- Туфит, средњи тријас, Бечићи код Будве. Ан: В. Ђорђевић.

Најситнији пирокластични материјал- вулкански пепео или туф, има хемијски састав сличан одговарајућој вулканској стени. На таб. 5 дате су хемијске анализе туфова и туфита.

Цемент туфа може да се створи алтерацијом ситнозрног материјала вулканског пепела. Он је обично представљен опалско-глино-

витом материјом, монморијонитом, бејделитом, ферихалојзитом, а код базичних стена карбонатом. Процесом цементације не мења се знатно првобитни хемијски састав туфа.

Заједно са пирокластичним материјалом могу се јавити и теригени кластични састојци у виду одломака различитих стена или честица минерала, минерали постали из раствора као и органски остаци.

Алтерацијом вулканског стакла долази до стварања низа минерала (опал, калцедон, кварц, албит, ортоклас, минерали глине, зеолити).

ПОДЕЛА И ВРСТЕ

Подела пирокластичних стена може се извршити најпре према величини главних састојака. Напред је наведено да се према величини разликују: блокови и бомбе, лапили, вулкански пепео. Сви ови састојци као невезани дају одговарајуће наслаге под истим именом. Општи назив за невезани пирокластични материјал је **тефра**.

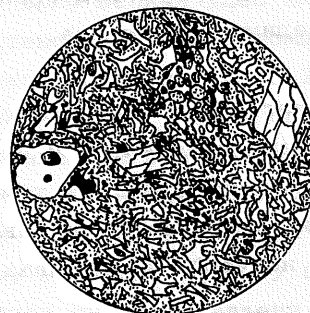
Збијањем оваквог материјала и цементацијом невезани здружени продукти вулканске активности прелазе у више или мање очврсле стене. Од одломака или комада раније очврсле лаве створиће се **пирокластичне (вулканске) брече**, а ако се ради о бомбама **вулкански агломерати**. Везани агрегати лапила су **лапилити**. Очвршћавањем вулканског пепела стварају се **туфови**.

Туфови су највише распрострањена и најразноврснија група пирокластичних стена. Стварају се од вулканског пепела и могу садржавати лапиле, бомбе, фрагменте стена. Њихова горња граница величине састојака није строго ограничена.

Подела туфова врши се на основу величине, врсте, састава и порекла материјала.

По величини честица издвајају се: **псамитски** (2–0.05 mm) и **пелитски** (испод 0.05 mm) туф. У неким случајевима, када је реч о састојцима преко 2 mm, говори се о **псефитском** или **лапилитском** туфу.

По врсти састојака разликују се а) **витрокластичан туф**, састављен од оштроугластих и изувијаних честица вулканског стакла, између којих је врло ситан стакласти материјал (Сл. 33); у неким случајевима везиво је калцедонско; б) **кристалокластичан туф**, састављен од целих кристала или њихових одломака; и в) **литокластичан туф**, састављен од одломака вулканских стена. (Сл. 34).



Сл. 33.- Витрокластичан туф. Састојци: честице вулканског стакла и одломци фенокристала кварца и фелдспата. Увећ. x 15.



Сл. 34.- Дацитски литокластичан туф. Састојци: одломци дацита, кристала плагиокласа, кварца и бојених минерала, са нешто стакла. Увећ. x 25.

Уколико је туф мешовитог састава означава се комбинацијом горњих термина (**витрокристалокластичан туф** и сл.)

По саставу и пореклу пирокластичног материјала разликују се: **риолитски**, **дацитски**, **базалтски** туф и др.

У неким стенама заједно са пирокластичним материјалом могу се наћи заступљене у мањој или већој мери и обичне седиментне честице и фрагменти, у којим случајевима се говори о **туфитима** и **туфозним** стенама.

Туфити су стене мешовитог састава, изграђене од пирокластичног (преко 50 %) и седиментног материјала. Везиво ових стена је пирокластично (пепео) или седиментна (глиновита, силицијска, карбонатна) материја. Гранулометријски састав туфита често

је бимодалан. Иначе као и туфови могу бити: витро- кристало- и литокластични.

Т у ф о з н е с т е н е садрже мање пирокластичних и више (преко 50 %) седиментних фрагмената и честица одређених величина, по чему се и означавају као туфозни конгломерати, туфозни пешчари и сл. Туфозни пешчари (туфопешчари) садрже преко 50 % претежно псамитских честица седиментног порекла. Везиво ових стена је као и код пешчара од различитог седиментног материјала. С обзиром да је код ових стена пирокластичан материјал подређен, то оне имају структуру и текстуру обичних седиментних стена.

Познате су бројне појаве пирокластичних стена широм Југославије везане за вулканогене, вулканогено-седиментне и неке седиментне формације или серије мезозоика и терцијара. При томе, пирокластичне (вулканске) брече и вулкански агломерати се јављају уз вулканске изливе, док туфови и туфити најчешће представљају чланове неких седиментних серија.

Вулканске брече са кератофирским и порфиритским фрагментима повезаним туфозним материјалом (фелдспат, хлорит, калцит, минерали глине, зеолит, селадонит) познате су у тријасу Црногорског Приморја и Бјеласице. Вулканске агломерате везане за тријаске спилите Вареша у Босни чине вулканске бомбе, мандоласте текстуре, везане промењеним туфозним материјалом изграђеним већим делом од растресите масе ситног калцита, хлорита, калцедона и албита (Карамата, 1978).

У средњотријаској вулканогено-седиментној формацији северне и североисточне Црне Горе и Црногорског Приморја порфиритски туфови и туфити су најзаступљеније стене. Поред јасно изражене екстерне слојевитости оне показују и хоризонталну ламинацију; садрже силицијске конкреције. Главни њихови састојци су: вулканско стакло, затим селадонит, плагиоклас, кварц, калцит, јаспис, спилит, повезани промењеним вулканским стаклом (Обрадовић, 1979-1980). Сличне творевине су познате у тријасу и у другим областима Југославије.

Пирокластичне стене и знатно мање заступљени пратећи вулканити имају велико распрострањење у горњој креди у источној Ср-

бији. Почетак вулканске активности је везан за ценоман и манифестује се субмарињским изливима трахита и андезит-базалта са туфовима који обично преовлађују (Мирочки антиклиноријум и др.). Туронско-ценоманском вулканизму Тимочке еруптивне области припадају андезити и пирокластити (агломерати, брече, туфови) тимоцитске асоцијације. Са туфовима и туфитима андезит-базалтске асоцијације сена ове области наизменично се смеђују лапорци и глинци.

У вулканском комплексу миоценске старости Копаоничке области врло велики удео имају пирокластичне и остале вулканокластичне стене. Међу њима доминирају вулканске брече, са фрагментима од неколико см до преко 2 м, везаних туфом или лавом (лавобрече). Оне се јављају у виду банака који се наизменично смеђују са изливима лаве или са прослојцима туфова и туфита (Мићић, 1980).

У неким од бројних неогених језерских басена Србије синхроно са седиментацијом деловао је и изразити субакватични вулканизам, резултат чега су пирокластити и мање изливи дацита. Пирокластити су представљени туфовима, ређе туфитима. Туфови су дацитског састава, изграђени од вулканског стакла, са кварцом, биотитом, плагиокласом, ретко хорнблендом. У низу случајева туфови су подлегли монморијонитизацији. У Врањском басену туфови (лапилитски) као и вулканске брече праћени су изливима андезита.

Пирокластичне стене сланачке серије околине Београда, миоценске старости, представљене су туфовима, туфитима и туфозним седиментима, који се смеђују са лапорцима и глинама. Туфови су изграђени од одломака вулканског стакла, мање биотита, или од одломака вулканског стакла, плагиокласа, кварца, хорнбленде и биотита, повезаних финозрним вулканским пепелом (Обрадовић и Димитријевић, 1978). Туф околине Вишњице, светлосиве боје, лака и порозна стена, садржи око 80 % зеолита (клиноптилолит).

У Панонском басену у неогену, нарочито у тортону, као резултат вештачке вулканске активности поред вулканских излива интермедијарног карактера, депоновали су се туфови, туфити и туфозне стене. Пирокластични материјал подлегао је више или мање девитрификацији и аргилитизацији. У једној бушотини одређена је дебелина пирокластита од 400 м.

ДИЈАГЕНЕЗА

У току дијагенезе код пирокластичних стена поред збијања честица и очвршћавања нарочито су изражене промене минералне материје, које се обично означавају као алтерација. Ово последње је најизразитије код вулканског пепела односно туфа, а изазвано је процесима распадања или се врши под дејством воде. Природа новостворених продуката зависи од састава материјала изложеног променама и физичко-хемијских услова средине.

Ако се ради о вулканском пепелу и туфовима киселог и интермедијарног састава, тада промене већине ових творевина почињу девитрификацијом стакла. До девитрификације некад долази брзо. При томе се стакло витрокластичног туфа замењује микро- и криптокристаластом материјом изграђеном од кварца, ортокласа, албита. У стакластом туфу ослобађањем силиције и таложењем опала и калцедона могу се извршити такве промене да долази до стварања компактне стене која умногоме личи на рожнац.

Алтерацијом стакла киселог и интермедијарног састава при ниском рН може доћи и до стварања минерала глине, опала и/или зеолита. Карактеристична творевина потпуне девитрификације витрокластичног вулканског пепела и туфа јесте бентонит. Током времена и/или при потапању минерали глине (смектити), опал и зеолити обично се трансформишу у кварц, интерстратификоване минерале глине, алкални фелдспат и др.

Промене пепела и туfoва базичног састава почињу такође девитрификацијом стакла које прелази у криптокристаласту материју. При активном дејству секундарних раствора стакло се често замењује хлоритском материјом. Распадањем пирокластичних продуката базичног састава (стакла и честица минерала) стварају се нонтронит, халојзит, каолинит, калцит и др., а као коначни продукт гвожђеви-те и бокситне глине, некад обогаћене карбонатима.

Чест састојак пирокластичних стена су зеолити, који постају дијагенетском алтерацијом вулканског стакла или хидротермалним путем. Најчешћи су то клиноптилолит и аналцит.

8. КРЕЧЊАЦИ И ДОЛОМИТИ

Кречњаци су седиментне стене изграђене само или претежно од калцијум-карбоната (калцит, ретко арагонит). Доломити су изграђени само или претежно од минерала доломита.

Удео кречњака и доломита у стратиграфским профилима у Земљиној кори процењује се да износи 20-25 %. Ове стене учествују врло високим процентом у грађи Динарида и Карпато-Балканида. У најстарије спадају неки кречњаци Канаде и Јужне Америке, чија је старост одређена на 2.6 милијарди година.

Кречњаци и доломити постају неорганским хемијским процесима, посредством организама и механичким путем. Бројни дијагенетски процеси физичке, хемијске или биолошке природе, у локалним или регионалним размерама, играју велику улогу како непосредно после таложења карбонатног седимента тако и у чврстој стени, међајући делом или потпуно првобитни састав и структуру.

Последње две деценије представљају период врло интензивног проучавања кречњака и доломита из геолошке прошлости и као рецентних творевина, нарочито у погледу састава, структуре, услова и средина стварања, као и дијагенетских промена. Од низа питања везаних за њихово стварање дискутује се поред осталих питања првобитног састава плитководних моринских кречњака, услови таложења нестабилног Mg- калцита из морске воде, начини постанка доломита. Скраћени резултати петролошких проучавања су показали да првобитни састав плитководних моринских небокластичних кречњака није увек био арагонитски, као што је то случај са рецентним, а што се тиче доломита, да су ове стене у наслагама прекамбрије могле да представљају примарне или непосредне талогe у већим размерама.

Разлог повећаног интереса за проучавање ових стена је јасан ако се узме у обзир да данас половина или више од половине светске производње нафте у свету долази из ових стена као колектора за нафту. Познат је иначе велики економски значај кречњака и доломита, нарочито за грађевинску, металуршку и хемијску индустрију. Тако се

може разумети и појава већег броја монографија о карбонатним стенама претежно у западним земљама.

ТЕКСТУРА

Слојевитост

Кречњаци и доломити могу бити слојевити или, у случају када слојевитост није изражена, масивни.

Као манифестација интерне слојевитости јављају се ламинација и коса слојевитост.

Ламинација може да буде изражена појавом ламина, које обично представљају мешавину органског ткива колонијалних алги (не остаје сачувано као ткиво) и микрокристаласте материје; ово је карактеристично обележје органске текстуре зване строматолити.

Косу слојевитост могу да покажу марински плитководни кречњаци. Дебљина сетова ламина иде до више метара; азимут косе слојевитости показује бимодалан распоред, што је резултат повратних струја у тајдалном подручју у коме се овакве текстуре стварају.

Карбонатни седименти пренешени турбидним токовима могу да покажу градациону слојевитост.

Текстурни облици

Карбонатне стене, нарочито детритични кречњаци, могу да покажу неке од текстурних облика механичког порекла који су поменути код пешчара, као отиске трагова течења.

Текстура која се често среће код микрокристалстих (микритских) делом лапоровитих кречњака је тзв. нодуларна или сочиваста текстура. Сочивца 1 до више см дебљине и до преко 10 см дужине, раздвојена су лапоровитом материјом (Сл. 35). Она може да се јави код маринских кречњака, створена ријењем организама на дну, најчешће у интертајдалном и горњем субтајдалном

подручју, или је последица "диференцијалне компакције" сочива глине (лапоровите) неправилно распоређених у карбонатном муљу. Јавља

се и у дубоководним пелашким микритским кречњацима, познатим из мезозоика и терцијара Алпи. Сочивца су створена за време раније дијагенезе у подручју успорене седиментације у пелашкој средини.

За горњојурске грудвасте кречњаке са рожнацима Вукана у источној Србији, интрабиопелмикрите, наводи се да су настали разарањем и гравитационим преталожавањем недовољно консолидованог биопелмикритског материјала у дубљим деловима морског дна и то вероватно при дну интерне карбонатне платформе (Грубић и Стефаноска, 1978).

Текстура звана пти-

чје око представљена је

Сл. 35.- Нодуларна текстура. Нодуле састављане од биомикрита, између њих црвенкаста глиновита (лапоровита) материја. Кречњак, г. јура, Италија.

појавом окца или гњездашца спари калцита у микритском кречњаку. Овде се ради о примарним шупљиницама у седименту (обично величине 1-3 mm), које се јављају као резултат локалне поремећености карбонатног седимента од стране организама или неорганским путем. Узрок томе могу бити: организми који рију или алге бушилице, ослобођени гасни мехури, исушивање муља. Уопште, појава ове текстуре указује на плитководно подручје; неки аутори је везују за интертајдалну средину. Означава се и као фенестрална текстура.

У кречњацима се могу јавити сочива и кврге рожнаца. Њихово стварање се обично објашњава замењивањем првобитно калцијум-карбонатних честица силицијском материјом. Порекло ове последње обично се везује за љуштурице силицијских организама првобитно диспергованих у карбонатном муљу.



Посебан тип биогених текстурних облика у кречњацима представљају строматолити. То су засвођени или стубасти облици рашћења створени у плитководној средини под утицајем коло-



Сл. 36.- Ламинација у строматолиту. Око 3/4 природне величине.

нија плаво-зелених алги које су повезале fine седиментне честице и таложиле калцијум-карбонат. Карактеришу се фином, ламеларном грађом (Сл. 36). Ламинација је планпаралелна или засвођена; у првом случају тешко се разликује од обичне ламинације у седиментима. Стубасти строматолити могу да достигну више метара у висину.

Строматолити се јављају у кречњацима прекамбријске старости до рецентних.

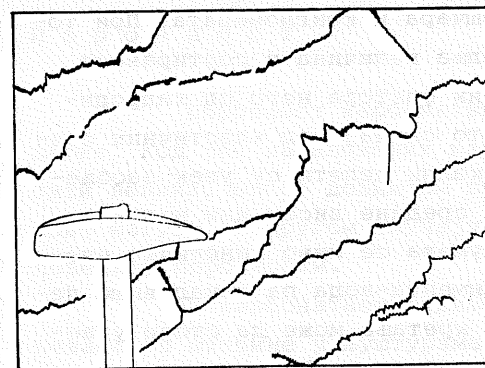
Кретање организама по карбонатном седименту или у њему може да буде трајно забележено у виду биогених текстурних облика, нарочито трагова бушења (Сл. 12). О биогеним текстурним облицима било је говора у поглављу о текстурама конгломерата и пешчара.

У стадијуму позне дијагенезе може доћи до стварања неколико типова текстура, које стоје у вези са дејством притиска и растварања у карбонатним стенама. У ове спадају стилолити и текстуре конус у конусу.

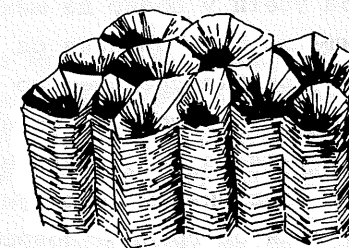
Стилолити представљају неравну површину дуж које два дела једне стене међусобно зупчасто залазе један у други. У попречном профилу површина стилолита личи на осцилограм (Сл. 37). Релеф површине стилолита варира; најчешће су амплитуде око 1 см. Површине се карактеришу појавом танких наслага нерастворног, обично глиновитог материјала.

Текстура конус у конусу карактерише се појавом низа купа окренутих врхом наниже, чије осе су управне на слојевитост (Сл. 38). Висина купа износи 1-10, ретко 20 см; пречник купа исти је као висина или је 1/3 мањи од ње. Купе су најчешће из-

грађене од фиброзног калцита. Већина аутора сматра да стварање оваквих текстура стоји у вези са притиском, растварањем и прекристализацијом под тежином слојева изнад.



Сл. 37.- Стилолити у кречњаку малма, Високе Татре (Мишик).



Сл. 38.- Шематски изглед текстуре конус у конусу.

СТРУКТУРА

Структура кречњака и доломита је врло разноврсна због комплексног начина њиховог постанка. Структура кречњака може да се посматра као и код кластичних стена (величина зрна, заобљеност, сортираност) или као структура стена посталих хемијским путем (кристалографна), а у низу случајева и на оба начина. На структуру утичу и биолошки фактори везани за рашћење живих организама (нпр. алги). Треба међутим узети у обзир да су у овим стенама могуће не тако ретке промене као што су прекристализација и доломитизација, које могу да избришу многе трагове примарне структуре као показатеље услова при постанку.

Узимајући све ово у обзир, детаљно проучавање кречњака и доломита у изданима, у петрографском препарату и помоћу других метода, често је знатно теже него проучавање кластичних стена (пешчара).

Главни елементи састава кречњака су састојци створени унутар басена седиментације- алохеми, микрокристаласти матрикси кристаласти спаритски цемент. О величини алохеми, њиховој заобљености и сортираности се може говорити, али мање детаљно него што се говори о кластичним састојцима пешчара и конгломерата. При томе треба узети у обзир да њихова средња величина и сортираност могу више да буду зависни од биолошких фактора него од хидродинамичких прилика средине као што је то случај код кластичних стена. Тако нпр. криноидски остаци и фекални пелети су увек заобљени без обзира да ли је ниво енергије средине висок или низак.

Под нивоом енергије подразумева се ниво кинетичке енергије у води од границе површина седимента-вода па изнад више десетина см до преко 1 м. Ова енергија кретања може да стоји у вези са дејством таласа, струја или са узбурканом водом која се ствара при разбијању таласа о обалу.

О нивоу енергије средине карбонатне седиментације може да се суди на основу присуства или одсуства калцијум-карбонатног муља стално присутног у карбонатној средини. Лаке струје односе честице муља. Кречњак богат микрокристаластим матриксом потицаће из средине ниског нивоа кинетичке енергије.

Структура кречњака, према совјетским ауторима, може бити: кристало-зрнаста, оолитна, органогена, органогено-детритична, детритична.

С обзиром на величину кристала калцита разликују се кристало-крупно-, средњо-, ситно- и микрозрнаста структура. Код оолитне структуре оолити од калцита више или мање су истих величина. Органогене структуре се јављају у стенама изграђеним од животињских или биљних остатака. Органогено-детритичну структуру имају кречњаци са обилно заступљеним незаобљеним одломцима љуштурса. Овде се ради о одломцима љуштурса (као и скелета) организама који су таложени једновременно као и остали седиментни материјал. Код детритичне структуре води се рачуна о величини одломака пореклом од карбонатних седимената (стена).

Доломити могу показивати исте структуре као и кречњаци, било да се ради о микритским или спаритским доломитима (некад богатих алохемима).

Порозност

Порозност карбонатних стена може бити примарна и секундарна. Код тек наталожених карбонатних седимената порозност може бити велика, али се доцнијим процесима она знатно редукује или готово изгуби. У другом случају доцнији процеси могу да допринесу повећању порозности.

У карбонатном седименту примарна порозност може да буде везана за шупљине у љуштурсама и скелету фосилних организама - интрагрануларна порозност. Уколико се ове шупљине испуне микритском материјом порозност ће се умањити. Шупљине могу да се створе растварањем љуштурса или других састојака што са своје стране омогућује формирање порозности. Тако се у карбонатној стени може јавити порозност везана за калупе и шупљине. Фенестралну порозност имају стене са примарним шупљинама тј. оним које су створене истовремено са стеном.

Код крупнокристалих доломита може се јавити интеркристало-порозност. Посебну групу чине пукотинска порозност и порозност везана за канале и каверне у кречњацима и доломитима. Врсте порозности приказане су на сл. 17.

САСТАВ (САСТОЈЦИ)

Главни минерал кречњака је калцит, CaCO_3 . Ствара се органским и хемијским путем. У решетку калцита може да уђе један део магнезијума; међутим метастабилни магнезијски калцит ретко може да опстане дуже време.

Полиморфна модификација калцита је арагонит. Талози се пре калцита у топлој води високог алкалинитета, преза-

сићеној и са обилно присутним сулфатним јоном у раствору. Главни је састојак љуштура многих рецентних бескичмењака и рецентних плитководних оолита. Међутим арагонит је нестабилан (или метастабилан) и претвара се у стабилнији калцит.

Порекло калцита и арагонита у моринским кречњацима тражи се, изузев када се ради о оолитима, првенствено у калцијум-карбонатним фосилним скелетима и љуштурама. Док се издвајање калцијум-карбоната из нормалне морске воде врши врло тешко, за моринске кречњачке организме не представља тешкоћу да за изградњу својих чврстих делова узимају јоне калцијума и карбоната из пре-засићене морске воде. При томе се у њихове чврсте делове могу уградити и јони магнезијума.

Д о л о м и т $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, главни је састојак истоимене стене; може да се јави и у кречњацима. Примарног је постанка или се ствара процесом доломитизације у раном или касном дијагенетском стадијуму. У лепо израженим ромбодарским кристалима јавља се првенствено у доломитским кречњацима (калцит се врло ретко јавља у еухедралном облику). Зрна оваквог доломита су често зонарна; њихов периферни део је обично сасвим чист док је језгро замућено и у њему се може запазити калцит. Иначе за разликовање калцита од доломита у петрографском препарату потребно је применити методу бојења.

Магнезијумови јони у доломиту могу да буду замењени феро јонима, тако да се јавља минерал а н к е р и т, обично као цемент у кречњацима.

Кречњаци и доломити могу садржавати примесе, чији минерални састав је врло разноврстан, као што то показују испитивања нерастворног остатка у HCl ових стена. Најважније п р и м е с е (теригени састојци) су: минерали глине, кварц, одломци рожаца и других стена.

Као а у т и г е н и м и н е р а л и у овим стенама могу се јавити: глауконит, фелдспати (албит), пирит и маркасит, затим кварц (ситни кристали правилног облика). Калцедон може да буде растурен у стени; чешће гради сегрегације у виду сочиваца и сочива.

Чисти кречњаци и доломити су беле или бледо сиве боје: присуство пигментне материје може много да утиче на боју стене. Најчешћи пигменти су једињења гвожђа и мангана, као и фино распршена органска материја.

Хемијски састав поменутих стена у великој мери је одраз минералног састава. Садржај MgO , првобитно концентрисан у љуштурама извесних бескичмењака, док се некад јавља и у вези са променама после таложења, ако пређе 1-2% може да укаже на присуство минерала доломита. Термином м а г н е з и ј с к и к р е ч њ а ц и означавају се стене са неколико процента MgO , али без изражене појаве минерала доломита. Већи Проценат SiO_2 указује на знатније присуство силиције (кречњаци Стражевице нпр.). На таб. 6 приказане су хемијске анализе неколико кречњака и доломита.

Таб. 6.- Хемијске анализе кречњака и доломита

	1	2	3	4	5
SiO_2	17.69	1.10	12.30	1.44	0.65
Al_2O_3	2.03	0.89	3.50	0.61	0.43
Fe_2O_3		0.58	1.20	0.44	
CaO	42.73	54.61	45.95	53.90	33.13
MgO	1.39		0.70	0.29	19.10
губ. жар.	35.58	42.70	35.82	43.79	46.54
SO_3	0.12		0.48		
	99.54	99.88	99.95	100.47	99.85

1. Кречњак, титон-беријас, Стражевица, Ан: М. Илић
2. Биомикритски кречњак, г. креда, Каменари (Б. Которска), Ан: В. Илић
3. Лапоровити кречњак, сенон, Раља, Ан: П. Кожухар.
4. Алгални слатководни кречњак, плиоцен, Сиге (Пећ), М. Илић и М. Јањић, 1956.
5. Калцитски доломит, д. креда, Дуго Поље (Озрен), З. Сучић, 1953

Основни састојци кречњака, делом доломитичних кречњака и примарних доломита, на којима се базира класификација ових стена су алохеми, микрит и спарит.

Појмом а л о х е м а (алохемских састојака) обухватају се састојци створени унутар басена седиментације, који су већином претрпели извесан пренос. Најзначајнији међу њима су: интракласти,

оолити (ооиди), фосили и пелети. Овима се још придодају: агрегатна зрна, онкоиди, зрна превучена микритом. Сви ови састојци створени су пре процеса таложења.

И н т р а к л а с т и су фрагменти величине песка до шљунка, настали ерозијом тек створених слабо очврслих карбонатних седимената на дну мора или откривеног карбонатног муља. Узрок томе може бити кретање таласа и струја, деловање организама, ослобађање воде из седимената приликом компакције или исушивања.

Од оваквих састојака створених ерозијом карбонатних седимената са дна приликом смањења брзине или прекида у таложењу образује се нови седимент, кога је некад тешко разликовати од алохтоног детритичног материјала, обично изразито угластих или добро заобљених фрагмената, створених ерозијом старијих кречњака, који се називају е к с т р а к л а с т и. Појава екстракласа често је праћена некарбонатним (теригеним) састојцима, као што су одломци пешчара или рожнаца.

Интракласи уколико нису преталожени могу да укажу на плитководно интер- и супратајдално подручје (алгални интракласи, тзв. mud pebbles и др.).

О о л и т и (о о и д и) су сферични и елипсоидални састојци који у петрографском препарату показују концентричну и/или радијалну грађу; у језгру могу садржавати кварц, одломак фосила и сл. Величине су испод 2 mm. Слични састојци величине преко 2 mm означавају се као пизолити.

Оолити се стварају претежно у плитководном мору тропских и субтропских области у подручју јаког деловања таласа, изложеног плими и осеци. Стварање оолита запажено је на плитководним маринским платформама Флориде и Бахама у дубинама обично мањим од 6 m, на местима где се вода јако засићена са CaCO_3 креће према и од обале дејством плиматских струја. Око Персијског залива ветар их одувава из обалског подручја, тако да се оолитски песак може наћи на неких 40 km далеко од места где је створен.

За интерпретацију фосилних оолитних кречњака наводе се следећи односи дубине воде и садржаја оолита: 0-7 m дубина воде

— више од 70 % (запр.) оолита, 2-7 m дубина воде — 70-40 % оолита, 2-15 m дубина воде — 40-20 % оолита.

Оолити се могу јавити и у срединама ниског нивоа енергије као што су лагуне, презасољени делови обала, слана језера, пећине (пизолити). Постоје и микритски оолити, који постају микритизацијом нормалних оолита од стране алги.

Услед кратања у води може доћи до ломљења оолита. Дејством компакције облик оолита се може променити, тако да некад задобијају облик латинског слова S (спастолити).

Ф о с и л и представљају из више разлога значајне састојке карбонатних срена. Бескичмењаци, на првом месту фораминифери, корали, бриозое, ехиниди, брахиоподи, молусци, доприносе стварању карбонатних седимената (стена) својим љуштурама односно скелетима изграђеним од калцијум-карбоната. Они могу бити сачувани у целини или делимично. Разарање чврстих делова организама и стварање тзв. биокласа могу да потпомогну и да на њега утичу: разлагање органске материје, организми који буше, растварање, механички утицаји, ломљење.

Алге, које депонују калцијум-карбонат на зидове ћелија, ван ћелија у слоју слузи или у виду површинских инкрустација на талусу (цела колонија алги) учествује у изградњи карбонатних седимената на више начина. То може да се оствари: таложењем алгалним биокласа или продуката распадања микронских величина, изградњом биогених скелетних структура, обарањем карбоната под бихемијским утицајем уз везивање седимента (строматолити), затим стварањем карбонатног цемента. Алге бушилице могу разграђивати седимент и карбонатне љуштуре.

У петрографском препарату пресеци фосилних организама показују се у различитом виду. То могу бити: повијени састојци (љуштуре шкољака, брахиопода, гастропода, остракода), округли и елиптични пресеци (неке алге, радиоларије, планктонске фораминифере, белемнити), пресеци облика латинског слова U и V (кампионеле, неке кречњачке алге), мрежасте структуре (криноиди, бриозое, љуштуре рудиста, корали), ламиниране структуре (колоније алги, строматолити, онкоиди).

П е л е т и су сферична или елиптична зрна микрокристалског калцита, величине између 0.04 и 0.20 mm, без јасне унутрашње структуре. Пореклом су од фекалија или алги. Први фекални пелети), обично мрки до црни због присутне органске материје, представљају екскременте муљоједа или нижих организама који се хране планктоном. Алгални пелети (пеллоиди) пореклом су од алги и јављају се поред осталих њихових творевина. За разлику од фекалних пелета неправилног су облика и врло различитих величина.

Прерадом и котрљањем већ очврслог карбонатног муља могу се створити ситни интракласти донекле слични пелетима (псеудопелети).

А г р е г а т н а з р н а, величине 0.5 и више mm (већином око 1 mm), представљају агрегате неправилног облика различитих састојака, повезаних микритом, спаритским цементом или алгама. Састојци су обично микритизирани оолити, биокласти, пелети. Цементација састојака агрегатних зрна обавља се у подручјима успорене седиментације, претежно у субтајдалном и интертајдалном подручју, до дубине од око 10 m.

Поједина агрегатна зрна могу да буду повезана међусобно инкрустацијом алги.

О н к о и д и су састојци неправилног облика mm до cm величина, са неконцентричним распоредом микритских "ламела" око неког језгра. Резултат су таложења алги или сесилних фораминифера око чврстих честица околине (биокласта, оолита и др.).

Матрикс горе поменутим састојцима чини микрит, а цемент спарит.

М и к р и т (Фолк, 1959) чине зрна мања од 4 μm . То је микрокристаласта калцитска материја. Претпоставља се да је њој као састојку постојећих кречњака аналог данашњи претежно арагонитски муљ (са игличастим кристалима арагонита).

Порекло микрита је различито. С једне стране то може бити материјал створен деловањем бактерија, разлагањем органске материје или настао приликом фотосинтезе и издвајања CO_2 од стране алги. С друге стране микрит може да представља: фрагменте алги субмикроскопских димензија, продукт механичког или био-

лошког разлагања чврстих делова нижих животињских организама (молусака, корала и др.), материјал који организми избацују приликом бушења, фини материјал створен абразијом у зони јаког деловања таласа, љуштурице микроорганизама.

Међутим микрокристаласта материја може да буде резултат и дијагенетских промена ("псеудомикрит"). Тако приликом прекристализације може да дође до смањења зрна калцита. Прекристализацијом или "стапањем" муљевитих честица може се створити кристални мозаик који се напред означава као микроспарит (величине честица 5-10 μm , по Фолку). Најзад микрокристаласта материја може да представља и карбонатни цемент (нарочито ако је то магнезијски калцит).

С обзиром на напред речено у пракси је често тешко одредити порекло микритских зрна.

С п а р и т (Фолк, 1959) је јасно искристалисао калцит у кречњацима, који се од микрита разликује по бистрим и крупним кристалима, величине преко 10 μm . Чини зрнасте и фиброзне агрегате или агрегате у виду друза. Обично испуњава порни простор и представља цемент.

Спарит постаје таложењем на месту у самом седименту. Рано дијагенетски спаритски цемент може водити порекло од арагонитских љуштурса, одакле се карбонат после растварања преталожио у пукотине и шупљине. Постоји међутим и спарит постао прекристализацијом. Разликовање спарита (спари калцита) као цемента од спарита посталог прекристализацијом (чија су зрна такође преко 10, обично 50-100 μm) није увек лако. Ако је прекристализација извршена у већем степену, као доказ за то наводе се, поред осталог: трагови реликтних микритских структура унутар спаритског мозаика, границе између кристала у већини случајева нису равне већ повијене, кристали спаритског мозаика су уочљиво различитих величина и др.

М и к р о с п а р и т (Фолк, 1959) је величине кристала између 5 и 10 μm . Кристали су уједначених размера и облика; глине односно органске материје између њих има више него што је то случај код спарита. Овим именом се означава прекристалисали

микрит. По Фолку (1974) појава микропарита је резултат прекристализације микритског калцита, која је могућа тек када се одстране Mg^{++} јони. Одлазак Mg^{++} може да буде проузрокован: утицајем бракичне средине, прожимањем карбонатних слојева слатком водом, апсорпцијом магнезијума од стране минерала глине или дејством кише и површинским распадањем.

Извесни кречњаци садрже и примарни спарит и спарит настао прекристализацијом. Тако се нпр. око фосила може образовати зона неоморфног микропарита, док међупростор испуњава бистар спарит.

ПОДЕЛА

Поделу кречњака на генетској основи је тешко спровести с обзиром на сложеност у начину постанка велике већине кречњака. Стога већина аутора као параметре за поделу или класификацију узима структуру и састав (састојке) ових стена.

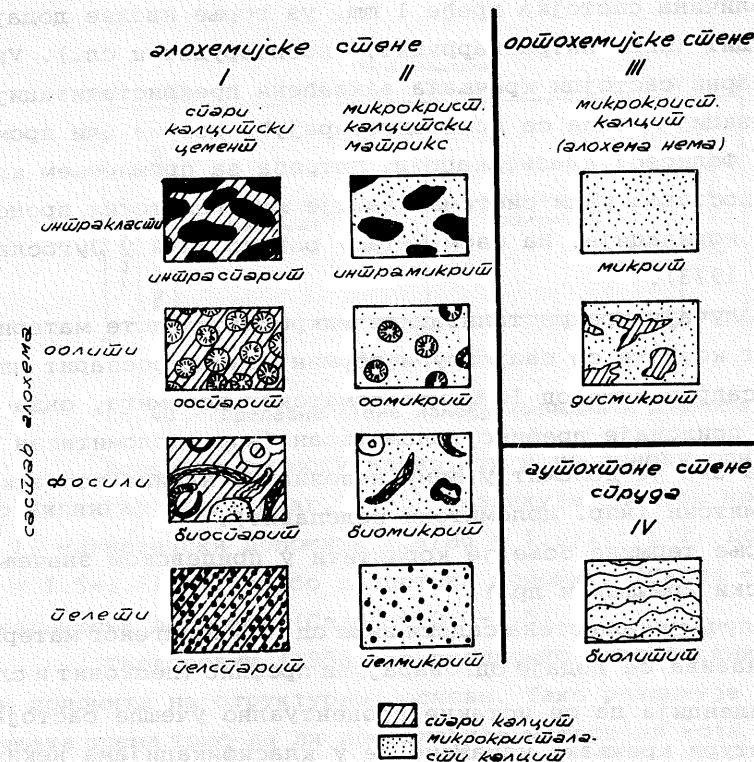
Према структури совјетски аутори разликују: кристаласте — зрнасте (крупно-, средњо-, ситно- и микрозрнасте), оолитне, органогене, органогено-детритичне и детритичне кречњаке.

Класификацију кречњака на основу састојака — алохема, микрита и спарита, дао је Фолк (1959, 1962). Она је као таква данас у широј употреби (Сл. 39).

Овај аутор је на основу заступљености алохема и присуства спарита односно микрита разликовао три типа кречњака, док је као четврти тип означио аутохтоне спрудне кречњаке. Класификација се односи на кречњаке, делимично доломитисане кречњаке и примарне доломите.

Први тип чине кречњаци углавном са алохемским састојцима цементованих спаритским калцитом. Релативни однос спаритског калцита и алохема варира у доста ограниченим границама. Другом типу припадају кречњаци такође са алохемима али са микрокристаластим матриксом (микритом); спарит је подређен или га нема.

Трећи тип су кречњаци изграђени скоро само од микрита; алохема нема или их има мало (испод 10 %).



Сл. 39.- Графички приказ класификације кречњака по Фолку.

У сваком типу даља подела се врши на основу природе и делом заступљености алохема. Од њих Фолк узима интракласте као најзначајније, означавајући стену као интраспарит и интрамикрит ако су од алохема интракласти присутни са више од 25 % (по запремини), чак и ако садржи 70 % фосила, пелета или оолита. Ако стена има мање од 25 % интракласта, узима се заступљеност оолита; са њиховим садржајем преко 25 % стена добија назив ооспарит или оомикрит. Ако стена има мање од 25 % интракласта и мање од 25 % оолита однос заступљености фосила и пелета одређиваће назив. Тако у случају када је однос фосила према пелетима већи од 3:1, то ће бити биоспарит или биомикрит; ако је однос мањи од 1:3 пел-

спарит или пелмикрит; у случају варирања њиховог односа између 3:1 и 1:3 стена ће се звати биопелспарит или биопелмикрит.

Класификација Фолка има више детаља. Тако у случају када средња величина састојка пређе 1 mm, уз горње називе додаје се суфикс рудит (нпр. интраспаррудит, биоспаррудит и сл.). Уколико су примарни састојци кречњака захваћени прекристализацијом или доломитизацијом тада се врши одговарајућа допуна или промена назива према Фолковој класификацији. Потреба за проширењем класификације се поставља ради систематизације литогенетских процеса и могућности корелације. На овом питању рађено је и у Југославији (Шебечић, 1973).

У случају прекристализације микрокристаласте материје у микроспарит користи се овај други термин (биомикроспарит нпр.). Ако кречњак садржи више од 10 % метасоматског доломита, онда се називу стене придодаје префикс доломитисан (нпр. доломитисан интраспарит), а ако је доломит у њему непознатог начина постанка, префикс доломитски (нпр. доломитски пелспарит).

Горње термине боље је користити у придевском значењу (интраспаритски кречњак и др.).

У случају када стена садржи више од 10 % теригеног материјала, испред назива се додаје одговарајући префикс (песковит и сл.).

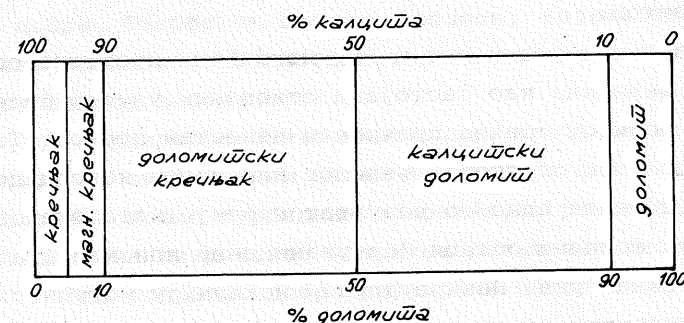
Тенденција да се истакне процентуално учешће састојка у номенклатури кречњака изражено је у класификацијама неких других аутора.

Постоје више класификација кречњака, нарочито од стране амаричких аутора, које узимају у обзир и друге критеријуме. Тако Пламли (Plumly) и др. (1962) доводе структуру у зависност од енергије средине стварања, изражавајући то индексима енергије.

Фолк је напред поменутом класификацијом обухватио и примарне доломите, користећи исте термине као и за кречњаке (нпр. примарни доломит интрамикрит).

Доломити уопште могу садржавати мању или већу количину калцита. Код доломита у правом смислу речи удео овог састојка у односу на минерал доломит не прелази 10 %. Са уделом калцита 10-50 % у односу на минерал доломит стена се назива калцитски доломит.

(Сл. 40). Ако се узме у обзир да сасвим чист доломит садржи 21.8% MgO, границу између чистих (без примеса) калцитских доломита и доломитских кречњака би чинио садржај од 10.9 MgO.



Сл. 40.- Прелазне стене између кречњака и доломита.

Доломити се могу издвојити и на основу односа Ca/Mg. Тако Чилингар (Chilingar, 1975) разликује следеће врсте доломита: 1. магнезијски доломити (Ca/Mg = 1.0-1.5); 2. доломити (Ca/Mg = 1.5-1.7); 3. слабо калцитски доломити (Ca/Mg = 1.7-2.0); 4. калцитски доломити (Ca/Mg = 2.0-3.5).

Теодорович (1958) је предложио класификацију кречњака и доломита на структурној основи. Тако разликује две групе кречњака према томе да ли преовлађује материјал који је цементиран (органогени, хемогени, детритусни) или основна минерална маса (микрозрнаста и др.). Код доломита поред ове две групе издвојио је као посебну и групу кавернозно-шупљикавих доломита са тешко одређивим фосилима.

Иначе ползећи од генетске концепције доломити се деле на: примарне, рано- и каснодијагенетске. О овоме се говори у посебном поглављу.

ВРСТЕ КРЕЧЊАКА

Алохеми могу бити различитих величина, што се користи да се на основу тога разликују врсте кречњака са алохемима: преко 1 mm-калцирудити, величина између 1 и 0.0625 mm- калкарени, алохеми мањег размера.

и величине испод $0.0625 \mu\text{m}$ - калцилутити. Наведене границе величина дате су по Фолку. Од поменутих најчешћи су калкаренисти.

К а л ц и р у д и т и су изграђени претежно од алохе-ма поменутих величина, угластих или заобљених, повезаних матриксом или цементом.

К а л к а р е н и т и су изграђени претежно од алохе-ма поменутих величина као састојака створених унутар басена седиментације, који су обично претрпели извештан пренос. То могу бити: зрна пореклом од скоро очврслог или делом консолидованог кречњачког седимента односно резултат ерозије наталоженог кречњака на месту, фосилни остаци (сачувани цели или као фрагменти), оолити, агрегатна зрна. Неки аутори не искључују могућност порекла зрна калкарениста од оближњих кречњака на шелфу. Нормални цемент калкарениста је спаритски.

К а л ц и л у т и т и су стене са глатким, скоро шкољкастим преломом. Величина зрна у петрографском препарату им варира обично испод 0.5 до $4 \mu\text{m}$. Спорадично има и честица величине праха као нагомилања или сочивца. Мале жилице спари калцита могу да прожимају стену.

Врсте кречњака могу се разликовати на основу састојака - природе алохема, спарита и микрита. То су: интраспаритски, интрамикритски, биоспаритски, биомикритски, оолитски, пелетски и микритски кречњаци. Аутохтони кречњаци - биолитити имају посебно место.

И н т р а с п а р и т с к и и и н т р а м и к р и т с к и к р е ч њ а ц и

Ове стене, које се могу обухватити заједничким именом интракластични кречњаци, изграђене су од фрагмената карбонатног седимента створених унутар басена таложња, повезаних спаритским цементом или микритским матриксом.

Заобљеност интракласта варира, што зависи од преноса. У супротајдалној и језерској средини сушењем великих површина тек наталоженог муља на ваздуху, испресецаним полигоналним пукотина-

ма, могу се образовати веома угласти фрагменти. Такав материјал се може јавити и на пространим субмаринским осулинама данашњих и старих спрудова. Насупрот томе, у заштићеним плитководним срединама где је могућа обрада материјала, заобљеност фрагмената може да буде добра. Такође и еолски процеси, којима се честице величине песка преносе из области литорала до обала и дуна, могу да допринесу доброј заобљености.

И сортираност интракластичних кречњака варира. У областима шелфа са ограниченим деловањем струја или у дубљој води где је до таложња дошло турбидним токовима, сортирање може да буде слабо а количина микритског матрикса релативно висока.

Боље испрани, добро сортирани интраспаритски кречњаци типични су уопште за средине плитке воде, јаким струјама и где је деловање таласа приметно. У тим случајевима сав раније постојећи микрит је разнешен док се спари калцит исталожио у погодним међупросторима чим су се фрагменти механички стабилизovali. Трагови таласања и коса слојевитост су карактеристични како за данашње тако и за старе овакве наслаге.

Интраспаритски кречњаци су много чешћи него интрамикритски. Томе може да буде разлог лако одстрањивање микрокристалоног матрикса у подручју деловања струја.

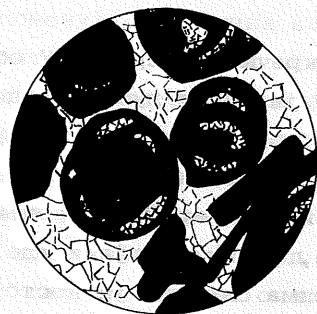
Интракласти створени под условима високог нивоа енергије средине могу међутим да буду пренети и сталожени у дубља и мирнија подручја, где иначе има велике количине микрокристалоног муља; тако ће се тада образовати интрамикритски кречњаци.

Интракластични кречњаци некад садрже мање количине фосила, оолита, пелета, теригене честице песка.

Б и о с п а р и т с к и к р е ч њ а ц и

Ови кречњаци су изграђени од фрагмената крупнијих скелета и љуштура измешаних са очуваним љуштурама мањих организама, цементованих релативно чистим спаритом (Сл. 41).

Мада се одломци љуштура код биоспаритских кречњака обично разликују по морфологији, има случајева када су они модификовани пре него што су смештени у стену. Обично се то врши под утицајем неких гљива и некречњачких алги које буше фрагменте стварајући густу мрежу цевчица (пречник цевчица до око 6 μm). Унутар ових цевчица може доћи до таложења микрита. Првобитну унутрашњу структуру ових стена може мање или више да уништи процес микритизације.



Сл. 41.- Биоспаритски кречњак. Пресеци фораминифера (*Involutina*) и алги. Горњи тријас Сињавина. $\times 15$. (С. Пантић).

скелетних остатака, првобитне животне заједнице неће бити сачуване.

Биомикритски кречњаци

Код ових стена детритус од органских љуштура смештен је у микритски матрикс (Сл.42).



Стварају се у мирној води, у којој се може неометано таложити карбонатни муљ и у њему сакупљати неломљене органске љуштуре независно од величине и кртости.

Сл.42.- Биомикритски кречњак. Пресеци фораминифера, остракода и гастропода. Горњи тријас (карнијски кат), Требиње. $\times 30$. (С. Пантић).

Вода може бити релативно дубока, нпр. испод 40 м као у аксијалном делу Персијског залива, или врло плитка и интертајдална, као у обалском делу истог региона.

Овом типу припадају многи амонитски кречњаци јуре јужне Европе.

Специјалну врсту биомикритских кречњака чини крета, карактеристична за горњу креду западне Европе. То је по правилу стена која садржи више од 90 % CaCO_3 , од које је 75-90 % у облику органских честица мањих од 4 μm . Главне примесе су минерали глине, од којих су најчешћи монморијонит и илит. Највећи део креде изграђују остаци планктонских моринских алги (*Coccolithaceae*).

Оолитски кречњаци

Оолити (или ооиди) као главни састојци ових стена изграђени су од два или више концентрична слоја, често око неког језгра. Материјал у концентричним слојевима код рецентних наслага чине арагонитски кристали док су код многих оолитских кречњака оолити изграђени од малих радијалних призми калцита, створених интерном прекристализацијом. Величине су већином између 0.1 и 1 mm.

Оолити могу показивати висок степен сортираности, што је условљено њиховим стварањем под утицајем јаког деловања струја (плиматских); зато су ооспаритски типови чешћи од оомикритских. У неким случајевима струје при дну могу да пренесу оолите у мање узбуркане делове водене средине где се таложе у микритском муљу. Накад садрже интракласте, фосиле, пелете.

Пелетски кречњаци

Главни састојци ових стена- пелети знатно варирају у величини; обично су то сферични или издужени састојци мањи од 0.2 mm, изграђени од микрита. Некад су тако сакупљени да на први поглед стена личи на оолитски кречњак. Концентришу се у већој количини

под условима ниског до средњег нивоа енергије средине, као на широким интертајдалним (плиматским) равнима и у лагунама уз њих. Удружени су често са остацима фораминифера и молусака.

Пелети представљају фекалне остатке или су пореклом од алги.

Фекални пелети унутар једног слоја обично показују униформност у величини, која у различитим стенама варира од 0.03 до 0.16 mm. Алгални пелети се јављају често са кречњачким алгама.

И савремени и фосилни пелети су обично богати органском материјом, због чега су мрки до црни.

Прави пелетски кречњаци су тако финог зрна да их је готово увек немогуће разликовати од микритских кречњака.

Микритски кречњаци

Ови кречњаци су изграђени од микрокристаластог калцита. Садрже испод 10% алохема или су без њих. Фосилоносни микритски кречњаци постепено прелазе у биомикритске кречњаке.

Акумулација финозрнастог муља врши се у срединама ниског нивоа енергије, тамо где нема јаких струја за покретање. То су обично заштићене плитководне лагунае и шелфови, као и нешто дубљи делови даље од обале. Обично се говори о карбонатним муљевима створеним у плиткој води. Порекло овог муља може да буде различито. Он може бити продукт механичких или биолошких (биохемијских) процеса, о чему је било речи у поглављу о саставу (састојцима). Услови су топла површинска вода засићена са CaCO_3 , ограничена циркулација воде и тропска или субтропска клима. Иначе микрокристаласта материја може да буде и резултат дијагенетских промена.

Услови који фаворизују процес акумулације без обзира на порекло добро су илустровани на Великом Бахамском спруду (bank) где је знатан део морског дна покривен белим наслагама арагонитског муља.

Микритски кречњаци геолошке прошлости најчешће одговарају шелфним срединама.

Биолитити

За разлику од претходних, биолитити су аутохтоне стене, везане пореклом за органогене спрудове. Стварају се активношћу организама (кречњачке алге, корали, сунђери, бризои) који имају способност да повезују седиментни материјал.

Од органогених спрудова треба разликовати спрудове мирних вода, формираних акумулацијом организама (односно њихових остатака) који немају способност да повезују седиментне честице.

Кречњаци органогених спрудова обично су веома чисти и састоје се скоро само од калцита и арагонита, практично без теригених примеса. Од абрадованог материјала спруда стварају се алохемски кречњаци.

ДИЈАГЕНЕЗА

Дијагентски процеси који се обављају у кречњачком седименту и стени у једним случајевима су такви да не доводе до промене хемијског састава седимента, док у другим случајевима долази до промене састава а некад и структуре. Код првих је реч о цементацији, прекристализацији и растварању, а код других о доломитизацији, силификацији и стварању аутигених минерала.

Дијагенеза без промене састава

Цементацији претходи збијање честица (компакција). Честице карбонатног муља под дејством притиска седимената изнад се збијају, при чему се порни простор смањује. При томе може доћи до дробљења и деформације зрна; спа-

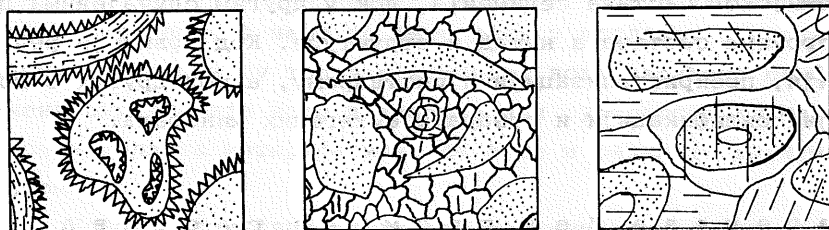
јањем зрна фекалних пелета структура карбонатних муљева постаје нејасна.

Сама цементација – испуњавање хемијским путем примарних шупљина у састојцима и између њих, или шупљина створених растварањем, резултат чега је стварање чврсте стене, врши се: а) на рачун метастабилног арагонита органских остатака, б) испаравањем порне воде богате карбонатом у супратајдалном подручју, на морском дну или в) карбонатом из раствора под притиском непосредно по консолидацији седимента. Цементација може да се обави и после издизања седимента циркулацијом метеорске воде (тако образовани цемент често је слабо магнезијски калцит).

Процеси цементације данас се обављају у различитим срединама, како под субареалним условима тако и у интертајдалној зони, као и у дубокоморској средини где се таложи калцилутитски муљ.

Цементација не мора да буде континуална. Сматра се да временски интервали појединих фаза цементације могу да варирају од неколико дана до више десетина милиона година.

Таложњем цемента у међупростору скелета од калцијум-карбонатних састојака губи се интергрануларна порозност седимента. Веће шупљине било у скелетним остацима или у самој стени могу да се испуне финим карбонатним муљем, а остатак шупљине калцијским цементом, прво на зидовима а тада и у осталом делу (геопетална текстура).



а

б

в

Сл. 43.- Неке врсте карбонатног цемента: а) Фиброзни цемент, створен рапћењем на биокластима; б) Зрнасти цемент, и в) Синтаксијални цемент.

Аутори разликују више својствених врста карбонатног цемента које носе одговарајућа имена (Сл. 43).

Код фиброзног цемента дошло је до рапћења кристала дужом осом управно на зидове пора односно на површину састојака; кристали су често обојени мрко. Већином је то рано дијагенетски цемент. Поред дугачко влакнастог арагонитског и кратко влакнастог Mg-калцитског цемента, може да се јави и криптокристалести (микритски) Mg-калцитски цемент.

Зрнасти (мозаични) цемент чине кристали без одређене оријентације створени после консолидације, односно позно дијагенетски, испуњавајући преостале шупљине после прве цементације. Често се запажа да величина кристала расте према центру шупљине.

Синтаксијални цемент се образује око фосилног остатка (фрагмент дршке криноида нпр.). рапћењем калцита у оптичком континуитету са калцитом фосилног остатка. Ово нарастање ободом фрагмента љуштуре на рачун матрикса ("ободна цементација") може да се изврши у неколико сукцесивних фаза. Беријаски кречњаци мајдана Стражевице у околини Београда садрже зрна монокристалног калцита нарасла око органске структуре у језгру; остали састојци су микритски фосили и теригена зрна, везани спаритом.

Код дружног цемента ан- до субхедрални кристали су према центру шупљине све крупнији, а код радијално-фиброзног цемента рапћење кристала је управно на зидове шупљина, близне ламеле су повијене и таластог помрачења.

Прекристализација може да има вид микритизације или заједничке кристализације.

Микритизација је рана дијагенетска прекристализација честица у криптокристалести агрегат, већином без структуре. Смањење зрна калцита приликом прекристализације неки аутори називају спаримикритизацијом.

Тако се око неких ооида или скелетних зрна, чак и у рецентним седиментима, може јавити микритски обод. За разлику од обода који је настао рапћењем, у овом случају микритски обод има неправилан контакт са језгром зрна. Неки аутори појаву оваквог обода везују за алге бушилице.

У кречњацима с друге стране може доћи до повећања величине зрна, које некад може да захвати и целу стену. Првобитни калцијум-карбонат микритских димензија замењен спаритом може да буде арагонитски муљ, зид љуштуре молуска или фораминифере као и нешто друго што је микритске величине. Као коначни производ често настаје крупнокристална мозаика која је обухватио и остатке љуштуре и оолите и матрикс, при чему је ранија структура стене избрисана.

Тешко је, међутим, увек уочити разлику између спари калцита као цемента и неоморфног спари калцита посталог прекристализацијом.

Фолк говори о прекристализацији примарног микрокристалног калцита из муљевитог матрикса у "микроспар". У тим случајевима микроспаритски калцит се појављује најпре у виду неправилних нагомилања. При напредовању овог процеса у прекристалисалом ободу око неког алохеа микроспаритски калцит може бити радијално-фиброзан са кристалима оријентисаним управно на површину алохеа.

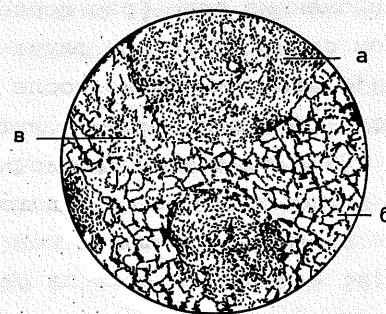
Кречњаци су стене веома подложне раствањању. Оно може да се манифестује одстрањивањем љуштуре или других скелетних елемената као и ооида, на чијем месту остају шупљине или се уопште као резултат раствања формирају веће или мање пукотине и канали (секундарна порозност). Посебан вид раствања је онај који се обавља под притиском, у коме случају се стварају стилити, напад видљиви и у петрографском препарату.

Д о л о м и т и з а ц и ј а

Доломити као стене могу бити примарни тј. створени непосредним таложењем и, далеко чешће, образовани процесима доломитизације, којима се калцијум-карбонатна материја или кречњак претварају у доломит путем замењивања првобитног калцијум-карбоната (калцита) минералом доломитом (Сл. 44).

Примарни доломити су удружени са наслагама соли, гипса и анхидрита; средина њиховог постанка су слана језера и затворени

морски басени. Примарни доломити се често смеђују у танким слојевима са кречњацима; обично су фино ламинирани.



Сл. 44.- Делимична доломитизација ооида (а) у основној маси изграђеној од кристала доломита (б), који замењују финокристалну калцијум-карбонатну материју основе (в). Увећано $\times 4$.

Доломитизацији прве подлежу арагонитске љуштуре гастропода и цефалопода; често се може запазити да се то десило пре промене калцијум-карбонатног матрикса. Доломитизација оолита може такође да се одвија независно и пре него цемента. Разлог ове се напад тражи у томе што су у неким оолитима присутне кречњачке алге богате магнезијумом, које се због тога брже међају. Међутим чврсти калцитски фосили у калкаренику могу бити отпорни према доломитизацији, знатно више до спарита и микритског матрикса између њих. Тако се могу наћи доломитски кречњаци са углавном непромењеним фосилима (криноиди, љуштуре брахиопода, ругозни корали).

Поред селективне доломитизације има и случајева када ново створени идиоморфни кристали доломита у чврстом кречњаку пресецају границе алохеа, чије контуре ипак остају видљиве иако засенчене у петрографском препарату.

Процес доломитизације као такав може умногоме да утиче на порозност. Замењивање калцита доломитом на основи молекула са молекулом повлачи контракцију од 12-13%. Под идеалним околностима то значи да се у једном кречњаку чврсте грађе порозност може да повећа 10% и више (Таб.7).

Таб. 7.- Однос доломитизације и порозности једне карбонатне резервоар стене, Иран

% доломитизације	% порозности
0	0-4
20	4-8
32	8-12
преко 58	преко 12

Време које протекне између таложења кречњака и потоње доломитизације варира знатно у различитим случајевима. Многе фино зрнасте карбонатне насlage подлежу променама врло брзо после таложења, док се још налазе у неочврслост стању. У другим случајевима јасно се види да се доломитизација обавила знатно после очвршћавања провобитне стене; магнезијски раствори нашли су пут преко отворених пукотина и ситних пора. Због тога је потребно разликовати стене које су биле захваћене раном дијагенетском доломитизацијом од оних које су очврсле као кречњаци а доцније подлегле касно дијагенетској доломитизацији. Замишљање може да се изврши после потапања али пре издизања или је остварено после потапања и издизања.

Р а н а д и ј а г е н е т с к а д о л о м и т и з а ц и ј а. - За многе услојене доломите који су на широком пространству сачували приближно униформни карактер сматра се да су подлегли метасоматским променама убрзо после таложења. Овакве доломитске стене могу бити знатне дебљине и представљати значајне стратиграфске чланове.

Докази за промене убрзо по таложењу варирају од слоја до слоја. У многим случајевима довољан је стратиграфски критеријум као онда када промењени кречњак лежи између непромењених кречњака, што указује да није било код ових других субсеквентног увођења магнезијских раствора. Присуство доломитисаних фосила довољан је доказ да доломит није примаран.

Природни услови за доломитизацију непосредно после таложења али пре очвршћавања су: а) плитка вода (до неколико десетине метара дубине), б) релативно обилно присуство CO_2 , који проузрокују делимично растварање кречњака и даје могућност хемијској размени са магнезијским солима у морској води; в) порозност кречњака, која омогућује филтрирање морске воде кроз масу стене (седимента); г) довољно слабо спуштање или издизање, чиме се омогућује потпуна промена са стварањем двогубе соли калцијума и магнезијума.

Овome треба додати да у води мора да постоји релативно висок однос Mg/Ca ; најпогодније је да он буде преко 20 према 1

(у нормалној морској води овај однос је 3-5 према 1). Исто тако треба да буде довољно овакве воде односно концентрата, као и њено стално кретање, да би се у расположивом времену могла да обави промена у седименту.

Овакви услови остварени су у различитом степену у рецентним супратајдалним равнинама многих хумидних области, као што су Бахама, Западна Индија, Персијски залив. Резултат сложених процеса је стварање врло порозних кора и прослојака доломита у горњим деловима кречњачког муља. Доломитски кристали, величине 1 до 5 μm , чине у овима 20-95%. На западној страни острва Андрос у Бахамима за последњих 5000 година на пример, створио се доломит у наслагама дебљине до 150 см.

На многим коралским острвима Тихог и Индијског океана, где климатски услови омогућавају повећање салинитета евапорацијом, спрудови и органогени кречњаци су делимично или потпуно претворени у доломит. Међутим праћење тока доломитизације на једном спруду, као што је то учињено нпр. на Фунафутију, врло је сложено и отворено за многа контраверзна тумачења. Слично се може очекивати и код спрудова геолошке прошлости.

К а с н а д и ј а г е н е т с к а д о л о м и т и з а ц и ј а. - Доломитизацију кречњака као већ очврслих стена обично је тешко сигурно установити јер је она изазвана низом збијања током некад знатно дугог временског периода. Касна дијагенетска доломитизација под утицајем конатне и подземне воде обавља се под много већим деловањем притиска стена изнад и различитим термодинамичким условима него што је то случај код ране дијагенетске доломитизације.

Ако се узме у обзир да у супратајдалном подручју - саб-кхи, сони раствори претварају калцијум карбонатне седimente на површини у рани дијагенетски доломит, може се претпоставити да у исто време сони раствори могу некад да сиђу и у слојеве испод и да тамо омогуће стварање неправилних и дискордатних доломитских тела. То може да утиче не само на слојевитост већ и на оолите, фосиле, пукотине исушивања и др. чији трагови се делимично бришу. Услед истовременог растварања калцијум-карбоната долази

до промене порозности, мада се она доцније модификује услед таложења доломита и калцита.

Накнадне промене изазване циркулацијом подземних вода богатих магнезијумом узима се да су удружене са периодама минерализације и дејством раствора као и издизањем стена и њиховим изрођавањем на површину, што често има регионалан карактер у јако убраним и раседнутим областима. Притисци смицања изгледа да погодују доломитизацији под оваквим приликама.

Доломити ове врсте се врло лако распознају у формацијама у којима није извршена потпуна метасоматоза тако да су сачувани реликти непромењеног кречњака. Код најкарактеристичнијих појава секундарни доломит се јасно може везати за ослабљене површине којих обично има у чврстим стенама, тако да раседне површине, пукотине и мање фректуры представљају најчешће путеве којима се обавља доломитизација.

Доњокредни доломити Истре, који се јављају заједно са доломитским кречњацима, тумачени су (Тишњар, 1976) као рано и касно дијагенетски. У прве су обухваћени они који су настали раном дијагенетском доломитизацијом још невезаног седимента односно доломити створени истовремено или после таложења седимента. Пукотине исушивања, ламинација (строматолитска) упућују на њихово стварање у супралитору. Они се смеђују са слојевима, такође дебљине до више десетина см, тамнијих касно дијагенетских доломита. Последњи су настали доломитизацијом већ очврслог кречњака уз присуство раствора у порима. На овакво порекло указивали су, поред осталог, направилан изглед сочива доломита, постепени прелаз од кречњака до доломита и појава релативно крупних кристала доломита.

Доломити Карпато-Балканида источне Србије, који заједно са доломитским кречњацима имају знатно распрострањење у горњој јури, постали су процесом доломитизације. Највеће партије ових стена везане су за зону која иде од Кучаја и Бељанице, преко Ртња, Озрена и Девике, Тресибаве и Сврљешких планина и Белавада ка југоистоку. Масивни и банковити доломити су променљиве де-

бљине, која се креће до 140 м (Анђелковић и Николић, 1967). Поред тога што изграђују самосталне хоризонте, доломити се некад смеђују са доломитским кречњацима и кречњацима, у слојевима дебљине до неколико метара. Бочно доломити прелазе у калцитске доломите, доломитске кречњаке и кречњаке.

Доломити Тресибаве и Белаве поред кристаластог доломита местимично јасно зонарног (са бистрим ободом и замућеним осталим делом) садрже спорадично калцит и ретко калцедон.

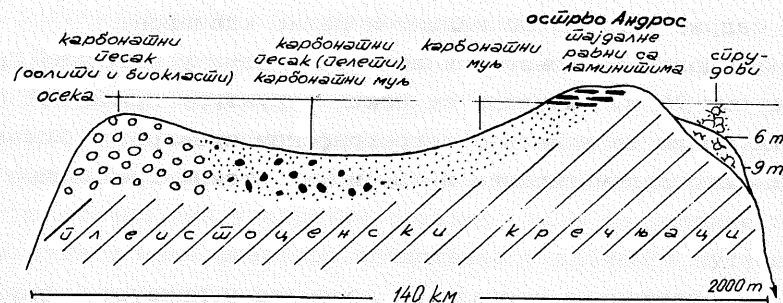
Доломити доњег тријаса код Ждрела у источној Србији, дебљине око 75 м, сачували су некад структуру примарног кречњака, како се то да видети у петрографском препарату. Уствари, ради се о јако доломитисаним интрабиомикритским кречњацима (Васић, 1978).

Површински утицаји на доломите у присуству пирита или сулфата могу да доведу до претварања доломита у калцит. То је процес звани *доломитизација*. Кречњаци постали на овај начин су доста чврсте стене, крупнокристаласто зрнасте структуре и тамније мрке боје; у којима се могу запазити заостала сочива доломита.

СРЕДИНЕ СТВАРАЊА

Још почетком овог столећа скоро опште је било прихваћено да су многи карбонатни седименти геолошке прошлости резултат таложења у плитководној маринској области, излаганој временом исушивању. За последњих двадесетак година, раздобљу врло интензивног и детаљног проучавања рецентних и фосилних карбонатних седимената ово се углавном потврдило јер се показало да се највећи део ових ствара у релативно плитководним маринским и прелазним срединама. Ширина зоне таложења карбоната у обалској зони и плитководним маринским срединама може бити знатна и некад прелази 100 километара. Пример за то је данашња платформа Бахаме (Сл. 45).

Издваја се неколико прелазних и плитководних моринских средина таложења карбонатних седимената. По обиму распрострањења најзначајније су: средине тајдалне равни, шелф, спрудови. Дубоководне средине су: континенталне падине, подножја падине или обод басена и трогови са турбидитима.



Сл. 45.- Платформа Бахаме. Спруду од карбонатног песка са оолитима одговара зона У Ирвиновог модела. Према Блату и др. (1970).

Запажања регионалног оквира указују да се доломити обично стварају ближе обалској линији него кречњаци, затим пре нашег шелфа него у моринском басену.

Кречњаци и доломити се стварају и у евапоритским басенима поред гипса, анхидрита, халита и других соли.

Карбонатне наслаге на копну су мањег распрострањења. Језерске карбонатне наслаге представљене су првенствено слатководним кречњацима и лапорцима; речне творевине су бигар и травертин.

Иако текстура, структура, састав и палеонтолошка обележја могу бити индикатори средине стварања, у свим случајевима није могуће везати кречњаке за одређену средину постанка. Такав је нпр. случај са грудвастим кречњацима услојеним са глиновито-карбонатним седиментима. Грудвасти (нодуларни) кречњаци могу бити и плитководне и дубоководне творевине.

Значајан допринос бољем разумевању средине стварања карбонатних седимената геолошке прошлости дао је Вилсон (Wilson, 1975).

Различити процеси који омогућавају стварање карбонатних седимената у једној средини (нпр. шелфу) и потоњи пренос честица доводе некад до широког распрострањења карбонатних седимената, од плитководног шелфа преко континенталне падине у средине добокоморског басена. Промене физичких, хемијских и биолошких фактора са геолошким временом у вези са трансгресијама и регресијама доводе до промена у стубу природе карбонатних и пратећих седимената, које могу бити систематске и цикличне. Цикличност је некад изражена повећањем или смањењем садржаја калцијум-карбоната, глиновите материје, кварца или других састојака у сваком наредном циклусу (ритму).

Прелазне и плитководне моринске средине

Подручје приобалског дела равне обале захваћено деловањем плиме и осеке означено именом тајдална равна (енгл. tidal flat) обухвата више средина значајних не само за таложење песковитих већ и карбонатних седимената. Под сличним условима могу да се нађу и лагуне.

Као средине овог подручја, у зависности од тога да ли су повремено под морском водом, изложене свакодневном деловању плиме и осеке или су стално под морском водом, разликују се: супртајдална (супралиторална), интертајдална (литорална) и субтајдална (сублиторална) средина. Карбонатни седименти таложени у свакој од њих носе одређена обележја.

Обележја супртајдалне средине су последица излагања дуже време аерским утицајима, резултат чега су појаве нодуларних евапорита, калиша, хоризоната земљишта, корена биљака, закаршћених површина, њима се могу делом придружити и она обележја интертајдалне средине која су задобијена у интервалима времена када су седименти били изложени само аерским утицајима.

За интертајдалну средину карбонатне седиментације Гинзбург (1975) наводи: 1) обележја задобијена у временским интер-

валима када су седименти били изложени аерским утицајима, у које спадају: пукотине исушивања, фенестралне поре (текстура птичје око), отисци кишних капи, трагови отисака или кретања животиња, интракласти муљевитог седимента; 2) алгалне ламиниране текстуре: строматоиди, изувијане ламинације, крипталгалне текстуре; 3) наизменичну ерозију и акумулацију, нагле промене у брзини струја и таласа, канале, успушене ерозионе каналиће, акумулацију интраформацијских конгломерата, битне промене у величини зрна идући од слоја до слоја и од ламине до ламине; и 4) последице дејства обратних токова: коса слојевитост у различитим или цик-цак правцима.

На субтајдалну средину указује присуство моринских бескичмењака, било да су то њихови скелети и одломци љуштура или фосилни трагови, нарочито организама који буше.

Пошто интертајдална средина има велики број дијагностичких обележја она се као таква најчешће може и идентификовати. Наслаге одређене као интертајдалне обично се узимају као доказ таложења на тајдалној равни. Ово има тим јачу потврду ако се испод њих констатују субтајдални а изнад супратајдални седименти.

За време мезозоица у области Тетиса - Средоземља (Апенини, Динариди и даље до Средњег Истока) и Централне Америке стварале су се на тзв. платформама наслаге кречњака и доломита дебљине до преко 1000 м. Карбонатне платформе, као врло простране плитководне заравње области седиментације, показују више или мање сличности са рецентном Бахамом (Сл. 44). Оне иначе представљају комплекс више средина, укључујући равно обалско подручје изложено плими и осеци (тајдална равна), плитководне карбонатне пескове, органогене спрудове, шелфну лагуну.

У спољашњим подручјима геосинклинала Апенина и Динарида издвојено је неколико карбонатних платформи (D'Argenio, Radović, Sgrosso, 1971), са разноврсним литофацијалним развићем током мезозоица и терцијара. Ободом платформе егзистовали су органогени спрудови. Други тип ободних седимената представљали су оолитски кречњаци, често у мешавини са биокластичним кречњацима.

Идући од обода ка централном делу платформи поменутих подручја повећава се удео микритских седимената. У лагунским сре-

динама иза спруда дошло је до развића више субфација, које су се углавном разликовале по врсти зрна (главних састојака) и њиховом односу према микриту. Пелмикритски кречњаци и доломити се јављају у различитим стратиграфским нивоима и често прелазе у врсте са променљивим учешћем интра- и биокласта. Овом треба додати неке алгалне микритске кречњаке и доломите. Посебну групу чине оолитски кречњаци и доломити са променљивим садржајем микрита.

Биохемијске седиментне творевине у делу иза спруда представљене су онколитским и строматолитским кречњацима и доломитима, први везани за субтајдалну а други за интра- и супратајдалну средину.

У северном делу Златибора познати су горњотријаски кречњаци са ритмичном сменом плитководних лагунских микритских кречњака и интертајдалних седимената, означени као лоферитска фација (Димитријевић и др. 1982). Аутори су издвојили као седименте таложене у интертајдалној средини: алгалне строматолите, фенестралне микритске кречњаке, интраформацијске брече, а као лагунске творевине: биоспаритске и биомикритске кречњаке (често богате фауном мегалодона) и контракционе брече.

У Северним кречњачким Алпима у Аустрији, у виду наслага дебљине 1 до 1.5 km, јављају се горњотријаски доломитски кречњаци, као творевине ритмичког карактера, стваране у срединама наकाдашњих лагуна, интертајдалној и супратајдалној средини. Секвенца циклуса почиње доломитским кречњаком текстуре птичје око (тзв. лоферити), уствари микритски кречњак пун пора испуњених геопеталним муљем и спари цементом; алгалне ламине су равне или набране а пукотине исушивања добро изражене; ламинирани доломитски кречњаци навише прелазе у масивне истоврсне стене. Овакве творевине се интерпретирају као интертајдалне и супратајдалне наслаге. Преко доломитског кречњака је масивни калкаренит богат миринском фауном (мегалодони и други молусци, ехинодерми и др.), стваран у некој већој лагуни.

Јурске и кредне наслаге западне и јужне Истре чине плитководни карбонатни седименти таложени на пространом прагу у супратајдалној, литоралној, лагунској и спрудној средини. Значајне

чланове доњокредних карбонатних седимената чине доломити и доломитски кречњаци. Доломити су двојаки, рано и касно дијагенетски. Рано дијагенетски доломити показују пукотине исушивања и строма-толитске ламинације (Тишњар, 1976).

Значајно подручје стварања кречњака представља ш е л ф.

Карбонатно обалско подручје постепено прелази у отворени марински шелф, где се таложу претежно кречњачки седименти ако нема притока кластичног материјала са копна или је он врло мали. Теоријски модел о карбонатној седиментацији на шелфу дао је Ивин (Irwin, 1965) на основу студије карбонатних наслага Вилистонског басена у Северној Америци.

Овај аутор унутар кречњачког шелфа разликује три главне зоне. У зони Х, у дубљој води испод основе деловања таласа таложу се микритски карбонатни седименти са очуваним љуштурама; ако је средина редукциона талози се и органска материја (тамно сиви кречњаци). У зони Y, у плиткој води изнад основе деловања таласа таложу се претежно песковити биокласти; кречњаци одговарају калкареним и калцирудитима са већином поломљеним заобљеним састојцима. У подручју засићеном карбонатом стварају се релативно близу обале кречњачки ооиди. У зони Z талози се претежно кречњачки муљ, чији најситнији биокласти воде порекло делом из зоне Y; делимично долази од биохемијског и хемијског обарања карбоната. Ограничена циркулација воде, повишени салинитет и повећана температура условљавају опстанак фауне сиромашне у врстама али која даје обилно пелете. Стварају се пелмикрити са мало скелетног материјала. У аридној клими под условима екстремног испаравања стварају се у овој зони евапорити.

Наведени модел је показао своју вредност при проучавањима плитководних карбонатних творевина палеозоика и мезозоика.

У свом делу о карбонатним фацијама Вилсон (Wilson, 1975) издваја посебно зону отвореног маринског шелфа. Овде се у дубинама од десет до стотине метара одвија прилично униформна седиментација. Јављају се јако фосилоносни кречњаци усложњени са лапорцима. Кречњаци су углавном биокластични. Запажају се трагови буше-

ња организама. Слојеви су танки до средње дебљине, некад сочивасти. Код глиновитих кречњака честа је лоптаста ("ball and flow") текстура. Врло разноврсна фауна шкољака указује на нормалну засољеност. Значајно је присуство брахиопода, корала, цефалопода, ехинодерама.

У плитководном делу шелфа, у виду спрудова или острва може се скупити великим делом чист кречњачки или доломитски песак, сталожен после кретања таласима и струјама. Добро заобљена зрна су некад превучена и оолитична, јављају се и заобљени биокласти. Карактеристична је и коса слојевитост великих размера. Типичне творевине ове средине су различите врсте калкарених.

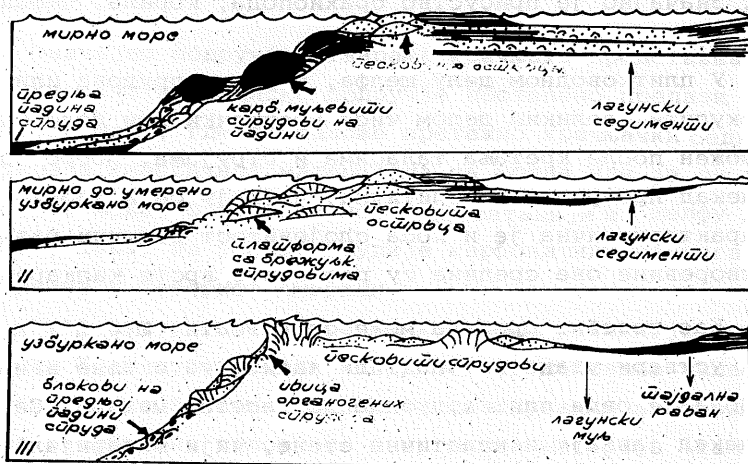
Као посебна средина може се навести ш е л ф н а л а г у н а, уствари узана лагуна (или залив) уз спољне ивице платформе. Вода је овде плитка, дубине до десетак метара. Са кречњацима се некад јављају и кластичне стене, чији материјал је пореклом са копна. Има сочива са фрагментима љуштура, затим биокластита, биострома. Запажени су трагови бушења.

Посебан начин стварања кречњака везан је за постојање с п р у д о в а у плитким и топлим водама, изграђених од остатака колонијалних организама који су живели одмах испод површине мора. Учешћем оваквих организама могу се створити брежуљкаста односно сочиваста, већином масивна стеновита тела- биохерми, или усложњена тела са планпаралелном горњом и доњом границом- биостроми.

С п р у д н и б и о х е р м и (о р г а н о г е н и с п р у д о в и) изграђени углавном од кречњачких алги, корала, сунђера и бриозоа, су крупна тела, отпорна на деловање таласа. Поред њих постоје и с п р у д о в и м и р н и х в о д а (енгл. mounds, bank), На сл. 46 приказано је неколико различитих спрудова на ободу шелфа.

Језгро органогеног спруда је изграђено од сесилних, колонијалних кречњачких организама, решеткасте је грађе и довољно отпорно према ерозији. Шупљине у њему могу да буду испуњене остацима љуштура или кречњачким муљем, а код спрудова високе ене-

ргиије кречњачким песком или шљунком. Петролошки је то стена зва-
на биолитит или биохермит, уствари аутохтони кречњак.



Сл. 46.- Типови карбонатних наслага на ободу шелфа.
I - Карбонатни муљевити спрудови; II - брежуљкасти спрудови;
III - баријерни или ивични спрудови. Према Вилсону, 1975.

Према отвореном мору је предња падина спруда (спрудна халда), која се састоји од детритичног материјала- одломака ске-
лета и љуштура еродованих са језгра спруда (калцирудити, калкаре-
нити, калцилутити). Могу се некад наћи и крупни фрагменти поро-
зне, нефосилоносне стене спруда. Ако је таквог материјала више
говори се о спрудним брежама. Према копну је задња падина, тако-
ђе са детритусним материјалом, која се обично надовезује на ла-
гуну са микритским и пелетским материјалом. (Сл.47).

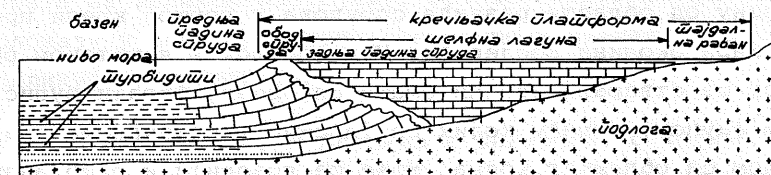
Порозност језгра спруда и стрм пад слојева на његовим
падинама чине да спруд представља потенцијалну замку за нафту и
гас; многи фосилни спрудови су нафтоносни.

У мирној средини један од типичних облика акумулације
карбонатног материјала чине спрудови посебног типа (енг. mounds,
banks). То су обично детритични, слабо сортирани, биокластични
микритски кречњаци са подређеном количином остатака организама.

Овакве акумулације се стварају било испод базе таласа или у та-
ко плиткој води да се ефективно дејство таласа не осећа. На мно-
гим местима поменута тела представљају основу на којој се форми-
рају еколошки спрудови.

Овакви спрудови који се формирају на шелфу и у плит-
ководном басену показују вертикално и латерално низ структурних
и органских фација. Тако су у кредној шелфној средини рудисти
повезани микритом чинили језгро као једну од фација ових спрудо-
ва, која је имала широко распрострањење у Европи.

За време регресије мора спрудови мирних вода могу да
буду цементовани спари калцитом и да постану отпорни према ерозији,
као што су то прави, органогени спрудови.



Сл. 47.- Шематски приказ главних средина таложења око спруда.

Органогени спрудови и спрудови мирних вода често под-
лежу прекристализацији и доломитизацији, тако да је тада тешко
утврдити њихов примарни склоп.

Спрудни кречњаци барема и апта, обично означавањем као
ургонски кречњаци, имају широко распрострањење у Карпато-Балка-
нидима и у низу западних земаља Европе, нарочито у Француској.
У југословенском делу Карпато-Балканида издвојене су две фације
ових седимената (Јанкичевић, 1978): а) фација кречњака са пахидо-
нтним шкољкама, представљена масивним и банковитим биомикритима
и биоспаритима са пахиодонтним шкољкама које често граде биост-
роме. Између банака ових кречњака срећу се колоније корала кон-
структора. Средина стварања је била сублиторална; и б) фација би-
окластичних кречњака са богатом микрофауном и микрофлором и мно-
штвом органогеног детритуса (алге, фораминифери, брахиоподи, шко-

љке и др.). У састав ове фације улазе биоспарити-калкаренисти различите крупноће алохеми и ооспарити. Таложени су се у домену сублиторала (екстерног и интерног). Овакве творевине уско су повезане и прелазе у теригене, некарбонатне седименте (лапорци и пещари са орбитолинама и острејама), такође барем-аптске старости.

У изградњи спрудова који су се формирали ободом платформи Апенина и Динарида у јури и креди највише удела су имали корали, хидрозое, алге и рудисти. Најчешћи тип биохерма су спрудови мирних вода, док су велики спрудови могли да се сачувају само изузетно, због тога што су они већ током постанка били разарани, омогућујући стварање пред- и изаспрудних карбонатних наслага. Латерално су спрудне брече прелазиле у калкаренисте удружене некад са калцилутитима.

Једну од области развића спрудова у горњој креди представљала је шира околина Косјерића. У приобалском неритском региону овде су се стварали бројни омањи спрудови, богати рудистима и осталом фауном, између којих се таложио кластичан материјал пореклом делом са оближњег копна. Може се говорити и о појавама аутохтоних кречњака, с обзиром да су колонијални корали и рудисти у гњездима сачували своју аутохтоност (Пашић, 1957).

Дубоководне моринске средине

На падини карбонатне платформе, која се углавном налази изнад доње границе воде обогаћене кисеоником и обухвата делове изнад и испод базе таласа, таложи се знатно променљив седиментни материјал. Кречњаци су изграђени од карбонатног муља, биокластичних и литокластичних честица. Са овима је некад примешан глиновит или ситнији песковит материјал, пореклом као и биокластичне честице из области изнад падине. Јављају се текстуре подводног клижења.

У подножју падине шелфа са карбонатном седиментацијом или ободом басена таложе се карбонатни седименти, који се састоје од финог детритуса порек-

лом са шелфа и од остатака пелашких организама. За разлику од претходне, ова средина се налази уопште испод границе таласа и сиромашна је кисеоником. Карбонатни слојеви су танки, са глиновитим и силицијским прослојцима. Претежно се ради о финозрнастим кречњацима, местимично рожначким, затим о био- и литокластичним кречњацима. Сем ламинираних има и масивних кречњака.

Резултат континуалног и брзог таложења у издуженим седиментним басенима- троговима посредством турбидитних токова су кречњачки турбидити. Ове секвенце басена изграђене су од бреча и карбонатног песка, који воде порекло од карбонатног материјала са шелфа и падине, обично услојених са кречњачким пелашким глиновитим седиментима. Поједини слојеви кречњака могу да се прате на великом растојању. Остаци бентоске фауне нису никад у положају у коме су живели. Текстуре и структуре су оне којима се одликује теригени флиш.

Ван платформи Апенина и Динарида, о којима је раније било речи, у басенима и то у проксималном делу најчешћи су прекристалисали турбидни калкаренисти и калцирудити, често са добро израженом градиационом слојевитишћу, са приметним учешћем биокластичних и интракластичних зрна и са метасоматским рожнацима. Латерални еквиваленти су стене изграђене од микрита са врло финим био- и интракластима и пелашким микрофосилима ("калцилутити") удружене са рожнацима. Мање од претходних јављају се кречњаци и лапорци, често са амонитима и осулинске брече.

Континенталне средине

Кречњаци у језерима постају неорганским хемијским процесима, механичким путем и посредством организама. Губитак или издвајање CO_2 из воде може да буде резултат испаравања или асимилације од стране водених биљака; с друге стране таложење калцијум-карбоната омогућују различите врсте алги.

Језерски кречњаци се тешко могу разликовати од плитководних моринских кречњака. Наиме, и они могу бити интракластич-

ни, микритски и сл., некад са доста примеса теригеног материјала са копна, као и прави алгални кречњаци (строматолитски, са онкоидима и др.). Стога је за разликовање језерских (лакустријских) од маринских кречњака потребно узети у обзир и палеонтолошке критеријуме.

Паралелно обали у језерима може доћи посредством таласа и струја до концентрације љштура молусака и других бескичмењака и до стварања карбонатних седимената изграђених од њих.

Тзв. језерска креда као финозрни седимент (величине зрна око 10 μm) ствара се под условима повишене температуре и већег испаравања уз асималацију CO_2 од стране биљака у заштићеним заливима са плитком, топлом водом, засићеном калцијум-карбонатом и биљном материјом.

У другим случајевима посредством алги стварају се у језерима структурно различити карбонатни седименти.

У околини Пећи познате су насlage бигра са појавом једрих алгалних кречњака као језерске творевине настале таложењем у плиткој води уз помоћ алги, друге флоре и подређеније слатководне фауне (Илић и Јањић, 1955).

У језерима може доћи под специјалним условима до стварања седиментног доломита и/или магнезита. Појаве ових стена у виду слојева или сочива познате су у неким неогеним језерским басенима Србије. Њихово стварање се везује према ранијем тумачењу (Илић, 1952) за утицај хидротермалних раствора обогаћених магнезијумом при проласку кроз разломљене серпентинисане периодите у подлози језерских басена.

Слатководну творевину представљају и компактне, прозачне масе кречњачких седимената зване мермерни оникс.

У р е к а м а и п о т о ц и м а таложењем калцијум-карбонатне материје стварају се насlage зване бигар или сига као шупљикаве стене. Таложењем калцијум-карбоната из топле или хладне воде претежно неорганским путем могу постати компактне насlage тракасте текстуре зване травертини.

Претежно у аридним и семиаридним областима испаравањем воде у земљишту издваја се калцијум-карбонат и граде се криптокристаласте кречњачке коре (caliche).

9. СИЛИЦИЈСКЕ СТЕНЕ

У групу с и л и ц и ј с к и х с т е н а спадају седиментне стене изграђене од некластичне силицијске материје. Овде, према томе, не долазе стене састављене од зрна кластичног кварца, које чине посебну групу, иако и оне садрже напад (кварцаренити) врло висок проценат силиције.

Удео силицијских стена уопште у саставу седиментних формација Земљине коре је врло мали (мањи од 1%). У прекамбрији међутим, врло су чести метаморфисани усложени рожнаци; према једном податку они чине око 15% укупног стратиграфског стуба стена старих око 2 милијарде година. У оквиру геосинклинала Тетиса, у медитеранским областима, главни период стварања рожнаца односно радиоларита, најзначајнијих представника силицијских стена, била је горња јура.

САСТАВ

Главни минерали силицијских стена су опал, калцедон и кварц.

О п а л, колоидни облик силиције са променљивом количином воде, састојак је скелета силицијских организама као и наслага топлих извора. Претвара се преко метастабилног кристобалита у калцедон и кварц. Не налази се у силицијским стенама – рожнацима старијим од мезозоику. К а л ц е д о н, микроскопско влакнасти варијетет кварца, јавља се у рожнацима. Стабилнији је од опала и обично изгледа да се ствара прекристализацијом овог последњег. Површина калцедонске силиције често је сунђерастог изгледа, што стоји у вези са присуством врло ситних сферичних шуп-

љина (кристопора) испуњених водом. Микровлакнасти калцедон може да пређе у кварц. К в а р ц, као некластични облик кристалне силиције без воде, јавља се у кристалима мањим од 20 μm (криптокристалести и микрокристалести кварц).

Поред остатака с и л и ц и ј с к и х о р г а н и з а м а: дијатомеја, сунђера (првенствено њихових спикула) и радиоларија, у овим стенама се некад могу срести остаци фсраминифера и неких других бескичмењака.

Као примесе у овим стенама се могу наћи: честице кварца и других минерала теригеног порекла, калцит, глауковит, минерали глине.

Таб. 8.- Хемијске анализе силицијских стена

	1	2	3	4
SiO_2	99.05	77.91	84.41	79.03
TiO_2		0.14	0.33	
Al_2O_3		9.51	5.00	11.67
Fe_2O_3	0.78	3.01	1.85	2.44
FeO	0.16	0.20	4.12	
MnO		0.08	0.12	
MgO	0.05	3.65	1.00	0.77
CaO	0.02	0.76	0.25	
Na_2O	0.13	0.08	0.16	0.17
K_2O	0.03	0.36	0.34	0.92
CO_2		0.41		
H_2O^+	0.35	4.01	2.36	4.39
H_2O^-		0.28	0.51	
	100.57	100.40	100.45	99.39

- 1.- Рожнац, сочиво у кречњаку, средњи тријас, Нова Варош. Ан: С. Шапоња.
- 2.- Рожнац (радиоларит), јура, дијабаз-рожначка формација, Нова Варош. Л. Марић, 1933.
- 3.- Рожнац, црвенкасте боје, јура, дијабаз-рожначка формација, Милешево. Ан: С. Шапоња.
- 4.- Дијатомејска земља, беле боје, плиоцен, Колубарски басен. Д. Николић и коаутори, 1975.

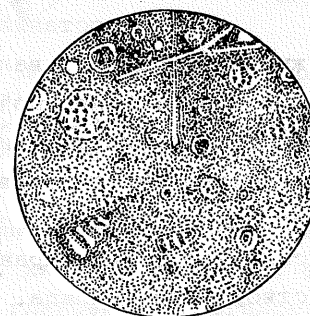
У погледу х е м и ј с к о г с а с т а в а силицијске стене се одликују врло високим садржајем силиције; у неким случајевима он прелази 99 %. Ако је присутна глиновита материја (минерали глине) садржај алуминије се пење до скоро 12 %. На таб. 8 приказано је неколико хемијских анализа ових стена.

ВРСТЕ

Силицијске седиментне стене су органогеног и неорганогеног постанка. У прве спадају оне које су изграђене од остатака силицијских организама, по којима добијају и одговарајућа имена (радиоларити, дијатомити). Међутим, највише распрострањење врсте ових стена- рожнаци не могу се везати за један одређени начин постанка.

Р о ж н а ц и

Рожнаци су компактне стене шкољкастог прелома, изграђене претежно до микро- и криптокристаластог кварца и калцедона. Могу садржавати остатке радиоларија, силификованих фораминифера и др. Различитих су боја, што зависи од примеса (Сл. 48).



Сл.-48. Рожнац са радиоларијама. Остаци радиоларија у криптокристаластој основи изграђеној од кварца и калцедона. Увећ. $\times 50$.

Током еволуције у постанку рожнаца долази до прогресивног губитка комбиноване воде и трансформације красталне структуре од опалског кристобалита преко калцедонског кварца до кварца, уз прогресивно повећање величине зрна (Мизутани, 1970).

Рожнаци се јављају : а) у слојевима или банцима, и б) у виду кврга или сочива (у карбонатним стенама).

С л о ј е в и рожнаца дебљине од неколико см до 1 м и ви-

ше (банци) су обично зеленкасте до црне боје. Горња и доња површина слоја рожнаца су равне или таласасте; забележена је појава трагова таласања као резултат дејства дубокоморских струја, као и коса слојевитост. Услојени су са глинцима (често богатих силицијом), кречњацима, ситнозрним пешчарима.

У рожнацима може некад количина калцита и глиновите материје да буде тако повећана да се стварају мешовите стене (калцитски рожнаци, глиновити рожнаци и сл.)

Калцит у рожнацима може метасоматски да потисне кварц и калцедон; округласте љуштурице радиоларија некад су потпуно замењене калцитом.

К в р г е су величине од неколико до десетак см, док с о ч и в а могу бити знатно већа (Сл. 49). У спољашњих неколико см сочива могу да се јаве пукотине испуњене секундарном силицијом. У унутрашњости запажа се некад концентричан распоред боја. Сочиваста конкрециона тела некад садрже очуване калцијум-карбонатне или силификоване фосиле.



Сл. 49.- Кврге и сочива рожнаца у кречњацима оксфорд-кимерица, клисура Млаве (Н. Васић).

До стварања сочива долази обично после компакције матичне стене, на што могу да укажу повијања ламина карбонатне стене око сочива.

Начин постанка рожнаца је предмет великих дискусија. У морској води растворене силицијске материје има релативно мало; реке могу носити доста силиције у виду правих раствора или колоида. Један део силиције одлази за изградњу силицијских скелета дијатомеја, радиоларија и сунђера, а други део ће се сталожити. Сем са копна, у вези

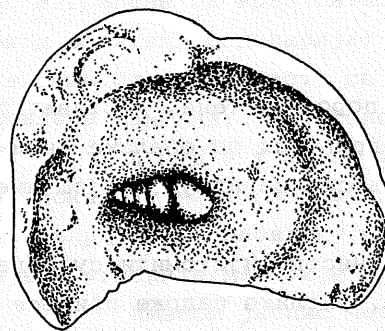
са латеритским и другим процесима распадања, порекло силиције се некад везује за вулканску активност у морском басену.

Услојени рожнаци објашњавају се као творевине настале: путем директног таложења силицијске материје, преуређењем силиције таложене органским путем (нпр. очвршћавањем радиоларитског муља, који је могао да буде онакав какав се налази данас на дубокоморском дну или дијагенетским преуређењем силиције у дијатомејском муљу); најзад то могу, ређе, бити творевине настале метасоматским замењивањем кречњака.

Већина услојених рожнаца тумачених као непосредни талози праћени су сидеритом и другим минералима гвожђа.

Што се тиче кврга и сочива рожнаца у кречњацима и креди већина аутора их тумачи као творевине настале замењивањем. Као докази за ово наводе се: њихов неправилан облик, јављање не-

кад дуж пукотина у кречњаку, заостаци кречњака у рожначким квргама и сочивима, појава силификованих фосила везаних за рожнаце и др. (Сл. 50)



Сл. 50.- Рожначка кврга (конкреција) извађена из кречњака, величине 4 x 3 см, са очуваном силификованом љуштуром гастропода у језгру. Кремна.

Л. Марић (1933) у дијабаз-рожначкој формацији Старе Рашке описује појаве разноврсних рожнаца, који су везани међусобно постепеним прелазима, а и прелазима према пешчарима и кречњацима. Црвени, сиви до црни рожнаци садрже мноштво остатака радиоларија, тако да одговарају радиоларитима.

Њихови минерални састојци су: кварц, калцедон, затим кварцин, опал, хлорит, мусковит, фелдспат, апатит, лимонит, калцит, хематит, глиновита и органска материја. Садрже око 80 % SiO_2 и до 9.5 % Al_2O_3 . Зеленкасти рожнаци садрже више калцита (око 13% CaCO_3).

У источној Србији знатно распрострањење (Горњанска клисура, Хомољске планине, Вршка Чука и др.) имају кречњаци оксфорд-кимерица са прослојцима и сочивима рожнаца. У рожнацима се некад

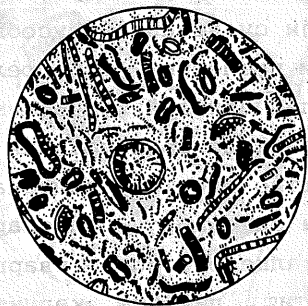
могу запазити прекристалисали остаци скелета радиоларија и спикеле сунђера. Ове творевине бочно прелазе у доломите и доломитичне кречњаке.

Р а д и о л а р и т и

Радиоларити су компактне стене шкољкастог прелома, изграђене претежно од калцедонске материје, од које су и скелетни остаци радиоларија које садржи. Боје су црвенкасто-мрке, црне, зелене. Услед тектонских утицаја и прекристализације остаци радиоларија постају тешко уочљиви или се више не могу запазити у петрографском препарату стене, што наводи ауторе да такве стене означе као рожнац.

Д и ј а т о м и т и

Дијатомити су очврсле, слабо порозне стене, састављене претежно од скелета алги дијатомеја изграђених од опалске силицијске материје (Сл. 51). Насlage ове врсте називају се још именима дијатомејска земља, киселгур.



Сл. 51. - Дијатомит. Остаци скелета дијатомеја у делом глиновитом матриксу. Увећ. $\times 300$.

Чисти дијатомити су беле боје, уколико садрже примесе оне утичу на боју. Одликују се изванредно малом запреминском тежином и високим апсорпционим својствима.

Дијатомејске насlage мезозојске и кенозојске старости познате су у многим деловима света. У Србији су познате насlage дијатомејске земље у Колубарском угљеном басену плио-

ценске старости и још на неким местима. Дијатомејска земља из подинског дела угљеног слоја Колубарског басена, сиве и беле боје,

изграђена од скелета дијатомеја (опал, делом калцедон), минерала глине и кварца.

Бујно развиће дијатомеја некад се везује за експлозивну вулканску активност. За овакву повезаност И.В. Хворова (1968) налази следеће разлоге: 1) пепео може да представља храну дијатомејама, које су у стању да разлажу алумосиликате, 2) танак пирокластични материјал који се налазио у суспензији дуго време делимично се растварао и обогаћивао воду силицијом, 3) воде са терена вулканита а нарочито оне које су храњене минерализованим изворима дају материје које стимулишу продуктивност фитопланктона.

Ј а с п и с и и л и д и т и (ф т а н и т и)

Јасписи су стене црвенкасте или зеленкасте боје, изграђене од врло ситнозрног аутигеног кварца и калцедона и некад остатака радиоларија; јављају се често у асоцијацији са вулканским стенама. Често се у пукотинама ових стена јављају танке превлаке мангана. Са јасписима могу бити везана и лежишта мангана.

Лидити (фтанити), силицијске стене црне боје, показују микрослојевитост или шкриљавост, садрже микрозрнасти кварц који преовлађује над калцедоном, као и примесе фино расејане угљевите материје или графита.

Именом јаспис често се означавају силицијске (рожначке) стене везане за мезозојске офиолитске појасеве геосинклинале Тетиса. По И.В. Хворовај (1968) јасписи и фтанити се често јављају изнад зелених (спилитских) стена, што објашњава тиме да је до таложења силиције дошло по завршетку активног периода ерупције а на почетку поствулканске гасовито-хидротермалне активности.

Порозне силицијске стене, са глиновитим или карбонатним примесима, које по структури и сјају личе на неглазирани порцелан, називају се **п о р ц е л а н и т и**.

Као продукт распадања различитих стена у пустињама и у кори распадања ултрабазичних стена могу настати разне врсте

силицијских творевина изграђених од калцедона, опала и кварца.

Око топлих извора депонује се некад силицијска сигма око гејзера гејзерит.

СРЕДИНЕ СТВАРАЊА

Питања која се постављају у вези са стварањем рожнаца односно радиоларита као моринских творевина усредсређена су сем на тражење порекла силиције и на дубину на којој су образовање ових стена обавило. Радиоларити на офиолитима раније су тумачени као абисалне творевине, док је последњих декада преовладало мишљење да се ради о творевинама дубина око 2500 м; радиоларити који се налазе између пелашких карбонатних творевина тумачени су пак од неких аутора као плитководне, а од других као дубоководне творевине.

Услојени рожнаци као и радиоларити најчешће су јављају са турбидитима и у офиолитском појасу, обично у троговима уз континенталне ободне под које се подвлачи океанска кора. Јављају се и као прослојци са дубокоморским глинама у пространим океанским подручјима (Пацифички океан). Један део, обично неправилно услојених рожнаца, удружен је са плитководним кречњацима и кварцитима, представљајући са њима асоцијацију карактеристичну за стабилни шелф. Најзад има услојених и сочивастих рожнаца удружених са наслагама евапорита.

Јурски радиоларити Италије стварани су у два структурно-стратиграфски различитим срединама: 1) на континенталној кори, са пелашким карбонатима у подини и повлати (Макбрајд и Фолк, 1979) и 2) на офиолитима као "океанској кори" (Фолк и Макбрајд, 1978).

У првом случају ради се о услојеним рожнацима који се смеђују са глинцима и о сочивастим рожнацима у кречњацима. Услојени рожнаци су изграђени од микрокристаластог кварца, минерала глине, пигментске хематитске или органске материје, док сочива-

сти рожнаци садрже поред тога и знатне количине микрита; садржај радиоларија у рожнацима је променљив. Поменути, као и претходни истраживачи, закључују да су сви слојеви и сочива рожнаца створени преуређивањем силиције у дијагенетском стадијуму, која је скоро сва биогеног порекла тј. од радиоларија. Сочива рожнаца у кречњацима створена су замењивањем кречњака (или карбонатног муља). Главни извор силиције била је опалска материја радиоларија која се растварала деловањем интерстицијалне воде у седименту. Комплетним замењивањем неких слојева кречњака дошло је до стварања слојева рожнаца.

Већина оваквих добро услојених рожнаца треба да је таложена на дубини од око 2000 до 2500 м, међутим рачуна се да разлике у дубини воде таложења различитих радиоларита могу бити знатне. Фолк чак сматра да су радиоларити Ломбардије таложени делом у плитководним и интертајдалним муљевитим равнинама.

Јурски радиоларити Лигурије- ритмично смењивање црвених рожнаца и глинаца, који леже преко офиолитских стена претпостављене океанске коре, као творевине друге структурно-стратиграфске средине, стварани су на врло неравном дну под утицајем турбидних и других токова, који су се смењивали са таложењем хемипелашке црвене глине. Постоје две хипотезе њиховог стварања, у дубокој и плиткој води. У оба случаја седименти богати радиоларијама, првобитно таложени на топографским узвишцама, снашани су моринским токовима у суседне трогове; у дубоким троговима дно су чиниле пилоу лаве.

Рожнаци и радиоларити се јављају као некадашњи геосинклинални седименти у средњотријаској порфирит-рожначкој и јурској дијабаз-рожначкој формацији у Динаридима.

У порфирит-рожначкој формацији рожнаци односно радиоларити обично леже изнад вулканита и њихових туфова или бочно од њих. Њихов положај у дијабаз-рожначкој формацији већином је тешко одредљив због хаотичног распореда чланова (тзв. меланж).

Појављивањем кврга, сочива и тањих слојева рожнаца у кречњацима везано је махом за мезозојске кречњаке области Динарида и делом Карпато-Балканида.

10. ГВОЖЉЕВИТЕ СТЕНЕ

У ову групу спадају оне седиментне стене које су богатије гвожђем него обично, што је изражено и присуством минерала гвожђа као главних састојака. Притом овом групом нису обухваћене стене које садрже гвожђе у било којем виду као примесу (гвожђевити пешчари или кречњаци и сл.) или са малим присуством минерала гвожђа.

У случајевима када се минерали гвожђа јаве у овим стенама у таквој количини да је из њих економично водити овај метал, такве стене представљају и руде гвожђа, како се тада обично називају.

Гвожђевите седиментне стене представљају највеће светске резерве руде гвожђа; то су претежно прекамбријске тракасте кварцне гвожђевите стене, са садржајем гвожђа 25-40 %.

Постанак оваквих творевина условљен је присуством знатне количине гвожђа. Оно се може ослободити из примарних састојака процесом латеритског распадања стена и концентрисати на месту или се, што је чешћи случај, после распадања минерала преноси као растворено у јонском облику или као колоидни хидроксид гвожђа, односно на површини минерала глине; некад се ради о преношењу самих кластичних честица минерала богатих гвожђем или минерала гвожђа.

Овај метал може да буде унесен у маринску средину, међутим, и ексхалацијама односно хидротермалним путем приликом субмаринских вулканских ерупција.

Највећи део гвожђевитих стена представља некадашње хемијске седimente, стваране у маринским (или бракичним) епиконтиненталним басенима са ограниченом циркулацијом воде, и то на њиховом ободу, или у више или мање изолованим суседним срединама.

САСТАВ

Гвожђевите стене садрже један или више минерала гвожђа заступљених у великој количини. По саставу то су: оксиди, хидроксиди, карбонати, силикати или сулфиди гвожђа.

Минерали оксиди гвожђа представљени су хематитом, (Fe_2O_3) и магнетитом $(\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$, хидроксиди гетитом $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O})$ односно лимонитом, $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Карбонатни минерали су сидерит (FeCO_3) и анкерит, $\text{Ca}_2\text{MgFe}(\text{CO}_3)_4$. Што се тиче силикатних минерала њих чине гвожђевити хлорити, којих има више врста; најчешћи је шамозит $(3\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$. Сулфиди су ређи, представљени пиритом (FeS_2) и/или понекад маркаситом.

Поменути минерали су различитог начина постанка: примарни, дијагенетски, метасоматски, створени процесима распадања. Значај оксидационо-редукционог потенцијала (Eh) и мање pH за њихово таложење приказан је на дијаграму сл. 3. Међутим утицај фактора средине на њихово стварање, нарочито када је реч о гвожђевитим наслагама геолошке прошлости, представља предмет многих дискусија.

Многе гвожђевите стене су комплексне природе тако да се у њима јавља више различитих минерала гвожђа.

Поменути минерали се могу наћи измешани у свим пропорцијама се обичним минералним састојцима (честице песка, глине) кластичних и других седиментних стена, чинећи некад цементну материју или матрикс негвожђевитих зрна.

У гвожђевитим стенама некад се могу наћи и остаци скелета бескичмењака, делом или потпуно замењених минералима гвожђа.

Што се тиче хемијског састава, поред гвожђа као главног састојка у овим стенама или рудама јављају се као примесе: манган, ванадијум, никл, кобалт, хром; значајне су и примесе сумпора, фосфора, арсена. Творевине гвожђевитих кора распадања ул-

Таб. 9- Хемијске анализе
гвожђевитих стена

	1	2
SiO ₂	20.10	16.16
TiO ₂	0.91	0.36
Al ₂ O ₃	7.94	6.88
Fe ₂ O ₃	37.75	9.46
Cr ₂ O ₃	2.60	
FeO	14.38	40.80
MnO	0.20	
NiO	0.75	
CaO	0.48	3.63
MgO	3.73	2.11
K ₂ O+Na ₂ O	1.17	
P ₂ O ₅	траг.	2.05
H ₂ O	8.62	17.86
H ₂ O ⁻	0.71	
S	1.08	0.79
As ₂ O ₃	0.26	0.02
	100.68	100.12

1.- Оолитна руда гвожђа, горња креда, Мокра Гора.

Ан: К. Микић.

2.- Сидеритско-шамозитска руда оолитне структуре, девон, Тајмиште. Ан: Жељезарница, Скопље.

Једну врсту чине о о л и т н е р у д е, са оолитима од лимонита и обично са језгром од кластичног материјала. Основна маса састоји се од калцита или шамовита. У неким случајевима поред лимонитских јављају се и оолити у којима се шамозит наизменично смеђује са лимонитом. Сидерит је дијагенетски састојак. Има појава (тип минете) да је местимично дошло до обогаћења магнетитом у појединим слојима. Ситан магнетит унутар оолита од лимонита или шамозита интерпретира се као састојак дијагенетског постанка.

трабазичних стена обилно су обогаћене никлом, кобалтом и хромом. Док су прва два састојка везана за друге Fe-Mg минерале или чине самосталне новообразоване минералне врсте, хром је претежно везан за реликтна зрна хромног спинела (хромит).

С обзиром на разноликост минералног састава коју показују гвожђевите седиментне стене и њихов хемијски састав је различит. На таб. 9 приказане су хемијске анализе двеју таквих стена.

ВРСТЕ

На основу присуства одређених минерала гвожђа или хемијског састава могуће је разликовати неколико група гвожђевитих стена или руда.

У групи у којој преовлађују оксиди односно хидроксиди гвожђа могуће је издвојити више врста или типова.

Ово је типична врста врло значајних лежишта гвожђа (тип минете) јурске старости области Лорене у Француској и Нортемптона у Енглеској.

Стварање минете француске везује се за приобалску плитководну маринску средину. Седиментне секвенце се састоје од циклуса; сваки циклус почиње са глиновитим седиментима сиромашним Fe-ооидима, који постепено прелазе изнад у Fe-седименте, са ооидима и биокластима карактеристичне косе слојевитости. Ова последња показује биполарне правце тока, што, као и нека друга текстурна обележја, указује да је таложење Fe-седимената (руда) стајало под контролом плиме и осеке (Тејсен, 1983).

Врло сличне са претходним су х е м а т и т с к е с т е н е, већином оолитне структуре. Оолити су изграђени само од хематита или сепоред њега јавља и шамозит. Значајне појаве су забележене у палеозоику САД и Кине.

Према класичном схватању (Л. Каје, В. Линдгрин) гвожђевити оолити су творевине плитког мора, у чији састав је ушло гвожђе које потиче од распаднутих оближњих стена а стварање је стајало у вези са дејством таласа и струја и под утицајем брзог и наизменичног колебања морског дна. По другом објашњењу оолити могу расти у колоидном муљу у мирној средини, изложени само повремено дејству струја.

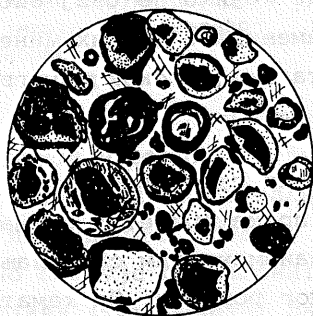
Заједничко појављивање више врста минерала гвожђа у истом оолиту указује на променљиве услове којима је овај био изложен током стварања или на делимично замењивање једних минерала другим (тако су нпр. оолити од шамозита швајцарских руда гвожђа промењени криноидски остаци).

Од напред поменутих хематитских стена разликују се хематитске стене гвожђоносних формација прекамбрије. У овима се некад јасно уочава микрослојевитост са наизменичним смењивањем таних слојева хематита и прекристалисалог рожнаца. Са хематитом се некад јавља и магнетит. Ове т р а к а с т е к в а р ц н е г в о ж ђ е в и т е с т е н е граде пакете чија укупна дебљина достиже некад 1000 m. Познате су у Бразилу ("итабирити") и у другим земљама у свету.

У гвожђоносним формацијама прекамбрије честе су и тракасте магнетитске стене, обично удружене са хематитским рудама. У њима се наизменично смеђују слојеви богати магнетитом (праћеног сидеритом и гвожђевитим силикатима) и слојеви богати кварцом.

Латеритским распадањем стена на земљиној површини и концентрацијом продуката распадања релативно богатих гвожђем било на месту или депоновањем после преноса у моринску или језерску средину, долази до стварања посебне врсте гвожђевитих наслага. Тако се процесом латеритског распадања ултрабазичних стена стварају тзв. латеритске руде гвожђа. Оне су углавном изграђене од лимонита, мање магнетита и хематита, а садрже и мали проценат хрома (у виду хромита) и никла. Овакав материјал или продукти распадања стена богатих минералима гвожђа на земљиној површини уопште, преталожен у моринску средину даје детритусне гвожђевите насlage.

На више места у Шумадији, западној Србији и Косову јављају се тзв. оолитне руде гвожђа, створене распадањем серпентинисаних перидотита у подлози. Овакве насlage се налазе или на месту постанка или су резултат преталожавања у албу или у бази горњокредних седимената. Главни минерали у њима су: хематит, магхемит, магнетит, лимонит, хлорит. Оолити, односно пизолити који су чешћи, представљају највећим делом конкреционе творевине (Сл. 52).



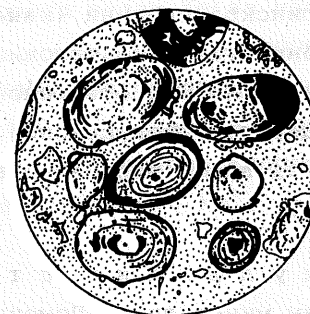
Сл. 52.- Оолитна руда гвожђа. Мокра Гора. Оолити изграђени од магнетита и магхемита у средишњем делу (светло) и силикатне лимонитске материје у ободном делу (тамно) и обратно. Везиво калцијум-карбонатно. Увећ. $\times 2$.

У приобалским деловима неких језера, богатих органском материјом, као што је то случај са неким језерима у Скандинавији, може да дође до концентрације гвожђа у виду гетита у оолитима и пизолитима. У мочварама се може јавити лимонит у танким слојевима.

У другу групу спадају гвожђевите стене или руде код којих преовлађује шамозит или други Fe-хлорит ; ови последњи су некад метаморфног начина постанка.

У овим стенама шамозит може да буде измешан са сидеритом. Већином су оолитне структуре; оолити су правилног облика или спљоштени и искривљени. Двовалентно гвожђе у шамозиту и сидериту релативно лако подлеже оксидацији при распадању тако да долази до стварања лимонита.

У ЈЗ Македонији у широј околини Кичева позната су пространа лежишта сидеритско-шамозитских руда гвожђа, делом оолитне структуре, које се јављају у филитичним шкриљцима девона. Ситни оолити су изграђени од сидерита и шамозита, док се у везиву поред ових састојака налази и мрка органска материја (Сл. 53):



Сл. 53.- Сидеритско-шамозитска руда гвожђа, Тајмиште (Македонија). Оолити од шамозита, делом сидерита; међупростор шамозит делом са сидеритом. Увећ. $\times 40$.

Са тракастим гвожђевитим стенама изграђеним од минерала оксида гвожђа, о којима је раније било речи, тесно су повезане тракасте силикатне стене. У њима се танки слојеви кварца наизменично смеђују са више или мање чистим слојевима Fe-хлорита . Овај последњи услед метаморфних утицаја је већином јако промењен; сидерит и хематит могу бити заступљени у већим количинама.

У групу са преовлађујућим учешћем карбонатног минерала гвожђа спадају сидеритске стене. Оне су изграђене од ситнозрног карбоната гвожђа; представљају некадашње сидеритске муљеве који су доцније прекристалисали и дали чврсте стене. Примесе у њима су кварц, минерали глине.

Познати су и случајеви замењивања сидеритом оксидних и силикатних минерала гвожђа у оолитима неких гвожђевитих

стена, у којима се сидерит може јавити и као састојак основне масе.

У сидеритским кречњацима сидерит може да се јави, слично доломиту у кречњацима, у виду ромбодара расутих у стени или у виду маће или више неправилних агрегата. Доста је распрострањено и замењивање калцита сидеритом.

У прекамбријским формацијама јављају се тракасте сидеритске стене- пакети изграђени од танких слојева рожнаца и сидерита, дебљине до 200 м (Канадски штит).

У лежишту гвожђа код Вареша у Босни јављају се у нормалној седиментној серији у средњем тријасу у одвојеним слојевима- складовима сидерит (дебљине до 50 м) и хематит (дебљине до 20 м) изнад њега. Стварање ових гвожђевитих седимената вршило се хемијским путем. У мирној плитководној маринској средини (канал) изолованој од отвореног мора под анаеробним условима таложио се сапропелски муљ. Продирањем свеже воде из зоне CO_2 отвореног мора створили су се услови за таложење сидерита у редукционој средини дна. Стварање хематита обављало се за време вулканске активности и њеног изумирања (Петковић, 1974).

Много ређе од претходних су сулфидне стене, са пиритом односно маркаситом као главним минералима. Поменути сулфидни минерали могу да се јаве некад као главни састојци релативно танких слојева, првенствено у глинцима, и то било растурени у стени, у виду сферолита или замењујући фосиле. Седиментне стене богате пиритом одликују се тамносивом до црном бојом и високим садржајем органске материје.

11. ЕВАПОРИТИ

Евапорити су стене изграђене од једног или више растворљивих минерала соли, углавном хлорида и сулфата калијума, натријума, калцијума, магнезијума, стронцијума. Постају процесима непосредног таложења и кристализације из zasiћених раствора. Са њима некад другују знатно мање растворљиви карбонати.

Евапорити или насlage соли обично се налазе правилно услојени са кластичним и органогеним седиментима, али се јављају и у виду сочивастих и неправилних маса. Постајак већине услојених евапорита везан је за изоловане делове мора и за слана језера.

Марински евапорити су познати у геолошкој прошлости још од млађе прекамбрије. Некад достижу знатну дебљину, која може прећи 1000 м, као и велико пространство. Горњопермски (цехштајнски) басен северне Европе са великим наслагама евапорита простира се на 250.000 km^2 .

ВРСТЕ

Евапорити су разноврсни по саставу. То могу бити: хлориди, сулфати, карбонати, нитрати и борати. С обзиром на појављивање у природи најраспрострањенији су хлориди и сулфати натријума, калијума, калцијума и магнезијума. Међу њима најзначајнији су:

Хлориди

халит, NaCl

силвин, KCl

бишофит, $\text{MgCl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$

карналит, $\text{KMgCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$

Сульфати

глауберит, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$	гипс, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
анхидрит, CaSO_4	полихалит, $\text{Ca}_2\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
барит, BaSO_4	хексахидрит, $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
лангбајнит, $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$	епсомит, $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
мирабилит, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	каинит, $4\text{KCl} \cdot 4\text{MgSO}_4 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$
кизерит, $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	

Гипс, анхидрит и халит (камена со) граде скоро мономинералне соне стене, док ређе то чине полихалит, лангбајнит, бишофит и каинит. Соли калијума и магнезијума јављају се скоро увек са халитом.

Као пратећи аутигени минерали у наслагама гипса и анхидрита запажени су: доломит, халит, целестин, пирит, опал, калцедон и кварц, док су у наслагама натријумових соли јављају: анхидрит, гипс, доломит.

Састојци кластичног порекла, претежно честице глине, улазе такође у састав ових наслага, углавном у малим количинама. Најзад као примесе треба поменути: битумијску или угљевиту материју, гасове (угљоводоничне) у халитима и др.

А н х и д р и т после таложења може да остане непромењен или се хидратише и прелази у г и п с. Многе насlage гипса настале су од анхидрита. То показују издanci гипса који прелази у анхидрит; исто тако некад се могу наћи изоловане крпиче-реликти анхидрита у гипсу. Међутим у неким лежиштима анхидрит се јавља као псеудоморфоза по гипсу; у том случају анхидрит је секундаран, док је првобитни талог или ранији састојак био гипс.

Детаљна проучавања соних наслага Сицилије показала су са се примарно издвојени анхидрит јавља у ромбичним кристалима табличастог хабитуса. Секундарне анхидритске стене показују обилно сплетове неправилних анхидритских ламела (структура филца).

Прекристализација и метасоматска замењивања честа су код соних наслага. Гипс и анхидрит релативно лако прекристалишу под притиском. Ако је притисак неједнако распоређен масе ових стена могу тако да буду покренуте да се њихов стратиграфски положај поремети.

СРЕДИНЕ СТВАРАЊА

Евапорити постају хемијским таложењем из природних раствора. По правилу се по реду издвајају из раствора обрнуто њиховој растворљивости а сразмерно првобитној концентрацији када се достигне zasiћеност соли у тим растворима. У бази соних наслага често се могу наћи карбонати (нарочито доломит), који се таложе пре сулфата.

У многим маринским евапоритским басенима може се уочити да у грубим цртама постоји правилност у распореду талога како по времену стварања тако и у простору. Калцијум-сулфати се таложе обично ближе крају басена и чине доње делове једне евапоритске сукцесије. Хлориди се таложе према средишњим дубљим деловима басена и чине горње делове сукцесије. Код калијских фација на поремећај правилности могу да утичу секундарне метасоматске промене и др.

Важан фактор при таложењу су климатски услови. Тако могућност стварања концентрисаних раствора пружа аридна и семиаридна топла или жарка клима. Потребно је такође да испаравање буде веће него притицај слатке воде.

Саме средине у којима се то врши су прелазне или изоловане маринске средине, унутрашња мора и слана језера на копну.

Прелазне средине

Потребни услови који су у геолошкој прошлости постојали и омогућили да се на многим местима на земљиној површини створе евапоритске насlage велике дебљине данас нису остварени. Маринске соне насlage малих размера и дебљина данас налазимо у тзв. зони сабкха или у лагунама опкољеним копном са врло сушном климом, у којима се таложе соли иза баријере коју стварају корал-

ски спрудови (области Персијског залива, око Црвеног мора, јужне обале Средоземног мора) или иза километарски дуге копнене баријере (Каспијско језеро).

Сабкха је раван са соним седиментима, врло благог нагиба, карактеристична за обалско подручје семиаридних климатских области. Таложње соли у њима врши се после периода плављења морем исушивањем као и приликом испаравања воде кретане капиларним путем изнад нивоа подземне воде (који се налази на испод 2 m од површине).

У Персијском заливу места акумулације калцијум-карбоната су интертајдалне и супратајдалне зоне - обалска сабкха аридне обале Тручијал, ширине више km. Поред доломитизације овде се обављају и други рано дијагенетски процеси: таложње анхидрита, гипса, халита и целестина, посредством капиларног кретања воде изнад нивоа подземне воде. До концентрације соли долази такође површинским испаравањем воде, углавном са мора која из интертајдалне прелази у зону сабкхе. Овде се таложи анхидрит у виду сочива, док се у високој интертајдалној равни стварају гипс и строматолити. Касније дијагенетске промене су претварање анхидрита у гипс или обратно, као и њихово замењивање калцитом, доломитом, целестином, калцедоном.

Залив (лагуна) Карабогаз Каспијског мора је типичан пример евапоритске седиментације иза природне баријере. Залив је везан са Каспијским морем каналом дугим 10 km, ширине 300 m и дубине већином испод 1 m, одакле прима воду богату солима. Већином су то сулфати донети углавном реком Волгом, великим делом пореклом од раније постојећих анхидрита. Соли у заливу таложје се по реду: гипс - мирабилит - халит; заједно са мирабилитом јављају се епсомит и астраханит.

Код неких појава евапорита из геолошке прошлости има указивања да се њихово таложње вршило у релативно плитком мору, ван домашаја струја, под условима који важе за тип сабкхи. Према крају басена у овим случајевима забележене су појаве трагова таласања, мање дискорданције, пукотине исушивања и валутице глинаца, заједно са маринском фауном и флором. У цехштајнском мору се-

верне Европе изгледа да су широко биле распрострањене сабкхе и обалске лагуна.

Према Кинсману и Фербрицу (1978) резултати проучавања у Персијском заливу указују да се и у геолошкој прошлости у приобалским сабкхама могла обавити екстензивна доломитизација лагунских и строматолитских карбоната и широко развиће гипса и сочивастог анхидрита. Повољни услови (благо издизање, брза дијагенеза и др.) омогућили су да је велики број старих супратајдалних обалских сабкхи могао да се сачува.

Карактеристике некадашњих сукцесија типа сабкхи, као што је случај са неким појавама у карбону Енглеске јесте ритмичност у таложњу алгалних кречњака и сулфатних сочивастих слојева. Кречњаци су обично доломитични, уколико то нису претпоставља се да су пре творевине интертајдалне или лагунске средине.

Иако су старе средине сабкхи најчешће познате у фацији доломита и сулфата, познати су и случајеви када се карбонати не јављају. Простране појаве сочивастог анхидрита створеног у средини сабкхе у низу области (у Арабији нпр.) чине заштиту резервоара нафте.

Код већих евапоритских басена који се одликују цикличномношћу великих размера претпоставља се да је прилив морске воде био ограничен постојањем неких баријера.

У областима Динарида евапоритска седиментација се обављала у више стратиграфских нивоа, почев од краја палеозоица кроз мезозоик. Помиње се постојање басена са евапоритима (анхидрит и гипс) у перму, тријасу, горњој јури и креди.

У околини Груже код Крагујевца јављају се на већем пространству наслага анхидрита и гипса мезозојске старости. Наслаге сулфата, местимично и до 60 m дебљине изграђене су претежно од анхидрита, већоватно примарног постанка, док се највеће партије гипса јављају у површинским деловима. На планини Мајевици у Босни преко еоценске серије глинаца и лапораца јављају се лапорци са гипсом и халитом доњег миоцена.

Континенталне средине

У континенталним срединама данас се издваја со у сланим језерима, сланим барама типа плаја и у виду цветања (ефлоресценција).

Већина сланих језера се налази у областима аридне климе, у појасевима пустиња и степа. Снабдевање је са околних терена, али некад су то и извори подземне воде. Тако је главни снабдевач Мртвог мора река Јордан, која протиче кроз област богату соним наслагама; поред тога, међутим, узима се да притицаји долазе и од многих минералних извора, од којих су неки везани за вулканизам који је пратио спуштање средишњег дела рифта у којем лежи Мртво море.

12. ФОСФАТНЕ СТЕНЕ

Фосфатне стене имају најмање један до два пута више P_2O_5 од нормалног садржаја у стенама. Седиментна стена са више од 20% P_2O_5 , изграђена углавном од аморфних и микрокристалних минерала фосфата (претежно апатита), назива се фосфоритом.

Основни извор фосфора налази се у малим кристалима апатита широко распрострањеним у кристалистим стенама, одакле се ослобађа приликом њиховог распадања. Фосфате, присутне у земљишту и водама мора и копна, узимају животиње и знатно мање биљке, из којих се великим делом враћа у неорганске услове при декомпозицији екскремената или изумирањем животиња. Међутим један део излази из кружног циклуса у случају када су сачувани животињски остаци омогућили стварање фосфатних седимената.

Присуство фосила указује на постанак фосфорита у моринској средини. Црна боја и присуство угљоводоника индикатори су анаеробних услова постанка.

САСТАВ

Основни минерални састојци седиментних фосфата се тешко проучавају, углавном због тога што су субмикроскопских величина и ретко искристалисали, а сем тога у многим лежиштима аморфни фосфати су измешани са детритичним зрнима и карбонатном материјом. Највеће моринске наслаге фосфорита изграђене су углавном од фосфата калцијума, чија тачна једињења се у неким случајевима не могу јасно дефинисати. Од фосфата калцијума најчешћи су варијетети апатита.

Структура апатита даје могућност за низ изоморфних замењивања малих размера. У овоме се налази и објашњење зашто фосфати имају неуобичајене количине таквих елемената као што су ванадијум и уран.

Неке фосфатне стене приближавају се по саставу колофаниту, криптокристаластом варијетету апатита, друге пак са малим садржајем флуора одговарају приближно по саставу флуор-apatиту. У неким фосфоритима изгледа да се јавља везан калцијум-карбонат, вероватно као минерал далит. Извесне терестричке фосфатне наслаге, створене дијагенезом глина, боксита или алумосиликата магматских стена по саставу се приближавају неким алуминијским фосфатима, као што је варисцит.

У седиментним фосфоритима обично се налазе као механичке примесе у већој или мањој мери: минерали глине, кварц, пирит, калцит, доломит. Поред тога они садрже још и органску материју. Фосфорити који садрже угљоводонике при удару чекићем одају карактеристичан мирис.

ВРСТЕ

У седиментне наслаге фосфата спадају: фосфорити, фосфатна сочива, коштани фосфорити (bone beds), фосфатни шљунак и гуано.

Фосфорити се могу јавити у слојевима дебљине од неколико mm до десетак метара, који се обично смењују са глинцима, ређе пешчарима и кречњацима. Некад су удружени са рожнацима. Показују често специфичну зрнасту структуру, која се обично назива пелетоидна или оолитна. Ово се објашњава тиме што су првобитни копролити (фосилни екскременти кичмењака, издуженог облика, дужине до 20 cm) или оолити подлегли метасоматози од стране фосфатних раствора врло брзо после таложења.

Највеће наслаге слојевитих фосфорита стваране су у перму (САД), у горњој креди и палеогену (северна Африка).

Фосфатна сочива јављају се обично у глиновитим и карбонатним стенама из ранијих геолошких периода. За време дијагенезе ако је било фосфатне материје, ова је могла да мигрира кроз међупросторе ново наталоженог седимента и да се концентрише у облику сочива. Оваква сочива су сиво мрке до црне боје.

Фосфатна сочива су прилично распрострањена на дну данашњих океана, у срединама где је брзина седиментације мала. Наслаге сочива, које достижу некад дужину од 1 метра, скоро увек се јављају у дубинама између 30 и 300 m, праћена оксидима мангана и глауконитом. Постоје докази да су многа од њих постала фосфатизацијом седимената дна за време периода регресије мора током еоцена, миоцена, плиоцена и плеистоцена.

У глинцима и пешчарима пешчарско-рожначке серије горње јуре у Шумадији и западној Србији на више места има појава фосфатних конкреција. Конкреције су овалне, местимично дискоидалне, величине до 30 cm у пречнику. Садржај P_2O_5 у фосфатним конкрецијама некад прелази 10 %, као што је случај у Драчи и Вел. Шењу у Шумадији (Марковић и Шкерљ, 1955).

Коштани фосфорити (bone beds) су фосфатне наслаге створене нагомилавањем костију кичмењака (углавном риба).

Од материјала ослобођеног испирањем сочивастих фосфатних наслага или путем ерозије слојевитих фосфорита може доћи до стварања наслага фосфатног шљунка. Изложене дужици абразији или дужем котрљању валутице шљунка задобијају сферичне или елипсоидалне контуре (Сл. 54).



Сл. 54.- Фосфатни шљунак у слојевима, карбон, Шкотска. У језгру шљунка остаци костију, матрикс зрнасти гвожђевити доломит. Увећ. $\times 5$ (Гринсмит, 1978).

Гуано представља наслаге екскремената животиња (углавном птица) и продуката труљења на обалама и океанским острвима у жарком појасу. Јако распаднуте наслаге гуана садрже углавном калцијум-фосфате. У областима са мало падавина фосфати из гуана се преносе у стене у подлози.

13. УГЉЕВИ

У г љ е в и су органогене стене које могу да горе, изграђене од промењених и метаморфисаних биљних остатака и мање количине неорганске материје. Прелома су неравног или шкољкастог, боје сивомрке до црне.

Угљеви се јављају у слојевима дебљине од неколико см до више десетина метара, са глинама, глинцима, песковима и пешчарима у повлати и подини, које стене некад чине и прослојке у угљу. У Колубарском угљеном басену главни слој угља, чија дебљина варира од 18 до 45 м, проткан је прослојцима јаловине дебљине до 3 м. У другом делу истог басена уместо једног јављају се 3-4 тања слоја. У Косовском басену највећа дебљина угљеног слоја са прослојцима је 90 м.

Раздвајање једног слоја у два и више слојева је обичан случај у угљоносним серијама. После више метара или километара они се поново могу спојити. Узроци овоме су различити, као неправилности у локалној топографији унутар мочваре, разлике у компакцији слоја тресета, диференцијално спуштање басена таложња, трансгресије и регресије.

Угаљ се ствара од биљне материје (ткива), биљних делова јако отпорних према распадању (кутин, восак и др.) и од сапропела.

Биљна материја може потпуно да се распадне, међутим под специјалним условима као резултат њеног разлагања добија се нова материја као основа за стварање угља. У том случају биљна материја се најпре делимично разлаже тј. долази до њене непотпуне оксидације у анаеробној влажној средини. Затим долазе процеси треситизације. Овим процесима ствара се тресет и то у мочварама где бујна вегетација расте на нагомиланим остацима угинулих биљака подлеглих разлагању.

Даље трансформације, које се означавају као карбонификација, доводе до стварања разних врста угљева, чији је крајњи члан антрацит.

У маринским језерским срединама у којима нема присуства ваздуха, остаци фито- и зоопланктона, богатији мастима и протеинима него копнене биљке, подлежу разлагању. То су процеси сапропелизације. Талог који се сакупља на дну, највећим делом изграђен од остатака поменутих изумрлих организама, назива се сапропел.

Нагомилавање органске материје од које ће постати угаљ може да се врши на месту, при чему се стварају аутохтоне наслаге угља или, у другом случају, органски остаци бивају пренешени од места где су створени и нагомилани на друго место, када се образују алохтоне наслаге угља. Већина великих лежишта угља у свету сматра се да је стварана у слаткој до бракичној води мочвара или у језерима, на рачун биљне материје која је расла на месту или недалеко од места где се нагомилавала.

У току геолошке историје Земље издваја се неколико периода у којима је егзистовала бујна вегетација у мочварама, од које су створене велике масе угља. То су: карбон-перм, јура и терцијар.

САСТАВ

Основни састојци угљева, који се запажају под микроскопом а одговарају минералима у стенама, су **м а ц е р а л и**. Поједини мацерали, уствари биљни фрагменти или материјал пореклом од њих, разликују се на основу њихових петрографских особина.

Мацерали могу бити биљни остаци без структуре или са сачуваном ћелијском грађом, затим представљени спорама, кутикулама, смоним телашцима, у вези са чиме носе различита имена. Најраспрострањенији мацерали су: витринит, фузинит, споринит, резинит, кутинит и др. Поједини мацерали су заступљени у различитим процентуалним односима; они образују карактеристичне микроасоцијације (микролитотипове).

За разлику од мацерала и микролитотипова постоје саставни делови који се могу видети голим оком. То су компоненте угља

које се у њему јављају у виду трака, а издвајају се по спољашњем изгледу, боји, структури и физичким својствима, дајући посебна обелжја угљу. Stopes (1919) их је издвојила као веће петрографске јединице односно л и т о т и п о в е. То су по овом аутору у хумусним угљевима: витрен и кларен, као сјајне компоненте, дурен и фузен, као тамни и мат састојци у угљеној маси.

Угаљ никад није сасвим чист већ садржи различите минералне материје као примесе. Приликом сагоревања минералне примесе остају као несагориви остатак у виду пепела. Његов садржај код нормалног мрког угља иде до 6%, док код угљева који се означавају као изузетно богати пепелом њихов проценат се креће од 30 до 40.

Као минералне примесе могу да се јаве: минерали глине (каолинит, монморијонит), кварц, сидерит, калцит, пирит, маркасит и др. У угљевима може доћи до значајних концентрација ретких елемената (ванадијума, урана).

Угљеви могу садржавати конкреције, које су најчешће изграђене од карбонатних минерала (сидерит, анкерит, доломит, калцит) и створене у раној дијагенези. Сулфидне и силицијске конкреције су знатно ређе.

ПОДЕЛА

Подела угљева се може извршити на различите начине. На основу природе првобитног материјала и услова његовог претварања, дакле у генетском погледу, угљеви се могу поделити на хумолите и сапропелите.

Х у м о л и т и се стварају на рачун материје виших биљака. При тресетизацији њихове компоненте подлежу различитим променама. Омотачи спора, кутикула и смона телашца најмање се мењају, док биљно ткиво претрпи различите промене, што зависи од средине (у једном случају у воденој анаеробној средини а у другом подсувљим аеробним условима и заштитним покривачем). Нагомилавањем под оваквим условима промењеног биљног ткива постају угљеви који се

називају хумитима. Угљеви у чији састав улазе само отпорне компоненте (споре, кутикуле и др.) називају се липтобиолитима.

У току промене првобитне биљне материје под утицајем биохемијских процеса, топлоте и притиска, количина угљеника у односу на остале главне компоненте прогресивно се повећава; у крајњем случају долази до потпуне карбонификације биљног материјала. Иначе, према степену карбонификације разликују се: л и г н и т, м р к и у г а љ, к а м е н и у г а љ, а н т р а ц и т. Степен карбонификације одређује се на основу хемијског и микроскопског испитивања. Подела домаћих и страних угљева према хемијском саставу дата је на таб. 10.

Таб. 10.- Подела угљева на основу хемијског састава, по Подгајном.

	% испарљиве материје	% С	% О	% Н
лигнити	54-64	57-67	25-36	> 5.0
мрки угљеви	45-54	67-75	18-25	4.5-5.5
камени угљеви	10-45	75-93	4-18	3.8-5.0
антрацити	<10	93-96	2-4	<3.8

Лигнити за разлику од мрких угљева имају јасније очувану биљну структуру, садрже већи проценат влаге, испарљивих састојака и пепела.

У источној Србији у карбону, лијасу и сенону постојали су на копну простори на којима се развијала бујна вегетација мочварног типа, која је дала матични материјал за стварање претежно каменог угља. У Србији уопште, крајем олигоцена, у миоцену и плиоцену формирају се угљоносна лежишта у ободним деловима Панонског басена, у којима се смеђују слатководне и моринске фације, и у слатководним језерским басенима у међупланинским депресијама са терестричко-лимничким фацијама. Веома бујна мочварна вегетација омогућила је формирање низа економски врло значајних лежишта мрког, мрко-лигнитског и лигнитског угља.

Сапропелити се стварају на рачун нижих биљака (алге, планктонски организми) у језерима и лагунама. У поређењу са хумолитима карактеришу се високим садржајем испарљивих материја, водоника и већом топлотом сагоревања. Граде танке прослојке у хумолитима, ретко читаве слојеве. Овде спадају богеди и кенели.

Литература

- Allen J. R. L., 1973.- Phase differences between bed configuration and flow in natural environments, and their geological relevance. *Sedimentology*, 20.
- Анђелковић М. и Николић П., 1967.- Горњојурски доломити источне Србије. Зборник радова РМФ и Инст. за бакар, Бор.
- Blatt H., 1982.- *Sedimentary Petrology*. San Francisco.
- Blatt H., Middleton G., Murray R., 1980.- *Origin of Sedimentary Rocks*. New Jersey, II Ed.
- Bouma A. H., 1962.- *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, New York.
- Classification of Carbonate rocks, 1962.- A symposium, Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Tulsa.
- Chilingar G. V., 1957.- Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ration. *J. Sedim. Petrol.*, 27.
- Chilingar G. V., Bissell H. J., Fairbridge R. W., 1967.- *Carbonate rocks, Origin, Occurrence and Classification*, Amsterdam.
- d'Argenio B., Radoičić R. and Sgrosso I., 1971.- A Paleogeographic Section through the Italo-dinaric External Zones during Jurassic and Cretaceous Times. *Nafta*, br. 4/5. Zagreb.
- Димитријевић Н. М., Димитријевић Д. М., Пантић-Продановић С., 1982.- Лофер-фација сев.Златибора. X Конгрес геолога Југосл. Зборник радова Будва.
- Dunoyer de Segonzac G., 1970.- The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15.
- Fairbridge R. W. and Bourgeois J., ed., 1978.- *The Encyclopedia of Sedimentology*. Stroudsburg, Pennsylvania.
- Fiske R. S. and Matsuda T., 1964.- Submarine equivalents of ash flows in the Miocene Tokiwa Formation. *Am. J. Sci.*, 262.
- Fisher R., 1964.- Maximum size, median diameter and sorting of tephra. *J. Geophys. Research*, 69.
- Flügel E., 1978.- *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. Berlin, Heidelberg, New York.
- Folk R. L., 1959.- Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, 43. Tulsa.
- Folk R. L., 1962.- Spectral subdivision of Limestone types. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, Mem. 1. Tulsa.
- Фолк Р. Л., 1969.- Класификација карбонатних и кластичних стијена. Геол. гласник бр. 13. Сарајево.
- Folk R. L., 1974.- The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *J. Sed. Petrol.*, 44/1. Tulsa.
- Folk R. L. and McBride E. F., 1978.- Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 48, No. 4.

- Friedman G. M., 1961.- Distinction between dunes, beach and river sands from their textural characteristics. Jour. Sed. Petrol., vol 31.
- Füchtbauer H. and Müller G., 1970.- Sedimente und Sedimentgesteine. Stuttgart.
- Füchtbauer H., 1974.- Sediments and Sedimentary rocks, part II. New York.
- Ginsburg R. N., ed., 1975.- Tidal Deposits. Berlin, Heidelberg, New York.
- Greensmith I. T., 1978.- Petrology of the Sedimentary rocks. London.
- Грубић А. и Обрадовић Ј., 1975.- Седиментологија. Београд.
- Грубић А. и Стефаноска Д., 1978.- Грудвасти кречњаци горње јуре са Вукана (источна Србија). III Скуп седиментолога Југославије. Загреб.
- Houston R. S. and Murphy J. F., 1977.- Depositional Environment of Upper Cretaceous Black Sandstones of the Western Interior. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 994-A. Washington.
- Илић М., 1951.- Опште карактеристике неких наших корисних кварцита. Геол. Ан. Балк. пол., том XIX. Београд.
- Илић М. и Јавић М., 1955.- О појави невезаног бигра код с. Сиге у окол. Пећи. Гласник Прир. муз. срп. земље, сер. А, књ. 6, св. 2. Београд.
- Илић М., Манојловић Д. и Атанасковић Р., 1962.- Геолошке карактеристике и практични значај лежишта цементних лапораца у Раји. Весник Зав. за геол. истр. НРС, књ XX, сер. А. Београд.
- Илић М. и Сандић-Голубовић Л., 1974.- Лежишта грађевинског камена (кречњака) "Стражевица" код Београда. Зборник радова Руд.-геол. факултета, св. 17. Београд.
- Irwin M. L., 1965.- General theory of epeiric clear water sedimentation. Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. 49/4. Tulsa.
- Јанкичевић Ј., 1978.- Баремски и аптски кат у средњим деловима Карпато-балканида ист. Србије са посебним освртом на ургонско развиће. Геол. Ан. Балк. пол., том XLII. Београд.
- Jonas E. C. and McBride, 1977.- Diagenesis of Sandstone: Application to exploration for hydrocarbons. Depart. of Geol. Sci. Austin, Texas.
- Карамата С., 1956.- Појава бентонитских глина у пољу Славишту (Крива Паланка). Геол. Гласник, I. Цетиње.
- Карамата С., 1978.- Магматске стијене подручја Боровица-Вареш-Чевљановићи-Бјелашница-Калиновик. Геологија БиХ. Сарајево.
- Khvorova J. V., 1968.- Geosynclinal Siliceous Rocks and Some Problems of Their Origin. Proc. Sect. 8, XXIII Intern. Geol. Congress. Prague.
- Kinsman D. J. and Fairbridge R. W., 1978.- Sabkha Sedimentology. The Encyclopedia of Sedimentology. Stroudsburg. Pennsylvania.
- Коллектив авторов, 1958.- Справочное руководство по петрографии осадочных пород, том I и II. Ленинград.
- Konta J., 1969.- Quantitative analytical petrological classification of Sedimentary rocks. Acta Univ. Carolinae-Geologica, No. 3. Praha.

- Krumbein W. C. and Sloss L. L., 1963.- Stratigraphie and Sedimentation. San Francisco.
- Kuenen P. H. and Migliorini C. I., 1950.- Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58.
- Larsen G., Chilingar G. (editors), 1967.- Diagenesis in sediments. Amsterdam.
- Логвиненко Н. В., 1980.- Морская геология. Ленинград.
- Lombard A., 1956.- Géologie sédimentaire, Les séries marines. Paris-Liège.
- Maksimović Z., 1981.- Types of the fossil weathering of ultramafic rocks in SE Europe. Bull. Acad. Serbe des Sci., t. LXXV, No.21. Beograd.
- Малеев Е. Ф., Петрова М. А.: Фролов В. Т., Хворова И. В. Щербакова М. Н., 1979.- Классификация и номенклатура вулканогенных обломочных горных пород. Сер. геол., No.11, Москва.
- Марић Л., 1933.- Геолошко проучавање Старе Рашке. Прилог петрографи Старе Рашке. Гласник Срп. Краљ. акад. 158., Прир. науке I Београд.
- Марковић С. и Шкерљ Ј., 1955.- Белешка о фосфатима у дијабаз-рожначкој формацији западне Србије и Шумадије. Зборник радова Геол. Инст. "Јован Жујовић", књ. VII. Београд.
- Масларевић Љ., 1980.- Нижний триас югославских Карпато-Балканид. Материали XI Конгреса Карп.-Балк, геол. асоц., Литологија. Киев.
- McBride E. F. and Folk E. F., 1978.- Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. Jour. Sed. Petr., vol. 49, No.3.
- Middleton G. V. and Hympton M. A., 1973.- Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pac. Sec., Short Course.
- Мићић И., 1980.- Контактне, пнеуматолитске и хидротермалне промене у вулканским стенама Копачичке области. Завод за геол. и геофиз. истр., Расправе, књ. XIX. Београд.
- Milner H. B., 1940.- Sedimentary Petrography. London.
- Mizutani S., 1970.- Silica minerals in the early stage of diagenesis. Sedimentology, 15.
- Николић Д., Похарц В. и Марковић Д., 1975.- Минералогско-хемијско проучавање туфа околине Вишњице. Симпозијум о сировинама у цементној индустрији. Беоцин.
- Николић Д. и коаутори, 1976.- Припрема кварцног песка басена Колубаре и његова даља примена. Зборник радова, Саветовање о проблем. неметала. Тузла.
- Обрадовић Ј., 1967.- Седиментно-петролошка студија флишних седимената Шумадије. Геол. ан. Балк. пол., том XXXIII. Београд.
- Обрадовић Ј. и Димитријевић Р., 1978.- Пирокластичен стене са аналцимом из "Сланацке серије" Београдског дунавског кључа. Геол. ан. Балк. пол. том XLII. Београд.
- Обрадовић Ј., 1979-80.- Средњотријаски вулканокластични Динарида. Геол. ан. Балк. пол., том XLIII-XLIV. Београд.
- Passega R., 1964.- Grain-size representation by CM Patterns as a geological tool. Jour. Sed. Petr. vol.34.

- Пашић М., 1957.- Биостратиграфски односи и тектоника горње креде шире околине Косјерића, западна Србија. Геол. инст. "Јован Жујовић", 7, пос. изд. Београд.
- Петковић К. и Новковић М., 1975.- Битуминозни (уљни) шкриљци СР Србије. Геологија Србије VII, Каустобиолити. Београд.
- Pettijohn F. J., 1975.- Sedimentary rocks. New York.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R., 1972.- Sand and Sandstone. Berlin-Heidelberg-New York.
- Potter P. E., Maynard J. B., Pryor W. A., 1980.- Sedimentology of Shale. New York-Heidelberg-Berlin.
- Протић М., 1959.- Петрологија пермских црвених пешчара Топлог дола (Стара планина). Глас САН-а, ССХХV, књ. 17. Београд.
- Протић М. 1961.- Петрографија седиментних стена. Београд.
- Протић М. 1967.- Седиментолошке карактеристике пермских и доњотријаских седимената Старе планине и уранске минерализације у њима. Рад. Инст. за геол.- руд. истраж. и испит. нукл. и др. мин. сир., св.3. Београд.
- Протић М., Ђурић С., Кеменци Р., 1979.- Минерали глине нафтоносних неогених седимената средњег Баната. III Год. научни скуп знан. сав. за нафту, Нови Сад 1977. Зборник радова ЈАЗУ.
- Reading H. G. edit., 1978.- Sedimentary Environments and Facies. London.
- Рухин Л. В., 1961.- Основы литологии. Учение об осадочных породах. Ленинград.
- Selley R. C., 1976.- An Introduction to Sedimentology. London-New York-San Francisco.
- Страхов Н. М., 1960, 1962.- Основы теории литогенеза. Том I-III, Акад. наук. СССР. Москва.
- Швецов М. С., 1958.- Петрография осадочных пород. Москва.
- Шебечић Б., 1973.- Литостратиграфске особине проучаваних карбонатних наслага отока Хвара, Корчуле, Мљета, Ластова те полуотока Пељешца са приједлогом класификације рекристализираних карбонатних наслага. Докторска дисертација.
- Теодоровић Г. И., 1958.- Учение об осадочных породах. Ленинград.
- Teysse T., 1983.- Tide controlled sedimentation and sand-wave evolution in the Liassic Minette Ironformation of Luxembourg and NE France. 4th I. A. S. reg. meeting, Split.
- Тишњар Ј., 1976.- Ранодијагенетска и каснодијагенетска доломитизација и дедоломитизација у кредним карбонатним седиментима западне и јужне Истре (Хрватска, Југославија). Геол. вјесник, 29. Загреб
- Walker R. G., 1975.- Conglomerate: sedimentary structures and facies models. Soc. Econ. Paleont. Mineral, Short course.
- Васић Н., 1977.- Седиментолошке карактеристике тријаских и јурских карбонатних стена Ждрела (ист. Србије), Дипл рад. Београд.
- Весић Љ., 1955.- Испитивање минералног састава леса ближе околине Београда. Зборник рад. геол. инст. "Јован Жујовић", 8.
- Wilson J., 1975.- Carbonate facies in Geological History. Berlin-Heidelberg-New York.
- Yaalon D. H., 1962.- Mineral composition of the average shale. Clay Minerals, Bull. 5.