

АБДУЛЛАЕВ Г.С., ЧИНИКУЛОВ Х., ХАЙИТОВ Н.Ш,  
ДЖАЛИЛОВ Г.Г., ШАРАФУТДИНОВА Л.П., ШПОРА Л.Д.



# ЛИТОГЕНЕЗ АСОСЛАРИ

ДАРСЛИК

МИРЗО УЛУҒБЕК НОМИДАГИ  
ЎЗБЕКИСТОН МИЛЛИЙ УНИВЕРСИТЕТИ  
НЕФТ ВА ГАЗ КОНЛАРИ ГЕОЛОГИЯСИ ҲАМДА  
КИДИРУВИ ИНСТИТУТИ

АБДУЛЛАЕВ Г.С., ЧИНИКУЛОВ Х., ХАЙИТОВ Н.Ш.,  
ДЖАЛИЛОВ Г.Г., ШАРАФУТДИНОВА Л.П., ШПОРА Л.Д.

# ЛИТОГЕНЕЗ АСОСЛАРИ

ДАРСЛИК

(Олий ўқув юртларининг геология мутахассисликлари талабалари  
ва чуқинди фойдали қазилмаларни излаш ва разведка қилиш билан  
шугулланувчи мутахассислар учун тавсия этилади)

YOSHLAR NASHRIYOT UYI  
TOSHKENT – 2020

УЎК 552.5 (075.8)

КБК:26.31я73

Д-60

ЛИТОГЕНЕЗ АСОСЛАРИ/Абдуллаев Ғ.С., Чиникулов Х. Хайитов Н.Ш, Джалилов Ғ.Ғ.,  
Шарафутдинова Л.П., Шпюра Л.Д. – Т.: “YOSHLAR NASHRIYOT UYI”, 2020.-360 бет.

Дарсликда литогенезнинг ривожланиш тарихи, ҳозирги ҳолати ва унинг олдида турган вазифалар ёритилган. Чўкинди дифференпиацияси тушунчалари ва гурлари, фанерозойнинг асосий иқлим ҳодисалари ва уларнинг белгилари муҳокама қилинган. Гипергенез, седиментогенез, диагенез, катагенез ва метагенез босқичларининг моҳияти кенг ёритилган. Континентлар ва океанларда чўкинди тўпланиш масалалари плигалаар тектоникаси назарияси нуқтаи назаридан қўриб чиқилган. Планетар миқёсда чўкинди жараёнларини табакалаш тамойиллари муҳокама қилинган. Ернинг планетар седиментацион ҳавзаларининг таърифи берилган. Олинган янги маълумотлар асосида чўкинди тоғ жинсларининг батафсил тансифий петрографияси берилган

Дарслик олий ўқув юр்தларининг геология мутахассисликлари талабалари ва чўкинди фойдали қазилмаларни кидириш ва разведка қилиш соҳасида илмий тадқиқот ишлари билан шуғулланувчи мутахассислар учун муължалланган.

УЎК 552.5 (075.8)

КБК:26.31я73

#### Маълул муҳаррир:

П.С.Султанов – Мирзо Улугбек номидаги ЎзМУ Геология кафедраси профессори,  
геология-минералогия фанлари доктори

#### Тақризчилар:

А.У. Мирзаяев – геология-минералогия фанлари доктори,

Ўзбекистон Республикаси Фанлар Академияси Навоий бўлими раиси

Г.Б.Евсеева – геология-минералогия фанлари доктори,

Нефт ва газ конлари геологияси ҳамда кидируви институти лаборатория мудири

Ўзбекистон Республикаси Олий ва ўрта махсус таълим вазирлигининг 2018 йил 27 мартдаги 274-сонли буйруғи. "Нефт ва газ конлари геологияси ва разведкаси институти" АЖ Илмий Кенгашининг 2019 йил 27 декабрдаги 36-сон йиғилиш баённомаси билан чоп этишга тавсия қилинган.

© АБДУЛЛАЕВ Ғ.С., ЧИНКУЛОВ Х.,

ХАЙИТОВ Н.Ш, ДЖАЛИЛОВ Ғ.Ғ.,

ШАРАФУТДИНОВА Л.П., ШПЮРА Л.Д., 2020

© YOSHLAR NASHRIYOT UYI, 2020

ISBN 978-9943-6680-5-8



## I ҚИСМ

### 1-боб. Ер тарихида литогенез. Литогенез босқичлари хақида замонавий тушунчалар

Литогенез атамаси немис геологи Валтер томонидан 1894 йилда актуализм принциpidан фойдаланиб замонавий чуқинди тупланиш ва жинс ҳосил бўлиш жараёнларини ўрганиш орқали, қадимий жинсларнинг келиб чиқишини англаш учун жорий этилган. Ўтган асрнинг 50-60 йиллари Н.М.Страхов томонидан ишлаб чиқилган қиёсий-литологик усул назариясига асосланган МДХ давлатларининг кўпчилик геологларининг замонавий тасаввурларга кўра, “Литогенез – бу чуқинди ҳосил бўлиш (седиментогенез), ётқизикларининг чуқинди жинсларга (диагенез) ҳамда уларни метаморфик жинсларга айланиши, чуқинди жинслардаги кейинги ўзгаришлар (катагенез) каби жараёнлар мажмуидир”[43]. Гипергенез жараёнлари ҳам литогенезга киради. Маълум бир ҳудуднинг геологик ривожланиш тарихига боғлиқ ҳолда гиперген жараёнларни чуқинди ҳосил бўлишига тайёргарлик босқичи сифатида ҳам, чуқинди тупланишнинг якунловчи босқичи сифатида ҳам қараш мумкин [43].

XX асрнинг охири - XXI асрнинг бошларида литология ва денгиз геологиясида вужудга келган «информацион портлаш» жараёни жуда катта ҳажмдаги далилий материалларни таҳлил этиш, континентлар ва океанларда аниқланган чуқинди жараёнларнинг янги қонуниятларини ҳисобга олиш ва литогенез назариясининг баъзи томонларини қайта кўриб чиқишни тақозо этади.

Назарий литологиянинг ривожланишига океан тубида чуқур бурғилаш ишларини олиб борилиши дастлабки туртки бўлди. Ушбу бурғулаш ишлари 1968 йили «Гломар Челленджер» кемасида бошланган бўлиб, «Джойдес Резолюшен» кемасида давом эттирилди. Шу кунгача Дунё океани тубида 1200дан ортиқ бурғу қудуқлари қазилди. Уларнинг бир қисми океанларнинг чуқинди қатламидан ўтиб, базальт қатламига кириб борган. Океанлар чуқинди қатламининг таркибини ўрганишдан ташқари кейинги 160 млн. йил давомида чуқинди тупланиш тарихини тиклаш, океанлар физикаси, кимёси, биологияси ва геологиясини ўрганиш имконияти туғилди. Шу гуфайли геология фанининг янги тармоқлари («Палеоокеангеология», «Денгиз ва океанларнинг тарихий геологияси», «Денгиз геологияси» «Дунё океани сатҳининг тебраниш тарихи») шаклланишига замин яратилди.



Жаҳонда етакчи ўринларни эгаллаб турган америка литология мактаби фаолиятининг ўзига хос жиҳатларидан бири уларнинг генетика масалаларга қаратилганлиги саналади. Утган асрнинг 1970-1990 йилларида чоп этилган ва кейинчалик қайта нашр қилинган йирик петрограф-олимларнинг асарларида седиментация жараёнларига глобал омилларнинг (тектоника, иқлим, эвстазия ва б.) таъсирини баҳолашга қаратилган нуктаи-назарлар мавжуд: Ф.Петтиджон (1957, 1964, 1987), В.Крумбейн ва Л. Слое (1951), Г. Милнер (1962), Р.Поттер (1964, 1987), Р.Сивер (1987) ва б.

Генетик йўналишнинг ривожланишига литологиянинг ичида физик седиментологиянинг туғилиши катта туртки бўлди. Ушбу фаннинг етакчилари бўлиб америка литология мактаби вакиллари — Х. Блатт (1972, 1980, 1982), немис мактаби вакиллари - Г. Е. Рейнек и И. Б. Сингх (1973) [35], инглиз мактаби вакиллари - Р. К. Селли, Е.Хэллем (1983), М. Р. Лидер (1986) ва бошқалар саналади. Улар седиментацион жараёнлар физикасига, чуқинди материалнинг вужудга келиши, ташилиши қонуниятларига алоҳида урғу берган ҳолда, физика ва кимё қонунларини жалб қилган ҳолда, гидромеханика, грунт механикаси, изотоплар геохимияси ютуқларидан фойдаланилиб, чуқур мазмунли таҳлилий материаллар асосида континент, шельф ва океан ётқизикларининг фашиал моделларини яратишга ўз эътиборларини қаратишган.

П.П.Тимофеев буйича [45] седиментогенез муаммолари қуйидаги масалаларни ҳал этишни ўз ичига олади:

1) седиментация ҳавзалари турларини аниқлаш - континентал (сув оқиб чиқмайдиган ботикликлар, дарё водийлари, қўллар, ички континентал денгизлар) ва океаник (чекка денгизлар ва океанлар);

2) озиклантирувчи провинциялар турларини ажратиш ва уларнинг туташ ва узоқдаги чуқинди ҳавзалари чуқиндилари таркибига таъсирини баҳолаш;

3) чуқинди жараёнлар кечишига таъсир кўрсатувчи умумий омилларни аниқлаш. Седиментацион ҳавзаларда чуқинди жараёнига таъсир кўрсатувчи умумий ҳамда турли конседиментацион геотектоник режим ва иқлимни аниқлаш;

4) чуқинди жараёнлар режимини бузувчи вулканизм ва гидротермал фаолиятларни баҳолаш;

5) фашиал вазиятларни ва уларнинг йирик омиллари: тектоник режим, иқлим, петрофонд билан алоқасини аниқлаш ва

чўкиндиларнинг минерал ва органик фациал туркумлари шаклланиши ва тарқалишининг умумий қонуниятларини баҳолаш;

6) турли седиментация ҳавзаларининг гидродинамикасини ва чўкинди ҳосил бўлиш муҳитига газ-сувли эритмалар таъсирини баҳолаш;

7) динамик омиллар асосида континентал ва океан блокларидаги седиментогенезнинг литодинамик шароитларини ва чўкиндиларнинг генетик турларини аниқлаш;

8) чўкиндиларни генетик таснифлашни янада мукаммаллаштириш;

9) чўкиндилар билан сингенетик бўлган фойдалқ қазилмалар шаклланиш қонуниятларини аниқлаш.

Шундай қилиб, седиментогенез муаммоларини ечиш генезиснинг умумий масалаларини, яъни чўкиндилар тўпланишидаги қонуниятлар, чўкиндилар тўпланишнинг сингенетик геотектоник режим билан боғлиқлиги, иқлим хусусиятлари, турли литодинамик ландшафтларда чўкинди тўпланиш муҳитларининг гидрокимёси ва гидродинамикасини аниқлашга олиб келади.

Планетар миқёсда олиб борилаётган тадқиқотларнинг ривожланиши, денгиз дала ишлари амалиётида янги усулларнинг, жумладан, тадқиқотчилар билан бирга тушириладиган сувости аппаратларининг («Пайсис», «Мир», «Албин», «Сиана») қўлланилиши денгиз геологиясида бир қатор муваффақиятларга эришишга имкон берди. Уларда океан туби чўкиндиларини жуда юқори аниқликда ўрганувчи усуллардан: кўп нузли эхолотлар (Сибим и др. ва б.), ён-атрофни кузатиш локаторлари (Симарк, Глория) ва бошқалардан фойдаланилган. Планетар миқёсда седиментация жараёнларини тушуниш учун космосдан кузатиш, яъни чўкинди материалнинг келиб тушиши ва тақсимланишини ҳамда океан ложаси рельефини баҳолаш учун сунъий йўлдошлардан фойдаланиш катта аҳамиятга эга бўлди. Янги истиқболли усуллар қаторига сув лойқалари (денгиз ва дарё сувларида), аэрозоллар (хавода) ва криозолларни (денгиз музликлари ва айсберглардаги чўкинди моддалар) ўрганиш мисол бўла олади [11].

Дунё океанини ўрганиш мумкин бўлган (5-6 км) чуқурликларида океан тубига катта миқдорда эндоген табиатли моддалар (қагтик, суюқ ва газсимон) етказиб берувчи фаол Ўрта океан тизмалари (УОТ) ҳамда ороллار ёйи орти спрединги кашф

этилди; океан тубига келиб тушувчи куплаб элементлар дарёлар лойкасидагига нисбатан бир неча марта куплиги аниқланди.

Чукинди жараёнларида янги қонуниятлар очилди. Улардан баъзи бирларининг муҳимлиги уларни янги тарихий седиментацион қонуниятлар деб ҳисоблашга имкон беради. Баъзилари бутун планета даражасида, иккинчилари эса Ернинг йирик мегоблоклари даражасида намоён бўлади, учинчилари маҳаллий характерга эга. Кейинги йиллари аниқланган муҳим қонуниятлардан баъзилари эмпирик тушунчалар чегарасидан чиқиб, назарий асосланди, микдорий тасдиқланди ва аниқ таърифга эга бўлди ва қонуният даражасига кўтарилди [46, 47].

Чукинди жараёнлари назариясининг ривожланиши учун 1) чукинди жараёнлари кечишини бевосита белгиловчи: спрединг ва субдукция ходисалари, чукинди-тектоник цикл ривожланиши, Дунё океани сатҳининг ўзгаришини келтириб чиқарувчи, чукинди жараёнларида глобал ўзгаришларга олиб келувчи янги глобал омиллар таъсирини аниқлаш, 2) планетар миқёсдаги кенглик минтақаларининг белгиланиши ва уларнинг ҳар бирида литогенезнинг турли турлари ажратилиши муҳим роль ўйнади. Бу тизимда асосий бирликни глобал кенглик седиментацион зоналари ташкил этади, уларнинг таркибий қисмлари сифатида континентал ва океан блокларидаги шу номли литогенез турлари ҳисобланади [18, 19].

Гипергенез барча литогенетик циклнинг: гипергенез-седиментогенез-диагенез—катагенезнинг дастлабки босқичи ҳисобланади, чунки ювилиш ҳудудларида қадимий туб жинслар (магматик, метаморфик, чукинди) ер юзаси (гиперген) шароитларида физикавий ва кимёвий жараёнлар таъсирида бурдаланади, майдаланади ва эриган моддаларга айланади (гипергенез), яъни чукинди тупланиш учун дастлабки материал ҳосил қилади.

"Гипергенез" атамаси 1934 йили А.Е. Ферсман томонидан тақлиф этилган. У бунга литосферанинг устки қисмида, яъни гидросфера, биосфера ҳамда атмосферанинг гуташган қисмида кечадиган жараёнларни киритади. Унда икки асосий термодинамик параметрлар: босим ( $-1$  атм), ҳарорат ( $+80^{\circ}\text{C}$  дан  $-77^{\circ}\text{C}$  гача) юза шароитларига мос келади. Бундай ёндашувда гипергенез жараёнлари атамаси "нураш" жараёнларига синоним бўлади ва Ер ичида юқори босим ва ҳароратда содир бўладиган чуқурлик (гипоген) жараёнларга карама-карши қўйилади (1.1-расм).



Гипергенез босқичида тектоник ҳаракатлар томонидан Ер юзасига чиқарилган қадимий жинсларнинг турли омиллар таъсирида нураш жараёни кечади. Гипоген шароитда ҳосил бўлганлиги туфайли улар ер юзасида беқарор ва ер юзаси термодинамик омиллари: сув, атмосфера газлари, тирик организмлар ҳаёт-фаоляти таъсирида парчаланади ва янги физик-кимёвий шароитларда барқарор бўлган компонентларга айланади.

Юза шароитларида туб жинсларнинг парчаланиши ва қайта ишланиши янги литогенетик цикл: седиментогенез→диагенез→катагенез бошланиши учун материал тайёрлаб беради.

Гипергенез чўкинди ҳосил бўлиши (седиментогенез)дан олдинги босқич ҳисобланади. Унинг ўзига хос хусусияти чўкинди ҳосил бўлиш босқичида қолдиқ жинслар ҳосил бўлгандир. Н.М.Страхов ва Н.В.Логвиненко қуйидаги гипергенез босқичларини ажратганлар [43, 24]:

1. Тоғ жинсларнинг механик бурдаланиши устивор бўлган босқич;

2. Гидрослюда ва гипохлорит шаклланиши билан кечадиган асосан ишқорий шароитда кимёвий парчаланишнинг кучайиши босқичи;

3. Асосан каолинит ва сместит ҳосил бўлувчи нейтрал ва кислотали шароитда кимёвий парчаланишнинг ҳукмронлик қилиш босқичи;

4. Охра, кўнғир темиртош жинслари ва латеритлар ҳосил бўлиши билан кечадиган кимёвий парчаланиш, силикатлар гидролизининг якунланувчи босқичи.

Бу босқичлар ўзининг физик-кимёвий йўналганлиги бўйича Б.М.Полиновнинг нураш қобиғи босқичларига мос келади.



Расм. 1.1. Ер пўстининг устки қисмида литогенез зоналари ва поғоналарини чуқинди тоғ жинслари (нефт ва газ) ҳавзаси мисолида идеаллаштирилган жойлашиш схемаси (тузувчи: Шпора Л.Д.)

Шартли белгилар:

*Тоғ жинслари:* 1 - магматик; 2 - метаморфик; 3 - қумтошлар (коллектор); 4 - гил (флюид тусувчи); 5 - туз (флюид тусувчи); 6 - замонавий қум-гравий-ғулакли ётқизиклар.

*Углевородод уюмлари:* 7 - антиклинал тутқичларда; 8 - литологик тутқичларда; 9 - кристалл фундаментдан чиқувчи чуқурлик гипоген (метаморфик) сув таъсирида жадал нурайдиган углевородод флюидлари; 10-гипоген сувлар кириши туфайли бузилган углевородод ётқизиклари устидаги битумли тикланиш ореаллари; 11- углеворододларнинг филь-трацион-диффузион миграцияси томонидан яратилган тикланиш ореаллари; 12 - Se, U, Mo маъданлари тўпламлари (инфильтрацион эпигенез);

*Ерости сувлари ва уларнинг ҳаракати йўналиши:* 13 - эркин сув алмашиш зонасининг инфильтрацион (метеор) кислородли сувлари; 14 - эркин сув алмашиш зонасининг пастки чегараси (континентларда Ер юзаси гиперген омиллар таъсирининг пастки чегараси); 15-катаген (тикланган) сувлар; 16 - тузли қатламлардан сиқиб чиқарилган намакобларнинг гравитацион ҳаракати (гравитацион-намокоб эпигенези); 17-гипоген (метаморфик) сувларнинг кириб бориши;

Литогенез зонаси (босқичи): I - гипергенез зонаси (нураш қобиғи); II— седиментогенез зонасининг кенжа зоналари: IIa - материалнинг ювилиши ва ғашилиши (сув тўпловчи майдонларда материаллар ташилиши ва чуқиши; IIб — чуқинди материалларнинг чуқиши (оқим охири ҳавзасида чуқинди тўпланиши); III - диагенез зонаси; IV - катагенез зонаси (босқичли эпигенез); V — устама эпигенез зоналари; Va — углевородод ётқизиклари устидаги эпигенетик устама зона; Vб — гипоген (метаморфик) сувлари кириши туфайли бузилган углевородод ётқизиклари устидаги эпигенетик тикланиш устама зонаси; VI - метагенез зонаси. Муаллифлар ушбу дарсликда "гипергенез" маъносини А.Е. Ферсман, Н.М. Страхов, Н.В. Логвиненко [43, 24] буйича ва нураш қобиғининг шаклланиш босқичларини эса Б.М. Полинов буйича қабул қилишади.

**Седиментогенез** [43] — Ер юзасида кечувчи ва литосферанинг аввалги қаттиқ жинсларининг қайта ўзгариши туфайли янги чуқиндиларнинг ҳосил бўлишига олиб келувчи жараёнларнинг мажмуаси бўлиб, қуйидаги поғоналардан иборат:

1. Нураш қобиғида моддалар сафарбарлиги:

2. Сув йиғувчи майдонларда моддалар ташилиши ва чуқинди ҳосил бўлиши;

3. Охирги сув оқими ҳавзаларида чуқинди тўпланиши.

Бугунги кунда [42] биринчи боскич - нураш қобиғидаги моддалар сафарбарлиги алоҳида литогенез (гипергенез) боскичи сифатида ажратилади.

Седиментогенезнинг зарурий босқичлари бўлиб қуйидагилар ҳисобланади (1.1-расм):

1. Чуқинди материалнинг ювилиши ва тўпланиши (сув йиғувчи майдонларида материал ташилиши ва тўпланиши);

2. Чуқинди материалнинг чуқиши (седиментогенез). Чуқинди материалнинг оқимни охирги ҳавзасигача ташилиш йўлида чуқиши. Чуқинди оқимларнинг охирги ҳавзалари бўлиб континентал босқичда чучук ва шўр сувли континентал кўллар ва ички денгизлар (Орол ва Каспий денгизлари каби), саёз эликонтинентал шельф денгизи, тоқонтинентал ва океан поғоналаридаги чекка денгизлар ва Дунё океани ҳисобланади.

Чуқинди ҳосил бўлиш шароитлари бўйича Н.М.Страхов седиментогенезнинг нивал, гумид, арид, вулканоген-чуқинди ва океан турларини ажратган, чунки литогенезнинг кечиши ва натижаларига чуқинди тўпланиш шароитлари таъсир кўрсатади. Седиментогенез босқичида чуқинди катламларида, кейинчалик улардаги коллекторлик ва экранловчи хусусиятларини белгиловчи кўрсаткичларига асос яратилади. Седиментогенез боскичи ювилиш ҳудудларида катламлар ва свиталари ҳосил бўлишида муҳим аҳамиятга эга. Уларнинг нефт ҳосил қилувчи имкониятлари чуқиндилар билан қўшилиб кетган органик моддаларнинг миқдори билан белгиланади. Қўмилаётган органик моддаларнинг (ОМ) миқдори ва сифати чуқинди ҳосил бўлишининг палеогеографик ва фациал шароитлари, седиментация ҳавзасининг тури, чуқинди ҳосил бўлиш муҳитининг динамикаси, иқлим ва ғовақлик эритмаларининг таркиби, чуқинди ҳосил бўлишнинг геохимик кўрсаткичлари - оксидланиш-тикланиш салоҳияти - Eh, нордон-ишқорли шароитлари - pH, ҳарорат - t ва бошқа омиллар билан белгиланади.

Седиментогенез боскичи сингенез жараёнларини ҳам ўз ичига олади. Чунки, А.Е. Ферсман (1922) бўйича: "Сингенез - тоғ жинси ҳосил бўлиш вақтида минераллар ҳосил бўлиши", яъни тоғ жинси ёки фойдали қазилмалар ҳосил бўлиш мобайнида, яъни



минерал ҳосил бўлиши учун дастлабки материалнинг чуқмага ўтиши билан бир вақтда содир бўлади. Н.Б. Вассоевич, Н.М. Страхов, Н.В. Логвиненко тушунчаси бўйича сингенез "босқичсиз" атамага мансуб. У чуқма ҳосил бўлиш билан бир вақтда кечадиган (синхрон) минерал ҳосил бўлишни англатади.

**Диагенез** - А.Е.Ферсман бўйича (1.1-расм), бу "қумилган бўшоқ материалларнинг чуқинди жинсларга айланиши босқичи"дир. У бугунги кунда рус тилидаги геологик адабиётларда шу маънода тушунилади. Хорижий адабиётларда, айниқса, инглиз тилидагиларда, у анча кенг маънода тушунилади ва унинг пастки чегараси метаморфизм бошланиш чегарасига қадар узайтирилади ва аллақачон ҳосил бўлган тоғ жинсларида кечаётган ўзгаришлар кечки диагенезга киритилади.

Н.М.Страхов бўйича, диагенез чуқинди ҳосил бўлишидан (седиментогенез) кейин, юмшоқ, кучли сувланган чуқмада намоён бўлади, яъни бу ҳали мувозанатлашмаган физик-кимёвий тизим бўлиб, анча миқдорда тирик (бактериялар) ва ўлик органик моддаларга эга бўлади. Диагенез босқичида кучли сувлашиб қумилган чуқманинг физик ва кимёвий "мувозанати" амалга ошади. Чуқманинг "мувозанатга" келишида қумилган органик моддалар миқдори ва сифати билан белгиланувчи муҳитнинг  $Eh$  ва  $pH$  кўрсаткичлари ҳал қилувчи аҳамиятга эга бўлади. Н.М. Страхов эрта ва кечки диагенезни ажратган. Эрта диагенезда оксидланиш ва тикланиш босқичлари ажратилган. Оксидланиш босқичида чуқма "мувозанати" оксидловчи шароитда содир бўлади. Бунда аэроб бактериялар муҳим рол ўйнайди. Оксидланиш жараёнлари чуқиндининг юқориги 40 смли қисмида содир бўлади. Чуқма қалинлашиб борган сари унга кислороднинг кириб бориши қийинлашиб, тўхтайтиди. Муҳит эркин кислородсиз бўлиб қолади. Бундай муҳитда яшаётган аэроб бактерияларнинг ўрнини кислородсиз шароитларда ҳаёт кечирувчи анаэроб бактериялар эгаллайди.  $H_2S$  ни ўзлаштирувчи сульфатредукцияловчи бактериялар ҳукмронлик қилувчи диагенезнинг тикловчи жараёнлари бошланади. Тикловчи муҳит диагенез зонасининг қалинлигининг 4-10 м ни ташкил этади. Чуқма чуқурликка ботиб бориши жараёнида бактериал фаолият сусайиб кетади.

Кечки диагенезда қуйидагилар амалга ошади:

1. Моддаларнинг қайта тақсимланиши ва қайта кристалланиши - конкреция ва цемент шаклланиши;

2. Сувга эга бўлган минералларнинг сувсизланиши, чўкманинг маҳаллий (локал), одатда султ литификацияси амалга ошади.

Шундай қилиб, диагенез боскичида қуйидагилар:

1. Кимёвий беқарор минералларнинг қисман эриши;

2. Янги аутиген минералларнинг ҳосил бўлиши;

3. Цемент ва конкреция ҳосил килувчи чўкма моддасининг қайта таксимланиши ва қайта кристалланиши;

4. Сувли минералларнинг дегидратацияси, чўкманинг султ маҳаллий литификацияси амалга ошади.

Диагенез зонасининг калинлиги, Н.М. Страхов бўйича, бир неча ўнлаб метрни ташкил этади, камдан-кам ҳолларда ундан кўпроқ бўлади. максимал қалинлиги 300 м га яқин бўлади. Океанлардаги чуқур бурғилаш маълумотларига кўра унинг қалинлиги 1000 м дан ошиши аниқланган [25].

**Катагенез** (1.1-расм). А.Е. Ферсман томонидан 1922 йили “стратисферада чўкинди жинсларнинг диагенездан кейин, аммо метаморфизмдан олдин амалга ошувчи боскичи” сифатида ажратилган. Ўтган асрнинг 50-60 йилларида баъзи литологлар уни эпигенез деб аташган. А.Е. Ферсманнинг олдинги фикри устиворлигини ҳисобга олганда, бунинг қабул қилиниши мумкин эмас. Н.М. Страхов бўйича катагенез чўкинди жинсларнинг чуқурликка ботиб боришида босим ва ҳарорат таъсирининг ортиб бориши туфайли фаол зичлашиш жараёнида жинсларнинг бўлаклари ва аутиген минераллар қисман қайта ўзгаришини характерловчи тоғ жинсларнинг ўзгариш босқичи [5] тушунилади.

Катагенезнинг асосий омиллари: босим, ҳарорат, ғовақлик сувларининг таркиби (эриган минерал, газлар, Eh ва Ph), радиоактив нурланиш ва геологик жараёнларнинг давомийлиги. Тирик моддалар - диагенезда ҳосил бўлишнинг энг муҳим омил, катагенезда сезиларли аҳамиятга эга эмас. Катагенез босқичи ва чўкманинг чуқурликка ботиб бориши орасида қатъий боғлиқлик йўқ. Юқори ҳарорат оқимига эга раёнларда ва геологик вақт давомийлигида катагенез ва унинг зоналари чегарасининг жойлашиши чуқурлиги камайиб боради. Катагенез - нефтгаз (УВ) ҳосил бўлиши, коллекторларнинг коллектор-филтрацион ва флюид тўсувчи хусусиятлари шаклланишининг асосий босқичидир.

Ҳозирги кунда Н.Б. Вассоевич раҳбарлигида ишлаб чиқилган катагенез шкаласидан тан олинади ва кенг фойдаланилади (1976)

У таклиф этган катагенез босқичида оддий (дастлабки) катагенез, мезо (ўрта) ва апо (ПК, МК, АК) катагенез (1.1-жадвалга қаранг) кичик зоналари ажратилади.

Кичик зоналар РИФ 21489-76 бўйича Донбасс кўмири маркаларига мос келувчи градацияларга ажратилган. Шкала, агар тоғ жинслари кўмирли (кўмирлашган ўсимлик қолдиклари) қушимчаларга эга бўлмаса, гумус (ОМ) органик модданинг қайта ўзгаришини чуқинди жинсларнинг катагенетик ўзгариш даражасига – қайта ўзгариши, минерал ҳосил бўлиши, зичлашиш структураси характери билан қиёслашга асосланган. Бу турлича кўрсаткичлар бўйича белгиланган катагенезнинг кичик босқичларига тузатма киритишга имкон беради. Бунда қуйидаги босқичлар ажратилади:

1. Прокатагенез (ПК) кўмирланишнинг кўнғир кўмир босқичига мос келади. Чуқурлиги 1-3 км. Ҳарорати 50°C -60°C, градациялари ПК<sub>1</sub>, ПК<sub>2</sub>, ПК<sub>3</sub> (1.1-жадвал).

2. Мезокатагенез (МК) кўмирланишнинг тошкўмир босқичига мос келади. Градациялари МК<sub>1</sub> дан МК<sub>5</sub> гача, чуқурлиги 2,7-8 км, ҳарорат 180°C дан 220°C гача.

3. Апокатагенез (АК) Донбасс кўмири кўмирланишининг антрацит босқичига мос келади. Градациялари АК<sub>1</sub> дан АК<sub>4</sub> гача. Чуқурлиги 5-15 км. Ҳарорати 250°C - 270°C .

Метагенез. 500-800°C ҳароратда катагенездан кейин келувчи тоғ жинсларининг чуқур минтақавий ўзгаришидир. Энг охирида палигенез келади – тоғ жинслари суyoқ магмага айланади.

**Эпигенез** (1.1-расм). Катагенез ҳар қандай босқичда тектоник шароитлар: орографик, иқлим, гидродинамик, гидрохимик, геотермал ва бошқалар таъсирида тўхтаб қолиши мумкин. Чуқинди қатламларга янги компонентларга эга бўлган тикловчи характердаги чуқурлик сувларининг кириб келиши туфайли уларда тикловчи хусусиятга эга бўлган устама эпигенетик ўзгаришлар ривожланади. Чуқинди ётқизиклар ер юзасида очилиб қолганда ёки уларга кислородли метеосувлар кириб борганда оксидловчи характердаги устама эпигенетик қайта ўзгаришлар ривожланиши мумкин. Устама эпигенезнинг икки асосий тури мавжуд – тикловчи ва оксидловчи. «Эпигенез» атамаси геологик адабиётларга Штельцер томонидан 1880 йилда киритилган бўлиб, у “тоғ жинслари, минераллар ва фойдали қазилмалардаги кейинги барча ўзгаришлар кечувчи иккиламчи жараёнлардир”.

К.И. Богданович буйича тоғ жинслари билан биргаликда ётқизилган маъданли модда уларга (сочилмалар ёки ликвацион конлардаги маъданлар) сингенетикдир. Агар ёндош жинслардаги маъданли моддалар улардан кейин пайдо бўлса, унда маъданли моддалар ёндош жинсларга нисбатан эпигенетик ҳисобланади.

Чукинди жинслардаги устама тушган эпигенетик жараёнлар дунё геологик адабиётида биринчи марта А.С. Уклонский томонидан 1926 йили таърифланган. Фойдали қазилмаларининг кенг гуруҳи - олтингутурт, целестин, барит, мис, кумуш, қурғошин, рух, молибден, хром, ванадий, уран, опал, халцедон ва бошқалар, нефт углеводородлари (УВ), яъни «нефт эпигенези» жараёни билан боглик. Унга геологларнинг кенг жамоаси - чукинди ётқизиклар буйича мутахассислар амал қилишган.

Н.Б.Вассоевич, Н.М. Страхов, Н.В. Логвиненколар буйича литогенезнинг босқичли таҳлилида иккита атамалар тизимида фойдаланиш мақсадга мувофиқ:

1. Литогенезнинг босқичлари учун қатъий белгиланган тизим, яъни хусусий (босқичли) атамалар тизимидан фойдаланиш;

2. Литогенезнинг босқичлари учун «босқичли бўлмаган» атамалар тизими. Бу литогенезнинг турли жараёнлари орасидаги муваққат муносабатлар саналади, яъни бир-бирига нисбатан олдинлиги, бирвақтдалиги (синхронлиги) ёки кетма-кетлигидан қатъий назар литогенезнинг турли жараёнлари мансублигидир. Бундай атамалар тизими ўзимизда ва қисман хорижий адабиётларда тан олинган ва кенг тарқалган.

Шунга мос ҳолда, атамаларнинг биринчи тизими - литогенезнинг турли босқичларини акс эттирувчи асосий «босқичли» атамалари: гипергенез, седиментогенез, диагенез, катагенез ва метagenез ҳисобланади. Иккинчиси - "нопоғонали": прогенез (Н.Б. Вассоевич буйича), сингенез, эпигенез. Таниқли нефтчи олим Б.А. Лебедев («Эпигенетик жараёнлар геокимёси», 1992) "эпигенез" атамасини кенг талқинда фойдаланишни тавсия этади. Чукинди ҳавзасида чукинди ҳосил булиш жараёнида фаол чуқиш таъсирида жинсларнинг босқичли постдиагенетик қайта ўзгартиришни эпигенетик (катагенетик), чукинди жинсларнинг ташқи ювилиш ҳудудларидан кириб келувчи моддалар таъсирида ўзгаришини устама-эпигенетик деб аташни таклиф этган.

## Катагенез шиклеси

(Вассоевич Н.Б., Калинин М.К., Карцев А.А., Конторович А.Е. ва б., 1976. Логвиненко Н.В. буйича қўшимчалар билан (1984), Лебелев Б.А. (1991)

Вассоевич Н.Б., Семенович В.В., Ларская Е.С. (1987), Корчагин Ю.И. (1991)

| Датини оловчи босқичлар |       |                          | Харорат, °C | Кўмирнинг аниқлаш               |                                 | Углерод<br>мисқили,<br>%<br>вуглероднинг<br>вуглеродига | P <sub>0</sub>                       | Углероднинг<br>ҳосил бўлиш<br>ҳолати                                                          | Катаген,<br>гравт <sup>3</sup> | Аутитен ва катаген<br>минераллар                                                                                                              | Структуралар                                                                                                                                                                                                                              | II, %       |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|-------------------------|-------|--------------------------|-------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|
| дап                     | гача  |                          |             | Босқичлар<br>гравт <sup>3</sup> | Босқичлар<br>гравт <sup>3</sup> |                                                         |                                      |                                                                                               |                                |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
| Чуқурлик                |       |                          | 10°-25°     | Торф                            |                                 | 60                                                      |                                      | Диффузия тар-<br>тав юмаласи                                                                  |                                | Гидроскопик ИМД, гравт <sup>3</sup>                                                                                                           | Угларнинг чуқурида<br>структуралар                                                                                                                                                                                                        | 50-<br>15,0 |                                                                                                                                                                        |                                                           |
| 10<br>м                 | 200 м |                          |             |                                 |                                 |                                                         |                                      |                                                                                               |                                |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
| 1 см                    | 3 см  | Проту-<br>катагенез (ПК) | 30°-60°     | Қўйнар<br>қўйнар                | B <sub>1</sub>                  | 67                                                      | 0.34                                 |                                                                                               | ПК <sub>1</sub> (0.5)          | территсия минералларини<br>смонтигайиш                                                                                                        |                                                                                                                                                                                                                                           | 15-<br>10,0 |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          |             |                                 | B <sub>2</sub>                  | 71                                                      | 0.4                                  |                                                                                               | ПК <sub>2</sub> (1.1)          | Смонтигайиш ва<br>гидролизациянинг ва<br>эрозияциянинг                                                                                        |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          |             |                                 | B <sub>3</sub>                  | 75                                                      | 0.5                                  |                                                                                               | ПК <sub>3</sub> (1.5)          | Гидролизация тар ИМД, ИМ,<br>эрозиянинг                                                                                                       |                                                                                                                                                                                                                                           | 10-<br>0,0  |                                                                                                                                                                        |                                                           |
| 3 см                    | 8 см  | Метамор-<br>физия (МФ)   | 100°-120°   | Ташкил                          | Д                               | 77                                                      | 0.63                                 | Ассосиация<br>қосим бўлиш<br>ҳолати                                                           | МФ <sub>1</sub> (1.1)          | территсия минералларини<br>эрозиянинг ва<br>адрикатациянинг                                                                                   | Биформал ренерациянинг ва<br>эрозиянинг структураларини<br>эрозиянинг. Территсия<br>эрозиянинг бошланғич (3-<br>30%) ва 3-5% гача эрозиянинг<br>эрозиянинг. Гиллар<br>эрозиянинг ва<br>Угларнинг эрозиянинг 50-<br>60% ва 3-5% эрозиянинг | 6,0-<br>4,0 |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 120°-140°   |                                 | Г                               | 81                                                      | 0.81                                 |                                                                                               | МФ <sub>2</sub> (1.5)          |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 140°-160°   |                                 | Ж                               | 88                                                      | 1.55                                 | Ассосиация<br>қосим бўлиш<br>ҳолати                                                           | МФ <sub>3</sub> (0.9)          |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 160°-180°   |                                 | К                               | 89                                                      | 1.55                                 |                                                                                               | МФ <sub>4</sub> (0.9)          |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 200°-250°   |                                 | ОС                              | 90                                                      | 2.0                                  |                                                                                               | МФ <sub>5</sub> (0.5)          |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 180°        |                                 | П                               | 91                                                      | 2.2                                  |                                                                                               | МФ <sub>6</sub> (0.5)          |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 250°        | Ярым<br>эрозия                  | ПА                              | 93.5                                                    | 3.5                                  | Нордон<br>қосим бўлиш<br>ҳолати<br>эрозиянинг ва<br>CO <sub>2</sub><br>H <sub>2</sub> S ва др | АК <sub>1</sub> (3.5)          | Катагенез, гидроскопик ИМ,<br>2М гидроскопик ва<br>эрозиянинг, эрозиянинг, эрозиянинг<br>(гравт <sup>3</sup> ) қосимлар, эрозиянинг<br>1,4 см |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 280°        | Антрацит                        |                                 | 96,5                                                    | >3,5                                 |                                                                                               | АК <sub>2</sub> (1.1)          |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 350° гача   | Графит                          |                                 | 100                                                     | 11.0                                 |                                                                                               | АК <sub>3</sub> (1.1)          |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |
|                         |       |                          | 4 см        | 12 см                           | Антрацитнинг (АК)               | 350°-400°                                               | Метаморфизия (графикон метаморфизия) |                                                                                               |                                |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             | эрозиянинг, эрозиянинг, гидроскопик 2М<br>эрозиянинг, эрозиянинг, эрозиянинг<br>1,4 см - метаморфизия-гравт <sup>3</sup> ва гравт <sup>3</sup><br>эрозиянинг (адиатек) | Регенерация,<br>микроэрозиянинг, эрозиянинг<br>эрозиянинг |
| 5 см                    | 15 см |                          |             |                                 |                                 |                                                         |                                      |                                                                                               |                                |                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                           |             |                                                                                                                                                                        |                                                           |

Эслатма. Катагенез рақамлари (ўнгтаги) катагенез тоифаларига геотермал градиент қийматининг зойиллиги шартда катагенез кичик зоналари қийматини кўрсатади.

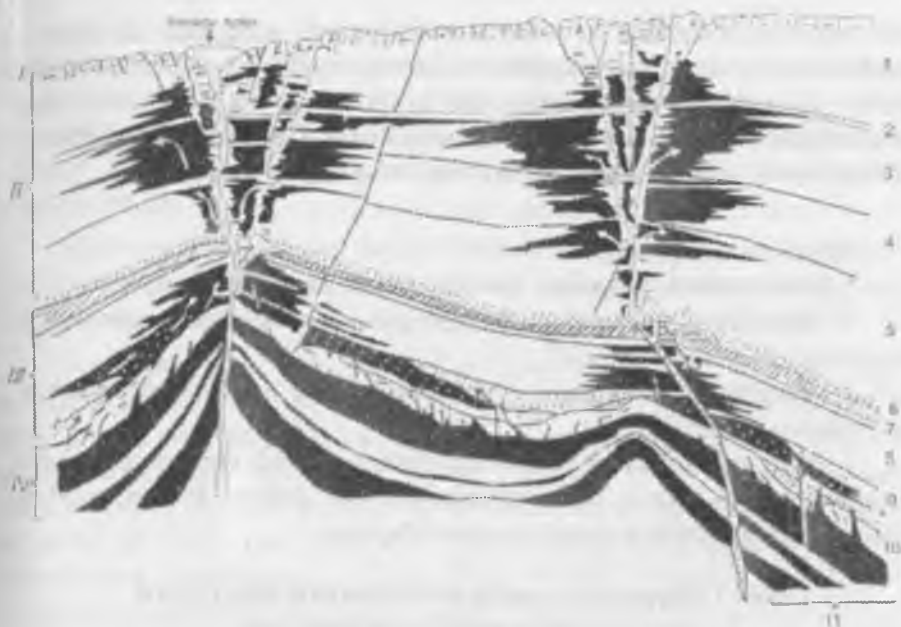
Топқўйнар ва антрацитнинг қўйнарлашув даражаси палеогеотермик шартларга мос келади, бунда қўйнарлар Ер ўзидики максимал чуқурликда жойлашган. Метаморфизия даражаси аниқлашувчи қўйнарлашув босқичлари (қумқор маркази), уларнинг метаморфизия харорати, углерод мисқили, мейли иммерцияда эрозиянинг ва кайтарим кўрсаткичи РИФ 21489-76 мувофиқ аниқланади. Қўйнар қумқор тоифалар ва антрацитнинг марказлари (навалари): Д - улуғ оловли, Г - газли, Ж - етти, К - коксли, ОС - қучқир етишувчи, ПА - ярым антрацит, А - антрацит, Ро - мейли иммерцияда эрозиянинг кайтарим кўрсаткичи. П - тоифаси тоифалари.



Бу И.М.Губкиннинг нефт ҳосил бўлувчи ҳудудлардаги свиталар, углеводородларнинг ён ва вертикал миграцияси мавжудлиги, нефт ва газ уюмлар аксарият ҳолларда нефтгаз ҳосил қилувчи жинслардан анча олис масофада жойлашганлиги ҳақидаги таълимотига мос келади, яъни УВ конлари устама-эпигенетик эканлигидан (Б.А.Лебедев буйича) далолат беради (1.2-расм). Улар коллектор жинслари ва тутқичлар ҳосил бўлганидан сўнг тўпланади.

Катагенезнинг муайян босқичида коллектор жинсларнинг ўзгариши (қайта ўзгариши) уларда миграцияланган ва тўпланган УВ ва қопловчи комплекс жинслардаги тутқичлардан диффузион-капилляр миграцияси ва филтрацияси ҳам устама тушган эпигенетик жараён саналади (1.2-расм).

Утган асрнинг 80-йилларида В.Н. Холодов томонидан туз тўпловчи ҳавзалар седиментацион намакобларининг гавитацион чўкишидан вужудга келган, остки ётқизикларда минераллашуви 400-600 г/л гача борадиган маъданли элементлар кларк миқдори юқори бўлган гравитацион-намакоб эпигенези ажратилган эди. Туз тўпловчи ҳавзалар седиментацион намакобларида маъданли элементларнинг дастлабки юқори концентрацияси седиментогенез босқичидаёқ бўғланиш натижасида вужудга келган. Кейинчалик намакобларнинг хлорид-кальций-магний-натрий-калийли таркиби диагенез босқичида бушоқ ётқизиклардан маъданли элементларнинг ва катагенез босқичида тузли терриген жинслар ва пастки катламлардаги фаол ишқорланишни амалга ошади. Тектоник жараёнлар намакобларнинг ҳаракатланишига ёрдам беради. Улардаги маъданли элементларнинг миқдори  $n - 10n$  мг/кгга етади. Бу Челекеннинг замонавий гидротермалари ва маъданли конлар флюид қўшимчаларига тўғри келади (Г.А.Голева, 1981). Шундай қилиб, гравитацион чўкаётган намакоблардаги маъданли элементларнинг эпигенетик концентрацияси туз тўпловчи ҳавзаларда седиментогенез босқичида бошланади, диагенез давомида ҳосил бўлади ва катагенез босқичида (устама тушиб) максимумга етади. Бу устама тушган эпигенетик жараёнга (1.1-расм) яна бир аниқ мисолдир.



1.2-рasm. Нефт тўпланиш ҳудудларидаги ҳосилалар ва нефт ишлаб чиқарувчи свиталаридан нефт миграцияси. Апшерон яриморолидаги маҳсулдор қатламларда эпигенетик нефт тўплamlари ҳосил бўлиши схемаси (Попов ва б., 1963).

1-апшерон яруси; 2 окчагил яруси; 3-сурахон свитаси; 4- сабучи свитаси; 5 - балан свитаси ва "танаффус"; 6-кирмакиости гилли свитаси; 7-ўша, кумли; 8-кирмаки свитаси; 9-кирмакиости свитаси; 10-понг; 11- диатомли ва спираалли қатламлар (майкоп свитаси); кора рангда - нефт тўплamlари (стрелкалар нефтнинг миграцияси йуналишини курсагади).

I. Апшерон яруси – эрозия, гил вулкнлари. II. Окчагил яруси, маҳсулдор қатламнинг юкори ва ўрта бўлимлари - асосан нефтнинг вертикал миграцияси (бурмаларнинг гумбазида ер ёриклар бўйлаб миграция, гил вулканизмининг ва тектоник ҳаракатларнинг иккинчи фазаси, нефтга тўйинишнинг иккинчи фазаси ("танаффус"дан кейинги); III. Окчагил яруси, маҳсулдор қатламининг пастки бўлими - асосан бурма қанотларидан унинг гумбазига қараб ёнлама миграция; гил вулканизми ва тектоник ҳаракатларнинг биринчи фазаси; нефтга тўйинишнинг биринчи фазаси ("танаффус"гача); номувофиклик. IV. Миоцен-олигоцен – нефтгаз яратувчи нефтли свиталар.

Шундай қилиб, литогенез деганда булажак тоғ жинслари моддалари тайёрланишидаги барча жараёнларни (гипергенез), тайёрланган материалларнинг ташилиши ва чўкмага ўтишини (седиментогенез), чуқиндиларнинг тоғ жинсларига айланишини

(диагенез) ва уларнинг шу тоғ жинсларидаги моддалар ҳисобига чуқинди ҳавзаларининг чуқурликка ботиши тобора ошиб бораётган босим ва ҳарорат таъсирида қайта ўзгаришини (катагенез) ва метаморфик жинсларга айланишигача (метагенез) бўлган жараёнларни камраб олади, дейиш мантиқан тўғри бўлади.

*Назорат саволлари:*

- 1. Литогенетик циклнинг босқичларини айтиб беринг.*
- 2. Чуқинди жинсларнинг ўзгартиришдаги қандай жараёнлар погоналарни ташкил этади?*
- 3. Чуқинди жинсларнинг ўзгартиришдаги қандай жараёнлар босқичуси дейилади?*
- 4. Рус ва инглиз геологик адабиётларида стратисферада чуқинди жинсларнинг ўзгартиришдаги ва қайта ўзгаришидаги тушунчалар орасидаги фарқни айтиб беринг.*

## **2-боб. Гипергенез - янги литогенетик цикл учун материаллар тайёрлаш босқичи**

Гиперген жараёнларида иккита асосий ўзаро боғлиқ бўлган: физик ва кимёвий нураш турлари ажратилади.

Физик нураш ҳароратнинг кескин ўзгариши, сув ва ҳаво оқимлари, музларнинг ҳаракати натижасида тоғ жинсларининг механик парчаланиши орқали амалга ошади.

Тоғ жинсларини ташкил этувчи минералларга ҳароратнинг таъсири турлича бўлганлиги туфайли улар ҳароратнинг кескин суткалик ўзгаришида турли миқдорда кенгаяди ва тораяди. Бу эса тоғ жинсларида минераллар орасида уланиш юзалари бўйлаб жуда майда дарзликлар ривожланишига олиб келади. Дарзликларга сув сингиб, музлайди. Натижада дарзликлар янада кенгаяди. Йирик кристалл донали жинсларда минералларнинг дезинтеграцияси — доналарнинг бир-биридан ажралиб кетиши содир бўлади.

Сув ва ҳаво оқимлари, уринма тўлқинлар катта емириш кучига эга бўлади. Сув оқимларининг емирувчи кучи рельеф ёнбағригига бевосита боғлиқ бўлса, уринма тўлқинларники шамол энергияси билан белгиланади. Куруқликда шамол қояли жинсларни емириб, коррозияга учратади.

Физик нураш натижасида тоғ жинслари ва минералларнинг турли ўлчамдаги механик бўлаклари ҳосил бўлади.

Кимёвий нураш. Сув, карбонат ангидрит, кислород, органик ва аорганик кислоталар таъсирида беқарор минералларнинг ўзгариши кимёвий нураш дейилади. Кимёвий нурашнинг асосий омиллари: сув, кислород, карбонат ангидрид, органик кислоталардир. Кимёвий нураш кислотали-ишқорли ва оксидловчи-тикловчи муҳитларда амалга ошади.

Кислотали-ишқорли муҳит сувдаги водород ионларининг концентрацияси билан белгиланади. У муҳитнинг водород кўрсаткичи (рН) дейилади.

Кимёвий тоза сув ҳам оз миқдорда бўлсада  $H^+$  ва  $OH^-$  ионларига парчаланган бўлади.  $22^\circ C$  ҳароратли 1 литр сувда ушбу ионларнинг концентрацияси  $1 \times 10^{-7}$  грамм-ионга тенг бўлади. Бундай кичик миқдорни ифодалаш қулай бўлиши учун унинг ўнлик логарифмини тескари ишора билан ёзиш қабул қилинган. Нейтрал муҳитда рН 7,0 га тенг бўлади. Бу катталиқ сувли муҳитнинг муҳим кўрсаткичи ҳисобланади. Шунинг ўрнида тутиш лозимки, рН ўнлик логарифмда олинганлиги учун унинг 1 бирликка ўзгариши водород ионлари концентрациясининг ўн мартага ўзгарганлигини билдиради. Эритманинг рН кўрсаткичи ундаги барча кислота, тузлар ва асосларнинг диссоциацияси ёки гидролизи туфайли ҳосил бўлган водород ионларининг умумий концентрациясини ифодалайди.

Нейтрал муҳитда водород ва гидроксид ионларининг концентрацияси ўзаро тенг, яъни  $pH + OH = 7,0$  бўлади. рНнинг қиймати 7 дан кичик бўлса муҳитнинг нордонлигини, 7 дан катта бўлса, аксинча, ишқорийлигини билдиради. Сувли эритмалар реакциялари: кучли кислотали  $pH < 3$ ;  $pH = 3-5$ -кислотали;  $5-6,5$ -кучсиз кислотали;  $6,5-7,5(7)$ -нейтрал;  $7,5-8,5$ -кучсиз ишқорли;  $> 8,5-9$ -ишқорли.

1.  $pH < 3$  бўлган кучли кислотали сувлар  $H_2SO_4$  ҳосил бўлган соф олтингугурт ва сульфид конларининг оксидланиш зоналарида содир бўлади. Вулконли ўлкаларда, фумароллар таркибида  $HCl$ ,  $HF$  бўлади. Кучли кислотали сувлар кислоталар тез нейтралланганлиги учун локал (кичик майдонларда) тарқалади.

2. Сувдаги кислотали ва кучсиз кислотали муҳит ( $pH = 3-6,5$ ) органик кислоталарнинг — органик моддаларнинг ва органик модда оксидланаётганда  $CO_2$  нинг эришидан ҳосил бўлган карбон кислотанинг оксидланиш маҳсулотлари мавжудлиги туфайли келиб чиқади.

3. Сувдаги нейтрал ва кучсиз ишқорий муҳит ( $\text{pH}=6,5-8,5$ ) кальций бикарбонат- $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  миқдориға боғлиқ.  $\text{pH}$  киймати эриган  $\text{CO}_2$  миқдори билан ҳам назорат қилинади.  $\text{CO}_2$  нинг юқори концентрацияларида карбонатлар эрийди,  $\text{CO}_2$  миқдори камайганда эса улар эритмадан чўкмага ўтади.

4. Кучли ишқорий эритмалар ( $\text{pH}>8,5-9$ ) сезиларли миқдорда  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (сода) борлиги билан характерланади.

Табиий сувларнинг  $\text{pH}$  кўрсаткичи унда эриган карбонат ангидритнинг умумий миқдориға боғлиқ. Сувда эриган  $\text{CO}_2$  кучсиз ва беқарор карбонат кислотасини ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) ҳосил қилади. Карбонат кислотанинг диссоциацияси ( $\text{H}^+$  ва  $\text{HCO}_3^-$ ) муҳитнинг нордонлигини оширади. Ҳавода карбонат ангидритнинг миқдори 0,03% га тенг. Сувда эса у ўнлаб ва юзлаб марта куп эриган бўлади. Карбонат кислота муҳитнинг  $\text{pH}$  кўрсаткичини пасайтиради, яъни унинг нордонлигини оширади. Нордон сувлар карбонатли бирикмаларни эритади ва силикат асосларини сиқиб чиқаради.

Кимёвий нурашда сульфидларнинг оксидланишидан ҳосил булган сульфат кислота ва органик материалларнинг чириши туфайли вужудга келган гумин кислоталари ҳам катта аҳамиятга моликдир.

**Оксидловчи-тикловчи муҳит.** Муҳитнинг оксидлаш ёки тиклаш хусусиятлари оксидловчи-тикловчи имконияти ( $\text{Eh}$ ) билан белгиланади. Оксидланган моддалар кам электронларга эга ва шунинг учун ҳам улар тикланган моддаларга нисбатан юқорироқ электр потенциалига (имкониятига) эга бўлади. Муҳитнинг  $\text{Eh}$  кўрсаткичи милливольтларда ( $\text{mV}$ ) ўлчанади.

Табиий сувларнинг  $\text{Eh}$  кўрсаткичи газ режими билан тартибга солинади. Юза сувларининг  $\text{Eh}$  кўрсаткичи -300 мВ дан +500 мВ гача ўзгаради. Водородсульфидли гил чўкиндилярида у 0 дан паст бўлиб, -300 мВ гача пасаяди.

Бирикманинг  $\text{Eh}$  кўрсаткичи қанча паст бўлса, унинг бошқа моддаларни тиклаш фаоллиги шунча юқори бўлади ва ўзи оксидланиш хусусиятига эга бўлган кучли тикловчи ҳисобланади. Аксинча,  $\text{Eh}$  кўрсаткичи қанча юқори бўлса, у шунча кучли оксидловчидир. Тикланган моддалар эса оксидловчилар бўлиб саналади. Улар оксидлаш жараёнида бошқа моддалардан кислородни бириктириб олиш хусусиятига эгадирлар.

Ер усти ва ер ости сувларининг табиий сувли эритмаларининг қуйидаги муҳитлари ажратилади:

1. Оксидловчи муҳит. Сув эркин эриган кислород билан тўйинган ва юқори оксидловчи қувватга эга. Органик моддаларнинг  $\text{CO}_2$  га қадар микробиологик оксидланиши ва анорганик бирикмаларнинг қайта оксидланиши: масалан, бивалент темир бирикмалари, 3-валентликкача, бивалент марганец, 4-валентликкача, соф олтингугурт, сулфат кислотагача.

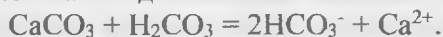
2.  $\text{H}_2\text{S}$  (гелли) бўлмаган қайта тиклаш муҳити эркин кислород бўлмаган ва органик моддалар билан бойитилган сувларда ҳосил бўлади. Кислород етишмаслиги кислород билан боғланган оксид бирикмалари ҳисобига қопланади. Органик моддаларнинг микробиологик парчаланиши  $\text{CO}_2$  ва  $\text{CH}_4$  ҳосил бўлишига олиб келади, бу эса муҳитнинг тиклаш хусусиятларини белгилайди. Оксидловчи бирикмалар  $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ;  $\text{Mn}^{4+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ ;  $\text{Cu}^{2+} \rightarrow \text{Cu}_0$  ва бошқаларга ўтади.

3.  $\text{H}_2\text{S}$  ли тикловчи муҳит  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{SeO}_4^{2-}$  - ионини ўз ичига олган кислородсиз сувларда ҳосил бўлади. Бактериялар ҳаёт фаолияти учун  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{SeO}_4^{2-}$  анионларининг кислородидан фойдаланадилар. Улар  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{H}_2\text{Se}$  ишлаб чиқади. Бу газларнинг пайдо бўлиши металл сульфидлари ёки селенидларнинг чўкиши ва кескин тикланиш ҳолатини юзага келтиради.

Нефтли сувларда тикловчи бўлиб водородсулфид, икки валентли темир ионлари ва углеводородлар (нефт, газ) ҳисобланади. Нефтли сувларнинг Eh кўрсаткичи паст, манфий бўлади.

Кимёвий нураш кимёвий жараёнларнинг 5 турини: 1) эриш, 2) гидролиз, 3) ион алмашув, 4) оксидланиш ва 5) органик реакцияларини ўз ичига олади.

Эриш минералларнинг ион ёки коллоид эритмага ўтишида намоён бўлади. Кўплаб минералларнинг эрувчанлиги жуда паст. Жинс ҳосил қилувчи минералларнинг катта қисми кам миқдорда эрийди. Кенг тарқалган минераллардан галит ( $\text{NaCl}$ ), энг юқори эрувчанлик даражасига эга. Гипсининг эрувчанлиги галитникига қараганда 40 марта кам. Кальцит тоза сувда ёмон эрийди. Кальцитнинг эриши сувда эриган карбонат ангидрит, яъни карбонат кислота эвазига амалга ошади:



Карбонат ангидрит табиий сувларга атмосферадан ва органик моддаларнинг парчаланиши орқали ўтади. Сувда карбонат ангидрит канча кўп бўлса, унда шунча кўп кальцит эрийди. Кальцитнинг



эриши туфайли оҳактошларда турли уйиқлар ва ғорлар, карст воронкалари ҳосил бўлади.

Кальцит, арагонит, магнезит ва доломитнинг сувда эриши ўхшаш ҳолда кечсада, магнезит ва доломит кальцит ва арагонитга нисбаган секин эрийди. Кварц гидратация реакцияси жараёнида эрийди:



pHнинг паст қиймагида ва паст ҳароратда кварцнинг эрувчанлиги миллионнинг ўн қисмини ташкил этади. Аморф кремнезёмнинг эрувчанлиги юқорирок бўлади. Ер юзаси ва юзага яқин сувларда эриган кремнезёмнинг концентрацияси аморф кремнезёмнинг эрувчанлигидан камроқ, лекин кварцнинг эрувчанлигидан ортиқроқ бўлади. Сувда эриган кремнезёмнинг асосий қисми нураш жараёни билан боғлиқдир.

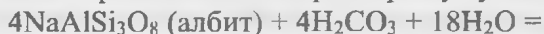
*Гидролизда* кимёвий бирикмалар сув билан реакцияга киришиб, кучсиз кислоталар масалан,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) ёки кучсиз асослар (масалан,  $\text{NH}_4\text{OH}$ ) ҳосил қилади.



Бунда ҳосил бўлган эритма кўпроқ ишқорли бўлади, чунки кремний кислотасининг молекулалари сув водороди ионларининг бир қисми билан боғланади. Силикатли минералларнинг нураши гидролиз реакциясининг шу турига боғлиқ бўлади. Табиий сувларда эриган карбонат ангидрити мавжудлиги туфайли гидролиз реакцияси тенгламасини қуйидагича кўриниш олади:



Алюмосиликатлар қатнашган жараёнларда реакциянинг қўшимча маҳсулоти сифатида гил минераллари вужудга келади:



Гидролиз реакцияси кечишида ажралиб чиққан кремнезёмнинг бир қисми  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  маҳсулотлари ҳолида эмас, балки коллоидлар сифатида эритмага ўтади. Кремнезёмнинг бир қисми нураш қобиғида майда аморф заррачалар каби чўкма ҳосил қилади. Юқорида келтирилган карбонат ангидрити қатнашуви реакциясидан кўриниб турибдики, уларнинг одатдаги маҳсулоти бикарбонат-ион ( $\text{HCO}_3^-$ ) бўлади. Мана шунинг учун ҳам чучук сувларда бикарбонат-ион кўп бўлади.

*Ион алмашув* реакцияларида ҳосил бўладиган гил минераллари қатламаро ва сиртқи ионларининг (катионлар ва анионлар) эритма

ионлари билан фаол алмашиниши натижасида ҳосил бўлади. Ион алмашув хаттоки силикатлар нурашининг дастлабки поғонасида ҳам кечиши мумкин. Бунга юқорида келтирилган реакция тенгламасида кремний кислота ҳосил килувчи силикатлар структурасидаги металл катионларининг водород ионлари билан ўрин алмашинишини мисол қилиб кўрсатса бўлади. Ҳудди шундай жараён слюдали қатламаро калий ионларининг водород ионлари билан ўрин алмашиниши, биотитдан гил минералларининг ҳосил бўлишида ҳам кечади. Ион алмашув реакциясида гил минералларидан ташқари органик моддалар ва коллоидлар ҳам қатнашиши мумкин.

*Оксидланиш* - бу кимёвий реакция жараёнида электрон беришдир. Факатгина бирдан юқори оксидланиш даражасига эга бўлган беш элемент ер юзаси шароитида кечадиган оксидланиш-тикланиш реакцияларида фаолдир. Улардан биринчиси – кислород қўплаб оксидланиш жараёнларида қатнашади. Бошқа элемент – темир нураш маҳсулотларига ранг берувчи бирикмалар ҳосил қилади.

Темир силикатларининг гидролизиди икки валентли темир эриган кислород билан оксидланиб, гематит ҳосил қилади:



Нураш шароитида гематит барқарор бирикма бўлсада, темир оксиди лимонитнинг асосий компоненти бўлган гётит ( $\text{HFeO}_2$ ) сифатида учрайди. Гётит ва гематит нисбатини қуйидаги тенглама ҳолида тасаввур қилиш мумкин:



Марганец ҳам ўзини темир сингари тутати ва унинг асосий оксидланиш маҳсулоти пиролюзит ( $\text{MnO}_2$ ) ва манганит ( $\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) ҳисобланади. Пиритнинг оксидланиши жараёнида олтингугурт ҳам оксидланади. Олтингугурт одатда нураш қобиғидан сульфат-ион каби чиқиб кетади. Баъзан сульфатлар металлларнинг гидросульфатлари сифатида сульфидли конларнинг оксидланиш зоналарида учрайди.

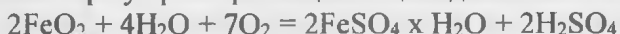
Сульфидларга бой бўлган чўкинди жинсларда темир ва олтингугуртнинг оксидланиши ва гидратацияси кузатилади. Темирнинг, шунингдек бошқа металлларнинг сувли ва сувсиз сульфатларга ўтиши амалга ошади. Икки валентли металлларнинг сульфатлари кислород, сув ва сульфат кислотали муҳитда оксидланади ва уч валентли металл сульфатларига айланади.

Сульфатли бирикмалар ҳосил бўлиш жараёнида сульфат кислота

ҳам пайдо бўлади. Унинг бир қисми икки валентли металл сулфатларининг уч валентли сулфатларгача оксидланишига сарф бўлади. Кўп ҳолларда сулфатлар осон эрийдиган бирикмалар бўлиб, грунт сувлари билан эритмалар сифатида олиб кетилади. Фақат сахро ва яримсахродаги қуруқ иқлим шароитидагина металл сулфатлари нураш қобиғида сақланиб қолади ва тўпланади.

Уч валентли темир сулфатлари, юқори эрувчанликка эга бўлишидан ташқари беқарор бирикмалар ҳамдир. Улар асосан гидролизланади ва эритмалардан темир гидрооксидлари тарзида чўкмага ўтади. Бу жараён 4 босқичда амлга ошади:

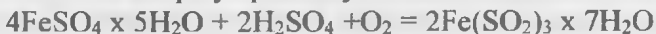
1. Пиритнинг эришидан темир ва олтингугурт ионлари ҳосил бўлади. Олтингугуртнинг оксидланиши натижасида ҳосил бўлган сулфат кислота темир ионлари билан реакцияга киришиб, кам сувли икки валентли темир сулфатларини ҳосил қилади:



2. Кам сувли икки валентли темир сулфати яна гидратацияга учраб, сувга бой бўлган бирикмага айланади:



3. Бу бирикма сулфат кислота ва кислород билан реакцияга киришиб, уч валентли темир сулфатига ўтади:



4. Уч валентли темир сулфати гидролизланиб, темир гидрооксиди ва сулфат кислота ҳосил қилади:



Сулфидларнинг оксидланишидан ҳосил бўлган сулфат кислота бошқа бирикмалар, хусусан карбонатлар ҳамда калий, кальций, натрий, магний, алюминий ва темирли эритмалар билан реакцияга киришиб, камроқ эрувчанликка эга бўлган сулфатлар: гипс, аччиқтошлар, ярозит, алунит, алюминит ва бошқаларни ҳосил қилади.

Шундай қилиб, сулфидли тоғ жинсларининг нураш жараёнида қуйидаги минераллар: темир гидрооксидлари, мелантерит, гипс, аччиқтошлар, ярозит, алунит ва бошқа огир металлларнинг сулфатлари вужудга келади.

Сулфатларнинг ҳосил бўлиши нордон муҳитда ( $\text{pH} < 7$ ) кечади. Бунда карбонатлар ва фосфатлар тўла эриш даражасигача парчала-нади ва сулфатлар, баъзан кремнезём билан ўрин алмашилиши куза-тилади.

Оксидланиш реакциясида қатнашувчи бешинчи элемент – углерод органик моддалар ҳисобига вужудга келади ва карбонат ангидрит ҳосил қилади:



Ушбу реакция натижасида ҳосил бўлган  $CO_2$  кейинчалик эриш ва гидролиз жараёнларида қатнашади.

Органик углероднинг оксидланиши микроорганизмлар (бактериялар) таъсирида кечади ва реакция натижасида ажралиб чиққан энергиядан фойдаланади. Микроорганизмлар темир, марганец ва олтингугуртнинг оксидланишида қатнашади. Улар нураш билан боғлиқ бўлган реакцияларнинг кўпчилигида бевосита ёки билвосита иштирок этади. Лишайниклар, сувўтлари ва мохлар нурашнинг фаол омиллари ҳисобланадилар. Улар силикатли минераллардан катионларни ўзлаштириб олиши ҳамда эриган ва аморф кремнезёмни сиқиб чиқариши мумкин. Минералларнинг парчаланиши қисман ўсимлик илдизларида ҳосил бўладиган органик кислоталар таъсирида кечади. Органик кислоталар чириётган органик материалларда бактериялар фаолияти туфайли ҳосил бўлади.

Нураш муҳитининг нордон шароити дала шпатлари, слюдалар ва гидрослюданинг каолинитлашишига ва баъзи ҳолларда эркин кремнезём гидратларининг ҳосил бўлишига олиб келади.

Гидратация жараёни ангидритнинг гипсга айланишида ҳам кузатилади. Темир минералларининг (гематит, гётит, лепидокрокит ва б.) гидратациясида темир гидрооксидлари вужудга келади.

Гипергенез зонасида моддаларнинг эриши ва эритма тарзида юза ва ерости сувлари билан олиб чиқиб кетилиши ҳам муҳим аҳамиятга эга. Галогенлар, сульфатлар, нитратлар - осон эрувчи, карбонатлар ва фосфатлар - кам эрувчи бирикмалар саналади. Бунга айниқса органик ва аноорганик кислотали сувлар фаол таъсир кўрсатади.

Кимёвий нураш маҳсулотларини 4 гуруҳга бўлиш мумкин: 1) нураш қобиғидан чиқиб кетадиган эрувчи компонентлар, 2) реакцияда қатнашмайдиган бирламчи қолдиқ минераллар, 3) реакция туфайли ҳосил бўладиган янги барқарор минераллар ва 4) органик моддаларнинг парчаланишидан вужудга келадиган органик бирикмалар.

Эрувчи компонентларга  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Cl^-$  киради.

Бирламчи қолдиқ минераллар бўлиб кварц, циркон, магнетит,

илменит, рутил, гранатлар, турмалин ва монацит ҳисобланади.

Нураш жараёнида каолинит, монтмориллонит, иллит, хлорит, гематит, гётит, гиббсит, бёмит, диаспор, аморф кремнезём, пиролюзит ҳосил бўлиши мумкин. Органик бирикмалар органик кислоталардан, гумус моддалари ва ксерогендан иборат бўлади.

Қўпчилик муҳитларда кимёвий нураш ишқорий муҳитларда бошланиб кислотали муҳитларда тугайди. Кимёвий элементларни олиб чиқилиш кетма-кетлиги ва жадаллиги бирикмаларининг эрувчанлиги ва кимёвий элементларнинг хоссалари ва уларнинг гипергенез зонасида миграция катори билан аниқланади (2.1-жадвал).

2.1-жадвал.

Элементларларнинг миграция катори  
(Б.М. Полинов ва А.И. Перелман бўйича)

| № т/р | Элементлар тавсифи     | Элементлар ва бирикмалар                          | Миграция қобилятининг катталиги |
|-------|------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------|
| 1     | Шиддатли чиқувчи       | Cl, Br, J, S                                      | $2n \cdot 10$                   |
| 2     | Осон чиқувчи           | Ca, Na, Mg, K, F, SiO <sub>2</sub><br>силикатлари | n                               |
| 3     | Ҳаракатчан             | P, Mn, Co, Ni, Cu                                 | $n \cdot 10^{-1}$               |
| 4     | Суст ҳаракатчан        | Fe, Al, Ti                                        | $n \cdot 10^{-2}$               |
| 5     | Амалда ҳаракатчан эмас | SiO <sub>2</sub> оксидлари                        | $n \cdot 10^{-\infty}$          |

2.1-жадвал дан кўриниб турибдики, гипергенез зонасида энг ҳаракатчан элементлар галоид, ишқорий, ишқорий ер элементлари, олтингургурт, уларнинг бирикмалари ва силикатлар ва алюмосиликатларнинг кристалл панжаралари таркибига кирувчи силикат кислота (SiO<sub>2</sub>) элементларидир. Яъни гипоген шароитда ҳосил бўлган ушбу элементларнинг бирикмалари гиперген шароитда осон емирилади ҳамда гипергенез зонасида барқарор бўлган янги минераллар ҳосил бўлади ёки гипергенез зонасидан чиқиб кетади. Fe, Al, Ti нинг ҳаракатчанлиги 2-3 марта кичик бўлади, яъни улар гипергенезда кучсиз кучади, бирикмалари чиқарилмайди, балки тўпланади. Амалда турғун бирикма кварц, тридимит ва кристобалитдаги силикат кислота (SiO<sub>2</sub>) ҳисобланади. Гипоген шароитда ҳосил бўлган бу минераллар гипергенез зонасида парчаланмайди, яъни улар жуда барқарор ва қолдиқ жинсларда тўпланади.

Минералларнинг физикавий ва кимёвий нурашдаги барқарорлиги уларнинг кимёвий таркиби ва физик хусусиятлари билан боғлиқ бўлиб,

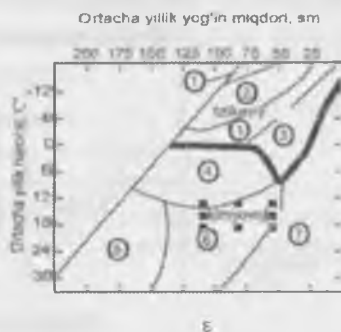
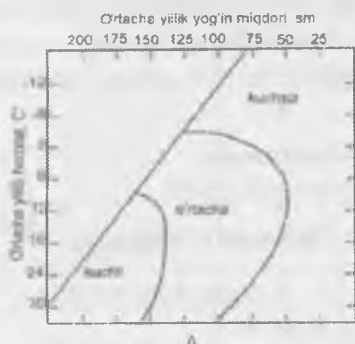
механик ва кимёвий барқарорлик турлари ажратилади. Механик барқарорлик каттиқлик, уланиш, нураш даражасига ва бошқа физикавий хусусиятларига боғлиқ. Кимёвий барқарорлик минералларнинг кимёвий таркибига, минералнинг тузилишига, дисперслик даражасига ва агрессив муҳитда қолиш вақтига боғлиқ. Жинс ҳосил қилувчи гипоген минералларнинг гипергенез шароитларидаги барқарорлиги уларнинг генезиси ва гипоген шароитларда ҳосил бўлиши кетма-кетлигига билан боғлиқ бўлиб, бу Боуен қатори мисолида ёрқин намоён булади (2.1-расм).



2.1-расм. Тоғ жинсларини ҳосил қилувчи гипоген минералларнинг гиперген шароитида барқарорлиги (гумик иқлим). Магматик эритмалардан (Боуен қатори) гипогенли минералларнинг ҳосил булиш тартиби.

Кимёвий нураш учун тропик ва субтропикларда иссиқ ва гумид иқлим шароитларида ўсимликларнинг кўплиги (ўсимлик

баргларининг тукилиши ва чириши) ва ёгин-сочинларнинг муллиги, юкори- уртача хароратга эга булган гумид ва курук мавсумларнинг алмашиши энг кулай мухит ҳисобланади. Бундай шароитларда, минераллар ва тоғ жинсларнинг кимёвий парчаланиши якуний босқичга етади. Муътадил иқлимда унинг фаоллиги пасаяди, совук музлиқ иқлимида амалда содир булмайди (2.2 - расм).



2.2-расм. Нураш жадаллигининг намлик ва хароратга (А) ва нураш зоналлиги турларининг харорат ва намликка боғликлиги (Б): 1-3 - физик нураш, 4-6 - кимёвий нураш, 7 - жуда кучсиз нураш (Троицкий В.И., 2005 йил)

Кимёвий нураш реакциялари жадаллиги ва йўналиши тоғ жинсларининг таркиби ва ҳосил бўлиш шароитларига боғлиқ бўлиб, оксидланиш, гидратация, дегидратация, эриш, гидролиз, карбонатланиш ҳамда қайта тикланиш энг характерли реакциялар ҳисобланади:

**Оксидланиш.** Сувли мухитда кислород иштирокида энг жадал кечади. Ўзгарувчан валентликка эга Fe, Mn, Cu, Ni, Co, S ва б. элементлардан таркиб топган минераллар оксидланади. Уларнинг закислари оксидларга айланади. Тоғ жинсларининг ранги ўзгартирилади. Сульфидли маъданларнинг оксидланиши учун характерлидир.

$\text{FeS}_2 + \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeSO}_4 \rightarrow \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \cdot \text{H}_2\text{O}$  (темир қалпоқ лимонити).

**Гидратация** - минералларнинг сув билан бирикиши ва янги минералларнинг ҳосил бўлиши  $(\text{CaSO}_4) + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (гипс).

**Дегидратация** - минералнинг сувни йўқотиши ёки кам сувли ва сувсиз бирикмаларга айланиши гумид иқлимнинг арид иқлимга



утишида рўй беради:  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (лимонит)  $\rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  (гидрогематит)  $\rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$  (гематит).

**Ишқорланиш (эриш).** Хлоридлар - энг осон ( $\text{NaCl}$ -галит,  $\text{KCl}$ -сильвин), сульфатлар ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ -гипс,  $\text{CaSO}_4$  - ангидрит) – сустрок, карбонатлар (оҳактошлар ва доломитлар) жуда суст ишқорланади Кейингилари  $\text{CO}_2$  га эга бўлган сувда яхши эрийди. Эритмада эрувчан компонентлар концентрацияси етарли бўлганда, шароит ўзгарганда, яна чўкмага ўтиши ва минерал ҳосил бўлиши мумкин.

**Гидролиз** – минералларнинг кимёвий парчаланиши бўлиб, унда ишқорий ( $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Li}$ ), ишқорий ер элементлари ( $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ) ва кремний кислота ( $\text{SiO}_2$ , лекин кварц эмас!) чиқиб кетади ва кимёвий парчаланишнинг қолдиқ маҳсулотлари сув диссоциациясига ( $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$ ) бирикади. Нураган минералларнинг кристалл панжараси қайта тикланади. Силикатлар ва алюмосиликатларнинг каркасли кристалл панжаралари гил минералларининг варақли панжарасига айланади. Асосли ва ултраасосли тоғ жинсларини (перидотитлар, пироксенитлар, габбро) ташкил этган занжирли (темир-магний) ва тасмали (роговая обманка) минераллар монтмориллонит, нонтронит, бейделлитга айланади. Бу ўтишга ортоклазнинг гидрослюдага ва кейинчалик каолинитга айланиши характерли ҳисобланиб, бунда  $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$  катионлари тўлиқ чиқиб кетади ва улар  $\text{CO}_2$  таъсирида эрийдиган  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$  карбонатлар ва бикарбонатларга айланади ва гумид иқлим шароитларида ҳосил бўлиш жойдан олиб чиқиб кетилади. Арид ҳудудларда, намлик етишмаслиги туфайли, улар эритмадан чўкмага ўтиши мумкин. Кремний кислотаси ( $\text{SiO}_2$ ) коллоид ҳолатга ўтади ва қисман аморф кремний гидроксиди каби чўкади. қисман чиқиб кетади, аммо каолинит билан мустаҳкам боғланган асосий қисми қолдиқ жинслар - каолин ҳолатида ўз жойида қолади. Каолинит мўътадил гумид иқлимда барқарор минерал ҳисобланади. Лекин карбонат ангидрит ва органик кислоталар мавжуд бўлганда гумид ва қуруқ даврлар алмашиб турувчи субтропик ва тропик иқлимда барқарор каолинит ядроси парчаланади ва алюминий гидратлари, опал ва эрийдиган карбонатлар ва бикарбонатлар ҳосил қилиб аввалги жойидан чиқиб кетади.

Каолинит ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) +  $\text{H}_2\text{O}$  +  $\text{CO}_2$  + орг.кислоталар  $\rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  +  $2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (опал+халцедон).  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  +

$2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  - жойида қолади, парчаланмаган маҳсулотлар орасида кварц ( $\text{SiO}_2$ ) устиворлик қилади. Темир ҳамда бошқа металллар оксиди ва гидроксидлари қизил -қўнгир рангли охрани ҳосил қилади ва бу ҳосила кейинчалик сувини йўқотганидан сўнг тўқ жигаррангдан қора ранггача ўзгариб, мустаҳкам пластинкага - кирасага айланади. Органометалли бирикмалардан темир чиқиб кетиши туфайли, кираса сусти ҳаракатчан алюминий билан бойиёди ва қимматли фойдали қазилма - бокситга айланади.

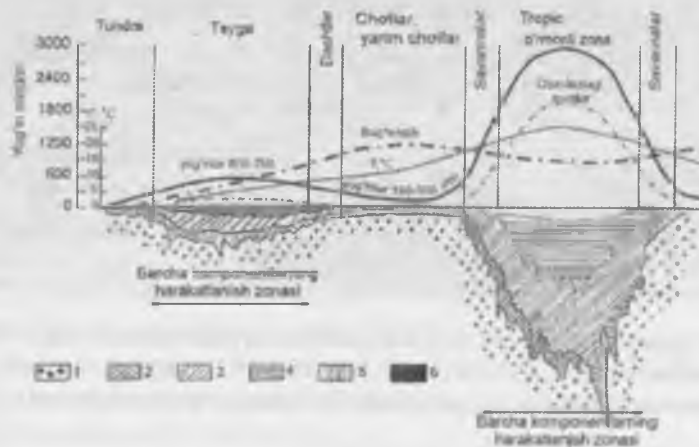
**Карбонатланиш** -  $\text{CO}_2$  га эга бўлган сув таъсирида нураётган жинсларнинг карбонатлар билан бойитилиши. Эриш ва гидролиз реакцияси туфайли вужудга келади. Сув танкислигида (арид иқлим ёки курук даврларда) карбонатларнинг бир қисми жуда майда зарралар ҳолида ўз жойида қолади ёки саёзликда эритмадан уюшиқлар шаклида чўкмага ўтади.

**Тикланиш** — оксидланишга тескари жараён ва кислородсиз муҳитда содир бўлади, моддада мавжуд бўлган кислороднинг бир қисмини ёки умуман барчасини йўқотиб зақисга ўтади. Тоғ жинси бирламчи рангини, асосан қўнгир рангини йўқотади ва тикланган темир бирикмалари рангига - сарғиш-қулранг, яшил-қулранг, қўқ-қулранг рангга тусга эга бўлади. Бундай олтингугуртсиз тикланиш жараёни глейланиш дейилади. Водород сулфиди  $\text{H}_2\text{S}$  мавжудлигида сулфид ҳосил қилувчи олтингугурт водородли тикловчи муҳит вужудга келади.

Шундай қилиб, гипергенезнинг умумий тенденцияси энг ҳаракатчан элементларнинг олиб чиқиб кетилиши ва унинг қолдиқ маҳсулотлари - энг кам ҳаракатчан элементлар  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ti}$  билан нисбатан бойиши ҳисобланади. Элементларнинг чиқиб кетиши билан биргаликда атмосфера ва гидросферадан кириб келувчи - кислород, сув,  $\text{CO}_2$ , олтингугурт ва хлорли моддаларнинг тупланиши содир бўлади.

Гипергенез жараёни давомида (физикавий ва кимёвий нураш) икки хил: ҳаракатчан ва қолдиқ моддалар ҳосил бўлади. Физик нураш жараёнида ҳосил бўлган механик бурдаланган материаллар, қоллоид ва чин эритмалар - бўлажак чўкинди жинслардир. Улар ҳосил бўлган жойидан олиб чиқиб кетилади. Нураш жараёнининг қолдиқ маҳсулотлари — эллювий ҳисобланиб, асосан, гил минераллари, темир ва баъзан алюминий гидроксидларидан иборат бўлади. Бундан ташқари, нураш зонасида охиригача нурамаган ёки

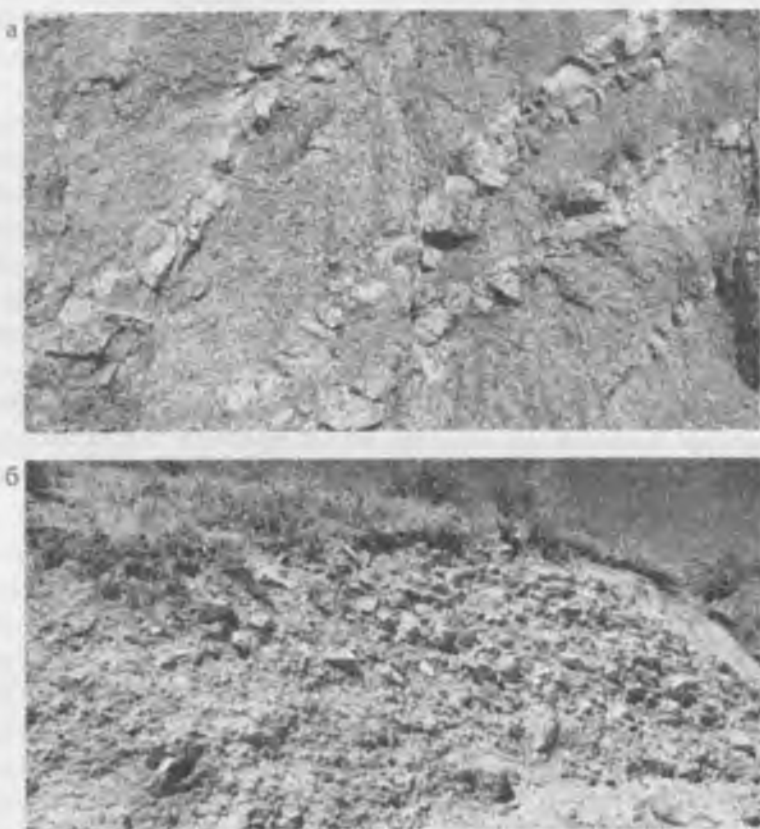
ўзгармасдан қолган минераллар (кварц) ҳам мавжуд бўлади. Нураш жойида тўпланиб қолган барча маҳсулотлар нураш пўсти дейилади (2.3-расм). Нураш қобиғининг тузилиши ва қалинлиги асосан туб тоғ жинслари таркиби, иқлим, ўсимликларнинг миқдори, рельеф ва нураш жараёнларнинг давомийлигига боғлиқ. Энг қулай муҳит текисланган рельефда, ўртача йиллик ҳароратнинг юқорилиги, мул ёғинғарчилик ва ўсимлик қоплами, нураш маҳсулотларининг олиб чиқиб кетилишида мавжуд бўлади. Бундай муҳитда, миллионлаб йиллар давомида 100-200 м гача қалинликдаги етук нураш қобиғи шаклланади. Паст ҳароратли муҳитда тоғ жинсларнинг механик (физикавий) нураши устиворлик қилади, минералларнинг кимёвий нураши деярли амалга ошмайди. Қалин нураш пўсти (элювий) ҳосил бўлиши учун ноқулай шароитлар - гравитация кучи, сув, шамол таъсири остида денудацион жараёнлар (бўшоқ материалларнинг олиб кетилиши), рельефнинг кучли парчаланганлиги ва бошқа экзоген омиллар мавжуд бўлади. Бу ерда жинсларнинг физик парчаланиши ҳукмронлик қилади, жадал чўкинди ҳосил бўлиш ва денудация кимёвий нураш ривожланишига тўсқинлик қилади.



2.3-расм. Тектоник ҳаракатсиз майдонларда нураш пўстининг ҳосил бўлиш схемаси (Н.М.Страхов бўйича): 1 - туб тоғ жинси; 2 - кимёвий ўзгаришнинг дезинтеграция зонаси (гравий); 3 - гидрослюда-монмориллонит-бейделитли зона; 4 - каолинитли зона; 5 -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ли охра,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  +  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ли ғилоф.

Намгарчиликнинг фаслий ўзгаришида нураш жараёнининг

сиаллитли боскичи охирига етмасдан тугайди. Бунга ёрқин мисол бўлиб Чотқол тизмасининг жанубий-ғарбий етакларида Суренота гранитоид штоги юзасида ривожланган нураш пўстининг кесмаси мисол бўла олади (2.4-расм).



2.4-расм. Суренота гранитоид штоги юзасидаги нураш маҳсулотлари (Чотқол-Курама тизмаси): а) дезинтеграция зонаси; б) колливий ётқизикларида сақланиб қолган бирламчи структуралар (Х.Чиникулов фотосуръати)

Кластик (булакли) боскичда туб жинсларнинг механик парчаланиши маҳсулотлари – йирик ва майда донатор булаклар ҳосил бўлиши, яъни физик нураш устунлик қилади. Уларнинг минерал таркибида деярли ўзгариш рўй бермайди. Совук иқлимда нураш жараёни ушбу боскич билан чекланади.

Сиалит боскичи кимёвий (ишқорий) нурашнинг бошланғич

босқичидир. Силикатлар ва алюмосиликатларнинг кимёвий парчаланиши бошланиб, ишқорий ва ишқорий ер элементларининг эритмаларга олиниши туфайли юзага келадиган ишқорли муҳитда кечеди. Сметтит гуруҳининг гилли минераллари (монтмориллонит, нонтронит) ҳосил бўлади. Тоғ жинсларида кальций миқдори кўп бўлганда кўпинча  $\text{CaCO}_3$  пайдо бўлади. Мазкур босқич муътадил иқлимли ва замонавий тоғ элювийи орасида кенг тарқалган.

Нурашнинг тўйинмаган сиалит қобиғи ҳосил бўлишининг кейинги босқичида нураш маҳсулотларидан ишқорий ва ишқорий ер элементларини олиб чиқиш давом этади. Муҳитнинг реакцияси кислотали ( $\text{pH} < 5$ ). Сметтитлар ҳисобига каолинит ва галлуазит ҳосил бўлади. Карбонатлар олиб чиқилади. Бу босқич мул намлик шароитида, гумид иқлимда жадал кечеди (2.3-расм).

**Аллитли босқич.** Ер юзаси шароитларида гилли минералларнинг кейинги парчаланиши энг барқарор саналган алюминий, темир ва кремнийнинг оксидлари ва гидроксидларининг (гиббсит, бёмит, гётит, гидрогётит, опал) ҳосил бўлиши иссиқ муҳитда, ўзгарувчан-нам иқлимда амалга ошади.

Нураш жараёнларининг босқичлилиги турли минерал таркибли нураш пўстининг шаклланишига олиб келади. Туб жинсларнинг кимёвий нураш жадаллиги ва чуқурлигига иқлимнинг таъсири турли материал ва минерал таркибли нураш пўстининг ривожланишига сабабчи бўлади (2.3-расм).

**Совуқ Арктика ва Антарктида иқлими ва баланд тоғ музликлари вилоятлари.** Ўсимликлар қопламаси мавжуд бўлмаганлиги сабаб, кимёвий жараёнлар кечмайди. Тоғ жинсларнинг механик (физикавий) парчаланиши устиворлик қилади, ўлчами йирик бўлақлардан тортиб то майда заррачаларгача боровчи бўлакли материал ҳосил бўлади.

**Муътадил иқлим вилоятлари.** Нураш қобиғи кесмасида бир неча горизонт ажратилади (2.3-расм).

1. Нурамаган туб жинслар.
2. Туб жинсларнинг қисман нураган сиртида структура ва текстура хусусиятлари сақланиб қолган дезинтеграция зонаси.
3. Гидрослюда-сметтитли (монтмориллонит-бейделитли) зона.
4. Каолинитли зона.
5. Темирли қалпоқ (темир ва алюминий гидроксидлари).

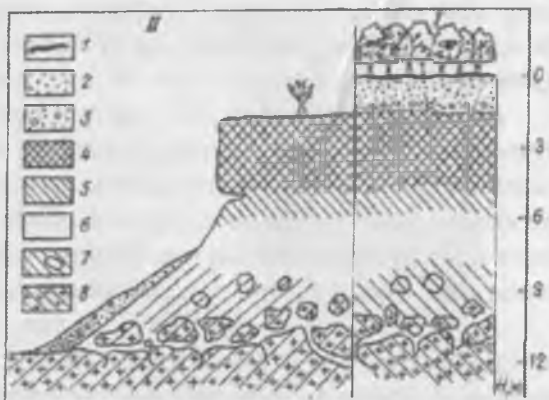
Грунт сувлари сатҳи ўзгарувчан бўлган иссиқ, намгарчилик даври алмашилиб турувчи субтропик ва тропик иқлим вилоятларида куруқ даврда грунт сувларининг кислоталилиги ортади ( $pH < 4$ ), кимёвий парчаланишнинг интенсивлиги ва чуқурлиги ошади.

Каолинитли ядро бузилиб, алюминий гидроксидлари, кремний кислота (опал), эрувчан бикарбонатлар ва карбонатлар ҳосил бўлади. Нураш қобиғи кимёвий қайта ишлаш чуқурлигини акс эттирувчи бир неча горизонтлардан иборат бўлиб, латерит (аллит) профили шаклланади (2.5-расм).

Бой усимлик қопламасига эга бўлган экваториал минтакаларда ерости сувлари сатҳи кескин ўзгармайди. Нураш зонаси бутун йил

давомида намлигича қолади, ерости сувларининг нордонлиги ошмайди ва каолинит зонаси бузилмайди, алюминий гидроксидлари ва кирасалар ҳосил бўлмайди.

**Арид иқлим вилоятлари.** Уларда туб тоғ жинсларининг кимёвий нураши ўзига хос хусусиятлари билан ажралиб туради. Сув тақчиллиги сабаб карбонатларнинг бир қисми жуда майда заррачалар ҳолида ўз жойида қолади ёки саёз чуқурликда чуқмага ўтади. Жинсларнинг асосан физик нураши устиворлик қилади. Саҳро рельефини характерловчи турли ўлчамдаги бўлакчи материал тўплами ҳосил бўлади. Арид иқлимнинг феномени бўлиб артезиан ва нефтгазли ҳавзаларнинг (НГХ) канотларида ўтказувчан сувли горизонтларда катлам оксидланиш зоналарининг вужудга келиши ҳисобланади. Бунда ости ва устки чегараси сув ўтказмайдиган киритувчан сувли горизонтларда метеор сув инфильтрацияси учун



2.5-расм. Суданда тропик ўрмон остида (I) ва эрозия туфайли қисқарган (II) латеритли нураш қобиғи профили (Бурлин ва бошқ., 1991). 1 - чиринди горизонти; тупроқ; 2 - жигарранг гравий, 3 - қизил рангли конкрециялар; 4 - кираса; гил 5 - олачипор, 6 - ок; 7 - ҳарсангли элювий; 8 - туб жинслар

қулай шарт-шароитлар яратилади (1.1-расм). Ҳозирги кунда қатлам оксидланиш зоналари аломатлари Фаргона НГХ эоцен ётқизикларида 3 кмгача чуқурликда, Амударё НГХ шимолий-шарқий блоги юқори бўр ётқизикларида 2000 метргача чуқурликда (Е.М.Головин маълумотлари бўйича) кузатилади. Оксидланиш зоналари қийиклашган жойларида Se, U, Mo, нодир элементлар конлари жойлашади.

Нураш қобиғининг ҳосил бўлишига, сақланишига ва морфологиясига, иқлимдан ташқари, тектоник ҳаракатлар ҳам ҳал қилувчи аҳамият касб этади. Барқарор чуқаётган ер юзасида доимий чўкинди ҳосил булиш кузатилади ва нураш қобиғи ҳосил бўлмайди. Юқори тезликда кўтарилаётган тоғларда рельефнинг парчаланганлиги нураш қобиғининг шаклланишига, кучли ювилиш ва денудацияга тўсқинлик қилади. Катта қалинликдаги нураш қобиғининг шаклланиши учун минтақанинг секин барқарор кўтарилиши ёки кимёвий нурашда эрийдиган маҳсулотларнинг чиқиб кетиши учун қулай гидрогеологик шарт-шароитлар мавжуд бўлиши зарур.

Минералогик таркиби бўйича, асосан гидрослюда-сметтитли, каолинитли, латеритли (аллитли) нураш қобиғи ажратилади. Морфологияси бўйича майдонли ва чизикли нураш қобиғи ривожланади.

**Майдонли нураш қобиғи** тектоник сокин жойларда, кенг сувайирғичларда, бепоён текисланган майдонларда ривожланади.

**Чизикли нураш қобиғи** тектоник ёриқлар зоналарида жойлашган бўлади ва асосан бурмали тоғли ўлкаларда ҳосил бўлади. Пенепленларда улар кўпинча майдонли нураш қобиғининг чуқурликдаги давоми ҳисобланади ва уларнинг қалинлиги сезиларли даражада ортади.

Ернинг геологик тарихида минтақавий нураш қобиғи ҳосил бўлиши архейдан бошлаб тўртламчи давргача кўп марта ривожланган. Ўрта Осиё худудида кузатиладиган энг кенг тарқалган нураш қобиғи герцин тектогенезидан кейинги даврларда ривожланган. Нураш қобиғи билан кўпчилик чўкинди минерал ресурслар, шу жумладан нефт ва газ конлари боғлиқ. Нураш қобиғининг вертикал зоналлиги унда қулай коллекторлик (дезинтеграция зоналари) ва флюидўтказмаслик хусусиятларига эга (сметтитли ва каолинитли гилли зоналар) бўлган, геоморфологик ва

стратиграфик экранловчи туткичлар шаклланишига олиб келади.

Геоморфологик туткичлар шаклланиши учун тектоник фаоллашувнинг кейинги босқичларида ўзгарган, кенг майдонлардаги нураш қобиғига эга бўлган қадимий пенепленлар жуда қулай ҳисобланади. Бундай геоморфологик туткичлар неотектоник (алп) босқичида тектоник фаоллашган Урта Осиёнинг нефть ва газ ҳавзаларида постгерцин пенепленининг кўтарилган палахсаларида топилиши мумкин. Стратиграфик экранланган туткичлар ҳам постгерцин пенепленининг палеозой чуқинди жинсларида шаклланиши мумкин. Уларда эрта мезозой-кайнозой нураш қобиғи устида номувофик ётувчи флюид тутувчи ёткизликлар ҳосил бўлиши мумкин.

Шундай қилиб, ер юзасида гиперген шароитларда туб тоғ жинсларнинг бурдаланиши ва қайта ўзгариши нураш қобиғининг ҳосил бўлиши билан яқунланади. Нураш жараёнида моддаларнинг дифференциацияси амалга ошади:

- нураш қобиғидан ерости ва ерусти сувлари орқали эритмага ўтган бирикмалар ташқарига олиб чиқиб кетилади.

- нураш пусти ўрнида Ер юзасида гиперген (экзоген) шароитларда вужудга келган қолдик моддалар (минераллар) қолади. Бу қолдиклар гиперген шароитда беқарор эндоген минералларнинг кимёвий парчаланиши ва уларга атмосфера, гидросфера ва биосфера моддалари – кислород, сув, карбонат ангидрид, камроқ хлор ва олтингугурт қўшилиши туфайли вужудга келади.

- қолдик маҳсулотлар бўлиб экзоген шароитларда чидамли бўлган гипоген минераллар - кварц ва аксессуар минераллар, соф олтин, платина ва бошқалар саналади.

Янги ҳосил бўлган гиперген минераллар ва барқарор гипоген минераллар қолдик жинсларни ташкил этади. Яъни, гипергенезнинг узига хос хусусияти - седиментогенез босқичини четлаб ўтиши ва қолдик жинсларнинг ҳосил бўлиши саналади. Улар туб жинсларнинг ўзгарган жойида қолади. Қолдик жинслар ювилишида яна бўлакли зарралар, коллоид ва сувда эрувчан моддалар ҳосил бўлади ва улар ташилиш давомида нураш қобиғида кимёвий ўзгаришнинг барча босқичларини ўтамаган ювилиш ҳудудларида физикавий нураш (механик парчаланиш), организмлар фаолияти маҳсулотлари ва вулканоген материаллардан ҳосил бўлган жинслар билан аралашиб кетади. Турли материалларнинг интеграцияси (аралашиб кетиши)



янги литогенетик цикл: седиментогенез → диагенез → катагенез бошланиши учун бошланғич ҳосил қилади.

### **Назорат саволлари:**

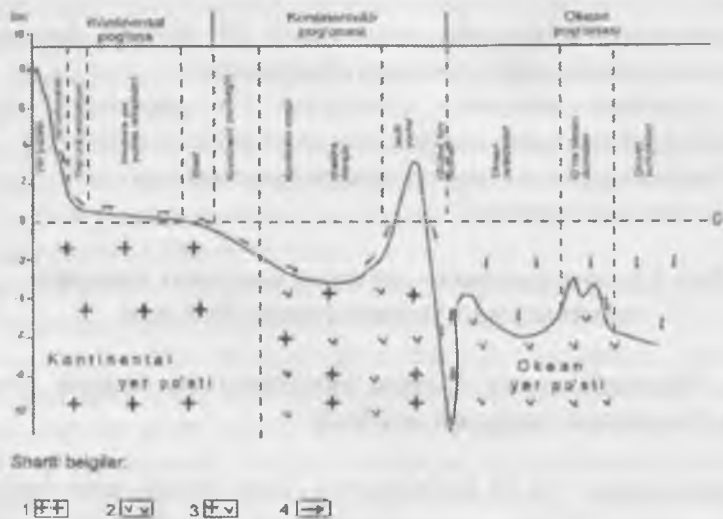
1. Физик ва кимёвий нураш жараёнларнинг дифференциацияси нима?
2. Кимёвий нурашнинг асосий омиллари қайсылар?
3. pH қиймати бўйича сувли эритмаларнинг реакциясини айтиб беринг.
4. Оксидловчи-тикловчи потенциал  $E_h$  бўйича ерости ва ерусти сувларида қандай вазиятлар кузатилади?
5. Оксидловчи-тикловчи потенциал  $E_h$  катталиги табиий сувларда қандай ингредиентлар билан тартибга солинади?
6. Кимёвий нурашга қандай кимёвий реакциялар хос?
7. Нураш қобиғи нима?

### **3-боб. Седиментогенез – материалларнинг ювилиш, ташилиш ва чуқмага ўтиши босқичи**

#### **3.1. Чуқинди ҳосил бўлиш, ташилиш ва охириги ҳавзада чуқмага ўтишининг энергия манбаси**

Ўтган асрнинг 40-50 йилларигача Дунё океани акваториясида чуқинди ҳосил бўлиш шароитлари ва чуқиндилари ҳақида маълумотлар жуда кам эди. Кўпчилик геологлар Ер қобиғининг асосий структуравий элементлари - континентлар ва океанларнинг вужудга келиши ва шаклланиши бўйича фиксistik фикрда бўлишган. Уларнинг фикрича, барча денгиз чуқиндилари факат саёз денгиз шароитларида ҳосил бўлган, аммо ҳозирги шельфларда сув ости оқимлари, нисбатан "чуқур сув" ботикликлари чуқиндилари кузатилади, уларда нисбатан "чуқур сувли" турғун шароитларда юпқа деворли чиғаноқлар ва блар каби органик моддаларга бой гилли чуқиндилар тупланади [48]. Лекин океан ва континентал қобикнинг бевосита ривожланиши ҳақидаги гипотезалар тарафдорлари, континентларда қадимий денгиз ҳавзаси чуқурроқ ётқиқиқлари бўлиши муқаррарлиги ҳақида фикр билдирдилар. Бунга ҳозирги даврда қалин континентал пўстга эга хар бир район илгари Ер пўсти шаклланишининг океан ва океан-материк поғоналарини

муқаррар ўтганлиги тўғрисида далиллар келтирилган. Масалан, Марказий Осиёда, Ер қобиғининг аввалги (томатерик) ривожланиш босқичларидаги белгилари палеозой ва ундан қадимий ётқизикларда учрайди. Ечим ва далиллар Н. М. Страховнинг қиёсий-актуал тадқиқот усулида асосланган ва амалга оширилиши керак [44]. Бу усул континентал, токонтинентал ва океан босқичларидаги замонавий полудинамик ландшафт зоналарига тегишли ётқизиклар ҳосил бўлиши хусусиятларини билишга асосланади (3.1-расм).



3.1-расм. Ер юзаси (литосфера) рельефи поғоналари: 1 - континентал қобик; 2 - океан қобиғи; 3 - субокеан қобиғи (континент ёнбағри); 4 - чуқинди материаллар ташилишининг бош оқимлари йўналиши.

Замонавий чуқинди ҳосил бўлиши - табиий жараёнлар Ернинг ташқи қобиғини ташкил этувчи: литосфера, атмосфера, гидросфера, биосферада ва коинот бўшлиғида кечадиган ва чуқинди ҳосил бўлишида ўз ифодасини топган ҳодисаларнинг биргаликдаги натижасидир. Геосфералар ва коинот бўшлиғининг ўзаро таъсири литосфера плиталари ётқизикларининг (қадимги жинсларнинг парчаланиш маҳсулотлари), гидросфера ва атмосфера (седиментацион сувлар ва уларда эриган газлар), биосфера (органик моддалар) ва коинот материалларининг кўмилишига олиб келади. Чуқинди ҳосил бўлиш жараёнлари материклар ва океанлар юзасини – яъни Ернинг бутун юзасини қоплайди.

Литосфера юзаси баланд тоғлардан бошлаб то океан ботикликларига қадар тектогенез жараёнлари туфайли вужудга келган бўлиб, Ер пўстининг геодинамикаси билан боғлиқ бўлади [36]. Литосфера юзаси – бу рельеф поғоналарини яратишда тектогенез жараёнлари орқали ифодаланган геодинамик чуқурлик жараёнларнинг намоён бўлишидир. Шундай қилиб, геодинамика ва тектогенез охир-оқибатда чуқинди ҳосил бўлиш ва литогенез турларини, яъни Ер (литосфера) юзаси поғоналари: континентал, токонтинентал, океан поғоналарини белгилайди (3.1-расм) [2].

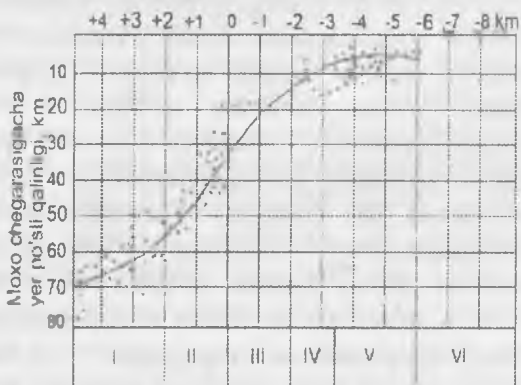
Континентал поғона куруқлик тепаликлари, тоғолди текисликлари, чекка куруқлик текисликларни ва денгиз шельфини ўз ичига қамраб олади.

Токонтинентал поғонага континент ёнбағри ва континент этаклари қиради. Унинг чегараси атлантика туридаги пассив чеккалар "турбидитли" текислигининг ташқи чегаралари ёки фаол континентал четларидаги ороллар ёйи ўқи бўйича ўтказилади [33].

Океан поғонаси океан туби абиссал текисликлари ва тепаликларини ўз ичига олади. Литосфера юзасида рельеф поғоналарини ажратиш Ер қобиғининг чуқурлик тузилиши ва калинлиги билан боғлиқдир (3.2-расм). Литосфера юзасида океан, субокеан

(материк чеккаси) ва континентал [31] каби рельеф поғоналарининг шаклланиши геодинамик жараёнлар кетма-кетлигини акс эттиради ва бу ажратилган поғоналарда охир-оқибатда чуқинди тупланиш характери белгилайди.

Табиати ва намоён бўлиши бўйича чуқинди ҳосил бўлишининг ташқи ва ички кучлари (ювилиш ҳудудлари энергетикаси) ажратилади. Ички кучлар -



3.2-расм. Турли минтақалар рельефининг Ер қобиғи калинлигига боғлиқлиги (Р.М.Деменицкая бўйича): I – тоғ ҳудудлари; II– текислик ҳудудлари; III– материк саёзлиги; IV – чекка денгизлар; океанларнинг V- баттал; VI – абиссал вилоятлари.

тортишиш кучининг (гравитация) таъсири, геодинамиканинг магма-тектоник жараёнлари, магнит майдони инверцияси, ротацион жараёнлари, Ер ички иссиқлиги таъсиридан иборатдир. Қуёш энергияси, Қуёш ва Ойнинг тортишиш кучи, космик нурланиш энергиянинг ташқи манбалари ҳисобланади. Қуёш энергияси энг муҳим манба бўлиб, у Ер юзасида иқлим зоналлигини, денгиз оқимларининг вужудга келишини, музлик ва ҳаво массалари ҳаракатини, грунт сувлари сатҳининг тебранишларини ва ҳ.к. белгилайди.

Қуёш энергиясининг ҳосиласи чуқинди жинсларнинг мавжуд бўлишида катта роль ўйнайдиган тирик организмлар ва чуқинди гил минералларининг литосфера чуқурлигида қайта ўзгаришидан ҳосил бўладиган энергия ҳисобланади (В.И. Вернадский). Ташқи энергиянинг муҳим манбаи бўлиб Қуёш ва Ойнинг тортишиш кучи санатади. Уларнинг океанлар ва қуруқликка таъсири денгиз қирғоғидаги сувнинг кўтарилиши ва қайтиши, денгиз оқимларининг пайдо бўлиши ва органик дунё таракқиётида намоён бўлади. Қуёш энергияси (қуёш фаоллиги) сусайган пайтларда ташқи манбага космик нурланиш салмоқли ҳисса қўшади (Кузнецов, Симкин, 1990).

Седиментация ҳавзасида чуқинди ҳосил бўлиши чуқинди материал ташиб келтирилишисиз мумкин эмас (нураш қобиғидаги чуқинди жинсларнинг ҳосил бўлиши бундан мустасно). Чуқинди ҳосил бўлишида доимо терриген материаллар келтирилиши шарт. Шунинг учун, ташилиш ва чуқиш бир-бирига боғлиқ бўлган седиментациянинг иккита изчил жараёнларидир. Чуқинди ётқизикларининг ҳосил бўлиши материал ташилиш йўлларидаёқ бошланади ва чуқинди тупланиш ҳавзасида тугайди. Чуқинди материалларнинг ташилиши гравитацион чуқинди оқимлари фаолияти билан боғлиқ бўлиб, у литосфера рельефи поғоналари бўйлаб юкори гипсометрик сатҳлардан пастга қараб бутун Ер юзаси бўйлаб, қуруқлик тепаликларидан то океан ботиқликларигача бутун дунё тортилиш кучи қонунига мувофиқ амалга ошади [32]. Жойнинг қиялигини пасайиши рельеф энергиясини камайишига олиб келади, гравитацион оқимларнинг тезлиги сусаяди ва улар ташиб келтирган материаллар уша гравитацион кучлар таъсири остида чуқмага ўтади.

Гравитация кучларидан ташқари чуқинди материал ташилишига фаол тоғ ҳосил қилувчи ороген ва текислик ҳосил қилувчи пассив пленоген ёки оралик тектоник режимда намоён

бўлувчи магма-тектоник жараёнлар таъсир курсатади. Бу фарқлар рельеф энергиясини белгилайди. Бу энергия рельеф нишаблиги ва чуқинди ҳосил бўлишига мувофиқ чуқманинг гравитацион ҳаракатига сабабчи бўлади [38, 39, 41].

Ювилиш худудларидаги эрозия ва денудация рельефнинг энергиясига боғлиқ бўлади. Рельеф энергияси юқори бўлганда фаол эрозия ва денудация содир бўлади. Тог жинсларининг физик нураши жадал кечади. Кимёвий нураш ҳатто қулай иқлим шароитида ҳам тог жинсларининг физик нураши туфайли парчаланган материалларни қайта ишлаб улгурмайди. Тоголди текисликлари ва кейинчалик оқимларнинг охириги ҳавзаларигача вақтинчалик сув оқимлари ва дарёлар орқали олиб чиқилган чуқиндиларда фақат химик нураш кучсиз таъсир этган булакли материал устиворлик қилади (1.1-расм).

Пленоген (текислик ҳосил қилувчи) режимда ювилиш худудлари ва рельефнинг суств энергияси кимёвий нураш жараёнларининг ривожланиши учун энг қулай шароитлар яратади. Оқимларнинг охириги ҳавзаларига коллоид ва субколлоид заррачалар ҳамда чин эритмалар шаклида кимёвий нураш жараёнлари томонидан яхши қайта ишланган терриген материаллар етказиб берилади.

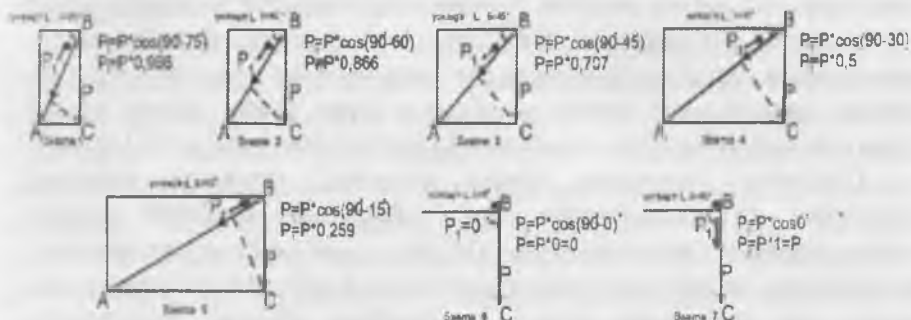
Рельеф энергияси Ер юзасига яқин жойлашган ҳар қандай материал нуктадаги оғирлик кучида  $P$  намоён бўлади. Ер юзасидаги бу нуктада тортишиш йуналиши унга вертикал (тик) бўлади. Чуқинди материалларнинг (булақлар, доналар), коллоид ва субколлоид эриган моддаларнинг ва ташувчи омилнинг ўзи (сув, шамол<sup>1\*</sup>, муз) Ер юзасининг гравитацион ҳаракати қиялик бурчаги (рельеф нишаблиги) билан белгиланади. Яъни Ер юзаси қиялик бурчаги қанча катта бўлса, оғирлик кучининг ( $P$ ) чуқинди зарраларини (булақларини) рельефнинг гипсометрик юқори нуктасида пастки нуктасигача ташувчи ташкил этувчиси ( $P_1$ ) шунча катта аҳамиятга эга бўлади.

Агар рельеф чизиги тик (бурчак  $90^\circ$ ) бўлса, оғирлик кучининг ( $P$ ) ташкил этувчиси ( $P_1$ ) узаро тенг бўлади:  $P_1 = P$  ва берилган

---

<sup>1</sup> \* Эслатма. Ҳаво оқимлари чуқинди зарраларни рельефнинг ёнбағир бўйлаб юқорига ташини ва ер юзасидан бир неча километр баландликка кўтариши мумкин (қаранг қуйида). Бу тортишиш қонунларига зид, аммо, ҳатто бир неча километр баландликка кўтарилганда ҳам, ҳаво оқими кучи пасайиши билан улар гравитацион кучлар таъсирида ер юзасига қайтиб тушади

материал нукта учун максимал кийматга эга бўлади. Агар жойнинг қиялик бурчаги вертикалдан ( $90^\circ$ ) горизонталгача (рельеф бурчаги  $0^\circ$ ) пасайса сурилувчи материал нукта аста-секин 0 га интилади (рельефнинг қиялик бурчаги 0), яъни ёнбағир бўйлаб бўлакнинг сурилиш кучи ( $P_1$ ) ҳам 0 га яқинлашади ва бўлак (материал зарра) горизонтал текисликда (қиялик бурчаги 0) сурилмайди, балки ўзининг ҳосил бўлган жойида тинч ҳолатда бўлади. Бу қуйидаги расмларда акс эттирилган.



Берилган расмлардан қуйидагилар келиб чиқади:

1. Ёнбағир бўйлаб заррани (бўлакни) силжитувчи оғирлик кучи  $P$  нинг ташкил этувчиси  $P_1$  тенг:  $P_1 = P \cos B$ .

2. Рельеф ёнбағри  $75^\circ$  дан  $15^\circ$  гача камайганда оғирлик кучи  $P$  нинг ташкил этувчиси  $P_1$  уч мартадан ортиқ камаяди: ёнбағир қиялиги  $15^\circ$  да  $P_1 = P \cdot 0,259$ , ёнбағир қиялиги  $75^\circ$  да  $P_1 = P \cdot 0,966$  бўлади.

3. Рельефнинг қиялик бурчаги  $0^\circ$  да (горизонтал юза)  $P_1 = 0$  ва бўлак (материал нукта) ўзининг ҳосил бўлган жойида турибди, чунки уни силжитувчи кучи 0 га тенг (6-схема).

4. Рельефнинг қиялик бурчаги  $90^\circ$  да, яъни вертикал бўлганда (материал нукта) оғирлик кучи таъсирида, яъни эркин тушиши тезлашувида  $g = 9,8 \text{ см/сек}^2$  пастга тушади  $P_1 = P \cdot \cos 0^\circ = P_1 = P_1 \cdot 1 = P$ .

Шундай қилиб, чўкинди материални кўчириш ва чўктиришда энергиянинг бош манбаи  $E_p$ , Қуёш ва Ойнинг гравитация кучлари ҳисобланади. Уларнинг вужудга келиши чўкинди ташилиши ва чўкинди ҳосил бўлишининг физикавий ва географик (ландшафт) шароитларини шакллантирувчи оротектоник режим билан белгиланади. Улар оқимнинг охириги сув ҳавзаларига - қўллар, чекка денгизлар ва Дунё океани тубига чўкинди моддаларни ташиш

омилларини – сув, муз, ҳаво фаолиятини таъминлайди. Бу В.В. Докучаевнинг табиатнинг зоналлиги ҳақидаги таълимотига, динамик фациал таҳлил ва орогидрографик фациал комплексларни ажратишга асосланган [15].

А.П.Лисицин маълумотлари кўра, Дунё океанига континентлардан Ер юзасидаги барча дарёлар томонидан гилли лойқа сифатида ташиб келтирилаётган материал 22,1 млрд.т/йилни ва ион-эриган ҳолда - 3,2 млрд. т/йилни, жами  $22,1+3,2=25,3$  млрд.т/йилни ташкил этади. Материклардан шамол ёрдамида ташиб келтирилаётган материал 7,6 млрд.т/йилга тенг. Музликлар, харсанглар, ғулаклар ва майдаланган тоғ жинслари шаклида шимолий ва жанубий қутбларнинг юқори кенгликларидан Дунё океанига 1,5млрд.т/йил миқдорида материал ташиб келтиради [18, 19, 20]. Шимолий яримшарда Гренландиядан айсберглар ўзларига ёпишган бўлакли материаллар билан Гибралтар бугози кенгликларигача, жанубий ярим шарда Антрактидадан  $30-32^{\circ}$  кенгликларгача етиб келади. Шунинг учун ҳам Гаррелс ва Макензи Антарктида музликлари терриген материалларнинг ярмидан кўпини Дунё океанига олиб келади деб ҳисоблашади [1].

Вулкан фаолияти туфайли факат куруклик вулканлари Ер юзасига йилига  $200-250 \text{ км}^3$  қаттиқ ва суюқ материалларни чиқариб беради. Бу миқдордан тахминан  $2/3$  қисм, яъни  $140-170 \text{ км}^3$  атмосферадан океанлар ичига тушади. Узунлиги 70.000 км ни ташкил етадиган Ўртаокеан тизмалари рифт зоналаридан Дунё океанига келиб тушаётган чуқурлик материали миқдорини аниқлаш мушкул иш. Турли ҳисоб-китобларга қараганда Коинотдан Ер юзасига ҳар йили 7-8 минг тоннадан 5 миллион тоннагача материал келиб тушади (Бурлин ва б., 1991). Денгиз қирғоқларидан уринма тулқинлар абразияси 0,5 млрд.т/йил материал етказиб беради.

Юқорида қайд этилган чуқинди материалларнинг седиментация ҳавзалари бўйлаб ташилиши ва тақсимланиши чуқинди гравитацион оқимлари орқали амалга оширилади. Чуқинди оқимида чуқинди юкламаси (қаттиқ ва эрувчан) ва ёндош муҳит - сув, ҳаво, муз ажратилади. Чуқинди материалларнинг чуқмага ўтиши нафақат ташиш муҳити динамикаси, балки ташиш омилининг физикавий хусусиятларига ҳам боғлиқ. Литосфера юзасида сувли муҳитдаги чуқинди оқимлари ҳукмрон бўлади. Ҳаво (эол) оқимлари, музликлар ва муз орқали ташилиш камроқ аҳамиятга эга [9].

Қуруклик тепаликлари, тоғолди текисликларида ташилишнинг характерли омили бўлиб селлар саналади. Селлар тоғ жинсларнинг турли ўлчамдаги бўлаклари, муаллақ яримсуюқ майда заррали гилли массада иборат юқори зичликдаги қовушоқ оқимлардир. Улардаги сувнинг улуши оқим ҳажмининг фақат 30-40% ни ташкил этади. Ҳаракати тезлиги 1 дан 40-50 км/соат гача етиб, унча катта бўлмаган сойлар ва тор даралар бўйлаб ҳаракат қилади. Асосий дарёнинг водийга чиқишида ва тоғ этакларида конуссимон қопламалар шаклида тарқалиб кетади. Улар майда шағал-қум-гил массасидан иборат бўлиб, таркибида ёмон думалоқланган харсанглар ва ўлчами 2-3 см ли тоғ жинслар бўлаклари ва ўсимлик қолдиқлари учрайди. Остидаги субстратнинг ювилган юзасига ётади.

Турбулент оқимда дарёнинг материал ташиш кучи оқим тезлигига боғлиқ. Тоғ дарёлари учун тезлик 5-8 м/сек ни ташкил этади, улар ўлчами 100 мм дан катта глибалар ва харсангларни оқим тагида юмалатиб ва судраб ташиши мумкин (3.1-жадвал). Текислик дарёларининг максимал тезлиги 1,5-1,6 м/сек ва улар ўлчами 50 мм гача борадиган ғўлакларни оқим тубида юмалатиб кўчириши мумкин.

### 3.1-жадвал

**Оқим чуқурлиги 1 м бўлганда биржинсли чукинди зарраларини ҳаракатта келтириш учун зарур бўлган оқимнинг минимал тезлиги (Л.Б. Рухин бўйича) [37]**

| Заррачалар<br>ўлчами, мм | Оқим тезлиги,<br>м/сек | Заррачалар<br>ўлчами, мм | Оқим тезлиги,<br>м/сек |
|--------------------------|------------------------|--------------------------|------------------------|
| 0,05                     | 0,35                   | 15,00                    | 1,10                   |
| 0,25                     | 0,50                   | 25,00                    | 1,20                   |
| 1,00                     | 0,60                   | 50,00                    | 1,50                   |
| 2,50                     | 0,70                   | 75,00                    | 1,75                   |
| 5,00                     | 0,85                   | 100,00                   | 2,00                   |
| 10,00                    | 1,00                   | 150,00                   | 2,20                   |

Чекка текисликларда дарё оқимининг тезлиги 1,5-1,6 м/сек га боради (3.1-жадвал) ва улар ўлчами 50 мм га етадиган ғўлакларни ташиши мумкин (Чирчик дарёси, Чиноз яқинида). Ўлчами 0,05-1 мм бўлган қум доналари тезлиги 0,3-0,6 м/с бўлган текислик дарёлари ёрдамида ташилади. Қум доналари (0,05-1 мм) салтация (сакраб-сакраб ва айланиб) усулида ташилади. Алевроитли (0,05-0,005 мм), гил ёки субколлоид (0,005-0,0001 мм) ва коллоид заррачалар ( $1 \cdot 10^{-4}$ -



$1 \cdot 10^{-7}$  мм) муаллақ ҳолда ташилади ва дастлабки шаклини йўқотмайди, яъни юмалоқланмайди (3.3-расм). Эриган ҳолда (заррачалар ўлчами  $< 1 \cdot 10^{-7}$  мм) хлоридлар, сульфатлар, ишқорий ва ишқорий-ер элементлари икарбонатлари, камроқ миклорда органик моддалар (ОМ), кремнезем ( $\text{SiO}_2$ ), марганец, темир ва фосфор бирикмалар ташилади.

Эритмада (р), оким тубида судралиш (суд.) ва муаллақ эритма (муал.)

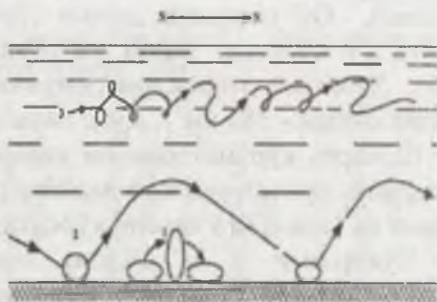
ташиладиган моддаларнинг нисбати куйидагича [24]:

Тоғ дарёлари: 100 (р): 85 (суд.): 622 (муал.)

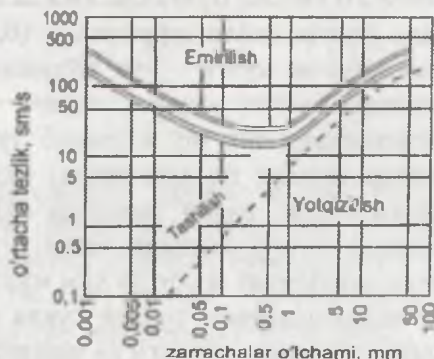
Текислик дарёлари: 100 (р): 4 (суд.): 53 (муал.)

Тоғ дарёларида, ҳатто йўл-йўлакай чуқишда ҳам, бўлакли материал қисми эриган моддалардан устун туради. Текислик дарёларида эритманинг бўлакли материалдан ажралиши эритмада ташилиш устиворлигига олиб келади.

Шундай қилиб, дарёларнинг ташиш кучи оким тезлигига боғлиқ: тоғ дарёлари окимнинг охири хавзасига қаттиқ ва муаллақ ҳолда ион-эритма шаклидаги моддаларга нисбатан 7-8 марта кўп материал ташиб келтиради; текислик дарёлари учун моддаларнинг эриган шаклида олиб келиниши характерли бўлади. Бу далилий маълумотлар билан тасдиқланган.



3.3-расм. Сув ёки ҳаво оқимида бўлақлар ташилиши: Н-Н -ташувчи суюқ оким йўналиши; 1 – бўлақларнинг оким туби бўйича думалаши; 2 – сакраш (салтация); 3 – муаллоқ лойка ҳолида ташилиши (Без-бородова Р.С. буйича. 1989)



3.4 – расм. Ўртача чуқурлиги 1 м бўлган ламинар оким учун турли ўлчамдаги материалларнинг ювилиш (чуқинди ҳосил бўлиш), ташилиш (сурилиш) ва чуқмага ўтиш (ётқизи-лиши) диаграммаси (Хюлстрем буйича).

Масалан, Об текислик дарёси (ўртача йиллик оқими -  $394 \text{ км}^3$ ) йилига 14 миллион тонна материални олиб чиқади (Безбородов, 1989). Ҳимолай тизмасини ювувчи Меконг дарёси эса (ўртача йиллик оқими -  $387 \text{ км}^3$ ). Дунё океанига йилига 1000 миллион тонна ёки 70 марта кўп материални ташиб келтиради [55]. Бу ювилувчи тоғларнинг ороген режими дарёлар олиб чиқаётган чуқиндиларнинг ўлчами ва таркибига таъсир кўрсатишини тасдиқлайди.

Чуқурлиги 1 м бўлган ламинар сув оқимида бўлакли материалларнинг ташилиши ва чуқиши Хюлстрем томонидан экспериментал ўрганилган. 3.4- расмда эксперимент натижалари бўйича тузилган диаграмма кўрсатилган. У бўлакли зарраларнинг оқим тубидан кўпорилиши ва уларнинг ўлчами ва оқим тезлигига боғлиқлигини кўрсатади.

Расмдан кўриниб турибдики, зарралар ўлчами 0,1 мм дан кичик бўлганда уларнинг оқим тубидан кўчириб олиниши ва ташилиши тезлик  $V \approx 25 \text{ см/сек}$  бўлганда ўлчами 1,0 мм га тенг заррачаларники сингари бўлади. Ўлчами 0,01 мм бўлган майда заррачалар учун уларни оқим тубидан кўчириш тахминан  $70 \text{ см/сек}$  ортади. Ўлчами 0,001 мм ли заррачалар оқим тезлиги тахминан  $300 \text{ см/с}$  бўлганда уларнинг ювиши кузатилади. Ўлчами 0,5 мм бўлган заррачалар оқим тезлиги  $20 \text{ см/сек}$  бўлганда ювила бошлайди. Бу ҳодиса оқимнинг остида ётувчи гилли заррачалар (0,001 мм ва ундан кичик) кўпроқ туташтирувчи кучга эга бўлиши ва уларнинг ювилиши учун оқимнинг катта кучи керак бўлиши билан изоҳланади. Диаграммдан яна шу кўриниб турибдики, 0,15 мм дан йирик зарралар (қумли ва алевритли) оқим тезлиги 0,1 м/сек бўлганда чуқмага ўтади, гилли зарралар (0,001 мм дан майди) эса оқим тубидан кўпориб олинади, оқим тезлиги 0,1 см/сек бўлганда, яъни амалда ҳаракатсиз муҳитда ҳам муаллақ ҳолда қолади.

Заррачаларнинг турғун сувда оғирлик кучи туфайли чуқиши, уларнинг ўлчами, зичлиги ва шаклига боғлиқ бўлади (3.2-жадвал).

Ҳарорати  $T=15^{\circ}\text{C}$  бўлган сувда заррачаларнинг чуқмага ўтиш тезлиги  
(Н.В. Логвиненко, Хазен буйича, 1984) [25]

| Заррачалар ўл-<br>чани, мм | Чўкиш тезлиги,<br>см/сек | Заррачалар ўл-<br>чани, мм | Чўкиш тезлиги,<br>см/сек | Зарра-чалар ўл-<br>чани, мм | Чўкиш тезлиги,<br>см/сек | Заррачалар ўл-<br>чани, мм | Чўкиш тезлиги,<br>см/сек |
|----------------------------|--------------------------|----------------------------|--------------------------|-----------------------------|--------------------------|----------------------------|--------------------------|
| 1,00                       | 10,0                     | 0,3                        | 3,2                      | 0,06                        | 0,37                     | 0,015                      | 0,035                    |
| 0,8                        | 8,3                      | 0,2                        | 2,1                      | 0,05                        | 0,29                     | 0,010                      | 0,0154                   |
| 0,6                        | 6,3                      | 0,15                       | 1,5                      | 0,04                        | 0,21                     | 0,008                      | 0,0098                   |
| 0,5                        | 5,3                      | 0,1                        | 0,8                      | 0,03                        | 0,13                     | 0,005                      | 0,0038                   |
| 0,4                        | 4,2                      | 0,08                       | 0,6                      | 0,02                        | 0,062                    | 0,0001                     | $154 \times 10^{-8}$     |

Сферик заррачаларнинг сувда чўкиш тезлигининг ҳароратга боғлиқлиги  
(заррачалар зичлиги  $2,7 \text{ г / см}^3$ , М.С. Швецов буйича)

| Ҳарорат,<br>$^{\circ}\text{C}$ | Сферик заррачаларнинг сувда чўкиш тезлигининг<br>ўлчамига боғлиқлиги (мм) |                     |                     |                     |
|--------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
|                                | Ўлчами<br>1 мм                                                            | Ўлчами<br>0,1 мм    | Ўлчами<br>0,01 мм   | Ўлчами<br>0,001 мм  |
| 0                              | 6,57                                                                      | $4,9 \cdot 10^{-1}$ | $5,2 \cdot 10^{-3}$ | $5,2 \cdot 10^{-5}$ |
| 5                              | 6,64                                                                      | $5,7 \cdot 10^{-1}$ | $6,1 \cdot 10^{-3}$ | $6,1 \cdot 10^{-5}$ |
| 10                             | 6,69                                                                      | $6,5 \cdot 10^{-1}$ | $7,1 \cdot 10^{-3}$ | $7,1 \cdot 10^{-5}$ |
| 20                             | 6,74                                                                      | $8,0 \cdot 10^{-1}$ | $9,2 \cdot 10^{-3}$ | $9,2 \cdot 10^{-5}$ |

Жадваллар (3.2, 3.3) таҳлили, майда заррачаларнинг (0,01, 0,001) чўкиш тезлиги ҳароратга, яъни қовушоқликка боғлиқ эканлигини кўрсатади ва Стокес қонунга мувофиқ сув ҳарорат  $0^{\circ}\text{C}$  дан  $20^{\circ}\text{C}$  га ошганда бу тезлик 77% гача ортади. Ўлчами 1,0 мм зарраларнинг чўкиш тезлиги амалда сув ҳароратига боғлиқ эмас.

Дағал қум, гравий, ғулакча доналар радиуси илдиз квадратига пропорционал (мутаносиб) бўлади:

$$V = \sqrt{\frac{4(d_1 - d_2)g \times r}{3d_2}}$$

бунда  $V$  - чўкиш тезлиги, см/с;  $d_1$  - заррача зичлиги,  $d_2$  - сув зичлиги,  $\text{г/см}^3$ ;  $g$  - эркин тушиш тезланиш,  $g$  - заррачанинг радиуси.

Кум доналари ва алеврит зарралари (1,0-0,05 мм) Стокс қонунига мувофиқ ҳўкади:

$$V = \frac{2}{9} \cdot r^2 \frac{d_s - d_f}{\mu}$$

бу ерда  $\mu$  - сув ковушоклиги, Па с

Стокс қонуни зарралар шарсимон шаклга эга бўлганда тўғри келади. Лекин чукинди материалларда куп микдорда призматик, пластинкали (карбонатлар, пироксенлари) ва варақсимон, тангачали (слюдалар) заррачалар мавжуд бўлади. Л.Б.Рухин носферик заррачалар сферик заррачаларга нисбатан 25-60% секин ҳўкади, деб ҳисоблайди. Чукиш тезлиги зичликка ҳам боғлиқ. Масалан, 1-2 мм кварц доналари билан солиштирма огирлиги юқори бўлган ўлчами 0,4-0,8 мм дан 0,6-1.1 мм гача борадиган гранат, магнетит, илменит ва бошқа маъданли минераллар бирга ҳўкади. Шунинг учун ташилиш ва чукишнинг бошқа омиллари доимий бўлганда ҳўкаётган бўлакли материал аралаш донали бўлади.

Сувли муҳитда ташиладиган коллоид ва субколлоид заррачалар ҳолидаги кимёвий нураш маҳсулотлари барқарор суспензиялар ва коллоид эритмалар ҳосил қилади. Уларнинг чукиши коагуляцияда, яъни коллоид ва субколлоид заррачаларнинг ивишида амалга ошади. Улар терриген заррачаларга нисбатан ҳаракатчанроқ булиб, сув оқимлари ёрдамида анча узоқ масофадаги седиментация ҳавзаларига ташиб кетилади.

Океан сувлари кесмасида ҳарорат ва зичлик (туз концентрацияси буйича) чегарасида доимий уюрма оқимлар фаолият кўрсатади ва океан сувлари амалда деярли ҳеч қачон тинч бўлмайди. Шунинг учун ҳам юпқа дисперсли коллоид ва субколлоид зарраларнинг чукиши фақат гравитация кучи билан белгиланганда улар ҳеч қачон ҳўкмаган бўлар эди. Улар ҳайвонларнинг (филтрантлар) ҳаёг-фаолияти туфайли ҳўкмага ўтади. Филтрантлар узи орқали океан сувини ўтказади ва юпқа дисперсли коллоид ва субколлоид зарраларнинг чукишини амалга оширади. Бунда уларнинг ахлатларидан каттароқ пелитли уюшиқлар ҳосил булиб, улар гравитация кучи таъсирида океан сувидан тубига ҳўкади [18].

Чин эритмалар қабилида ташилувчи моддалар янада ҳаракатчан бўлади. Бу гуруҳда, органик моддалар (ОМ), кремнезем, фосфатлар, темир бирикмалари, кальций ва магнийнинг бикарбонатлари суст ҳаракатчан саналади. Улар, асосан,

организмларинининг ҳаёт-фаолияти туфайли сувдан ўзлаштирилади ёки кимёвий чуқиш учун концентрацияси етарли даражага келганда вужудга келади. Купроқ ҳаракатчан бўлган кальций, магний, натрий ва калийнинг сульфатлари ва хлоридлари сувли муҳитда қолади ва уларнинг концентрацияси буғланиш туфайли тўйиниш даражасига етгандан сўнг чуқмага ўтади.

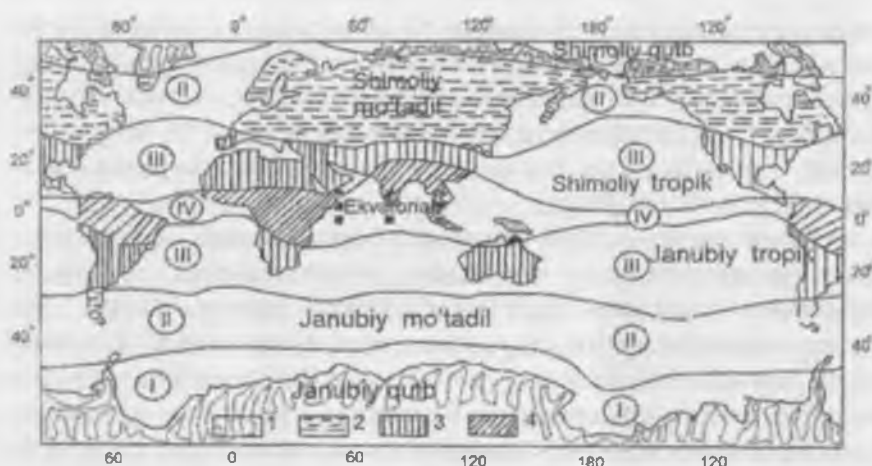
Шундай қилиб, литосферанинг барча рельеф поғоналари бўйича седиментация ҳавзалари акваториясида чуқинди материалнинг ташилиши ва чуқмага ўтиши амалга ошади. Бу ташилиш омиллари муҳитга (сув, ҳаво, муз), физикавий ва кимёвий хусусиятларга боғлиқ бўлсада, гравитация кучи таъсирида кечади. Ташилувчи чуқиндиларнинг материал таркиби уларнинг мобилизация вилоятлари ва седиментация ҳавзаларининг иқлимига бутунлай боғлиқ бўлади. Шунинг учун ҳам чуқинди ҳосил бўлиш шароитларини (седиментация) иқлимий зоналар (3.5-расм) ва ер юзасининг рельефи (3.1-расм) бўйича куриб чиқиш мақсадга мувофиқ.

### **3.2. Континентал поғонада чуқинди ҳосил бўлиши**

*Гумид иқлимда чуқинди ҳосил бўлиши  
(замонавий гумидли седиментогенез)*

Гумид иқлимда чуқинди ҳосил бўлиши муътадил нам иқлим шароитларида, нам субтропикларда, қуруқликнинг экваториал минтақаларида, чекка шельф денгизларида ва океанларда учрайди. Муътадил ва субтропик иқлимларнинг шимолий ва жанубий нам зоналарига мос равишда экваториал гумид, шимолий ва жанубий гумид зоналари ажратилади (3.5-расм).

Буғланишга нисбатан ёгингарчилик миқдорининг устунлиги билан характерланади. Мусбат ҳарорат йилнинг кўп қисмида ёки бутун йил давомида ҳукмронлик қилади. Физикавий ва кимёвий нураш жараёнлари жадал кечади. Тирик мавжудотлар ва организмлар кўп иш бажаради. Жуда кўп миқдорда терриген материаллар, эритмалар, коллоидлар, органик моддалар ва уларнинг чуқинди маҳсулотлар ҳосил бўлади.



3.5-расм. Континентларнинг иқлим зоналари (Н.М.Страхов буйича, 1960).

1 – кутбий, 2 - муътадил ва субкутбий, 3 - тропик ва субтропик, 4 - экваториал ва субэкваториал. Океанларнинг тегишли иқлим камбарлари

Модданинг қисман чўкмага ўтиши қуруқликларда ҳам амалга ошади, лекин асосий қисми оқимларнинг охири хавзаларида чўкади. Материал ташилиши ёмғир. қор эришидан вужудга келган оқар сувлар орқали амалга оширилади (делювий, пролювий, аллювий). Шамол ва организмлар ёрдамида кўчирилиш камроқ миқдорни ташкил қилади. Атмосфера ёгин-сочинлари тупрокка ва жинсларнинг ёриклари ва ғоваклари ичига шимилади. Ортиқча сув жилгалар, сойлар ва дарёларни шакллантиради ҳамда нураш ва чўкинди ҳосил бўлиш жараёнлари йўналишини белгилаб беради.

*Вақтинчалик ва доимий оқимлар ёрдамида чўкинди материаллар ташилиши*

Тоғли ҳудудларда ва текисликларда ёгингарчиликнинг кўплиги кўчки шаклланишини тезлаштиради, баландликлардан тоғ этаклари томон ёнбағирлар бўйлаб коллювий ва делювийнинг кўчиши, селлар - дагал гиллитошли окимнинг шаклланишига олиб келади. Уларда сувнинг ҳиссаси 30-40% дан ошмайди. Тоғолди текисликларига селлар жуда кўп ҳажмдаги ёмон думалоқланган ва сараланмаган материалларни олиб чиқади. Улар тоғ этакларида ва тоғолди текислигида чиқарув конусларини ташкил этади (3.6-расм). Кўпинча чиқарув конус ёйилмалари ўзаро қўшилиб тоғ этаклари бўйлаб гиллитошли шлейфларни (фанлар) шакллантиради.



3.6-расм. Материк фацияларининг блок-диаграммаси (А.И. Конюхов буйича).

Континент поғонаси чўкиндиляри: 1 – ёнбағир (делювий ва бошқ.); 2 – тоғ этағи ёйилмалари; 3 – ботқоклик; 4 – дюналар; 5 – унча катта бўлмаган дарёнинг сувусти ва сувости делталари; 6 – уринма тулқинлар ётқирикляри; 7 – оҳактошли рифлар. Токонтинетал поғона ётқирикляри: 8 – каньонлар томонидан кесиб утилувчи сувости ёнбағир кўчкиляри; 9 – сув ости каньон ёйилмаси; 10 – чуқурлик делтаси.

#### *Дарёларда чўкинди ташилиши ва чуқмага утиши.*

Тоғ дарёлари тоғолди текисликларига чиқиб ўз кучини йукотади, чунки ўзанларнинг қиялик бурчағи камаяди, уларнинг ташиш кучи пасаяди, ўзанлар бир қанча каналларга бўлиниб кетиб, ўзига хос "қуруқ" делталарни ҳосил қилади ва фақат окимларнинг бир қисмигина – районнинг бош сув артериясига ёки окимнинг охириги сув ҳавзаси - қўл, денгиз, океанга етиб боради.

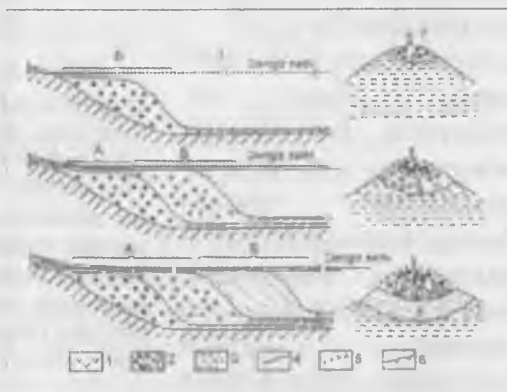
Дарёлар материалларни эритма, муаллақ ва оким остида думалатиш усулида кўчиради. Тоғ дарёлари учун уларнинг нисбати 100 :622: 86, текислик дарёлари учун 100:53: 4 бўлади.

Турбулент окимда дарёнинг ташиш кучи оким тезлигига боғлиқ. Тоғ дарёлари учун у 5-8 м/сек этади, улар катта ғўлақлар ва ҳарсангларни кўчириши мумкин. Текислик дарёларининг максимал тезлиги 1,5-1,6 м/с ва улар дарё тубида ўлчамми 50 мм гача борадиган ғўлақларни ҳаракатга келтириши мумкин (3.1-жадвал).

Ташилиш жараёнида бурдаланган бўлақлар думалок шаклга айланиб боради (оқим тубида думалаб), уларнинг думалокланиш даражаси минералларнинг физик хусусиятларига ва ташилиш йўлининг узоклигига боғлиқ бўлади. Дарёларнинг бошидан то куйилиш жойигача доналар ўлчам кичрайиб ва йириклари йўл-йўлакай чуқмага ўтиб боради. Қумлар ўзанда, алевроит-гилли зарралар қайирда тўпланади. Кўл ва ботқоқликларнинг алевроит-гилли чуқиндилари органик моддалар ва торфга бойиган бўлади. Қум доналари учун узок ташилиш йўлида минерал таркибининг ўзгариши ва уларда бардошли минераллар миқдорининг ошиб бориши характерли бўлади. Йўл-йўлакай ишқаланиш ва кимёвий нураш натижасида бардошсиз минераллар миқдори камайиб боради. Узан қумлари яхши, қайир қумлари эса ёмон сараланган бўлади.

Тоғ дарёлари ётқизикларида гулактошлар ва харсангтошлар устиворлик килади. Улар ювилиш ҳудудида тарқалган тоғ жинсларининг таркибини акс эттиради.

Ташилиш йўлида дарё водийсида чуқиш амалга ошади. Думалатиб ёки муаллақ ҳолда ташиладиган материал ўзанда ва қайирда



3.7-расм. Денгиз сатҳи барқарор бўлганда дельталар шаклланишининг принципиал схемаси: кесмада (I) ва планда (II) кури-ниши.

Ётқизиклар: 1 - континентал; 2 - турли ри-вожланиш босқичларидаги дельта; 3 - ден-гиз; 4 - денгиз соҳили чизиғи. Дельта кон-тури: 5 - ички континентал, 6 - ташки ден-гиз (чуқурлик ошиши); а - дельтанинг су-вусту қисми ва б- дельтанинг сувости қисми.



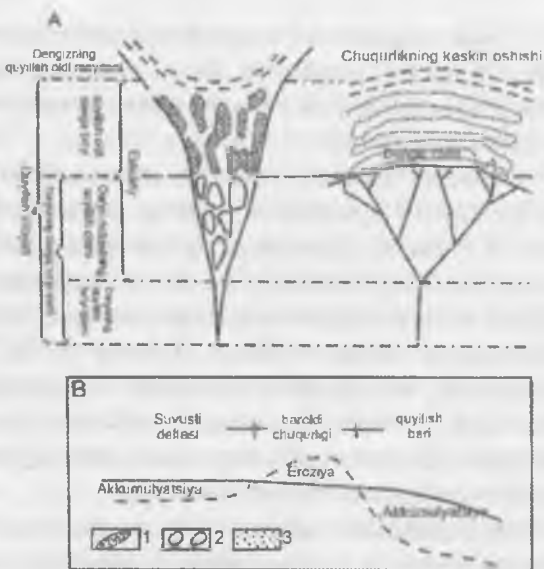
ётқизилиши мумкин.  
 Эрувчан моддалар.  
 кремнезем,  
 карбонатлар,  
 сульфатлар, хлоридлар  
 амалда чўкмага  
 утмайди, чунки  
 уларнинг сувдаги  
 миқдори тўйиниш  
 даражасидан анча паст  
 бўлади.

Энг                      яхши  
сараланган            ўзан  
қумлари                водий  
ўзанларининг  
кундаланг          кесимида  
линзасимон шаклга эга  
булади. Дарё водийлари  
буйлаб – улар чўзилган  
эгри-бугри тасмасимон  
шаклга эга, ёмон  
сараланган ва кам

киритувчилик хусусиятларга эга, алевроит-гилли жинслар орасида кўплаб километр масофаларга чўзилган бўлади. Булар литологик экраниланган табиий тасмасимон резервуар ҳисобланади. Биринчи марта бундай тасмасимон резервуарларга эга конлар Майкоп районида 1911 йили И.М. Губкин томонидан кашф этилган.



### 3 9-пәсм Нил лелътаси



3.8-расм. Делтанинг сувусти ва сувости қисмлари чегарасида узан деформацияси-нинг характерли хусусияти (В.Н.Михайлов буйича) [28]

Материалнинг куп қисми — қум-гилли ётқизиклар дарё делталарида чўкмага ўтади; коллоид ва органик моддалар — ботқоқланган делталарга хос бўлади. Сувусти ва сувости делталари ажратилади (3.7, 3.8, 3.9-расмлар).

Сувусти делтаси узан, қайир ва кўл-ботқоқлик чукиндиладаридан иборат бўлади. Дарёнинг оқим тезлиги ва кучининг пасайиши натижасида энг йирик ва оғир доналарнинг механик чуқмага ўтиши амалга ошади.

Сувости делтаси одагда кум-алеврит-гилли чукиндилардан иборат бўлиб, йўналиши бўйича лагуна ва денгиз ётқизикларига ўтади (3.9-расм). Дарёнинг чучук суви денгизнинг шўр суви билан аралашганда субколлоид ва коллоид моддалар тез коагуляцияга учрайди ва кум-алевритли чукиндиларда соф коллоидли гилларнинг линзачалари ҳосил бўлади. Гумусга бой шимол ва тропиклар дарёларида коагуляция органик моддалар ҳимояси таъсирида чекланади. Юқори даражада лойқаланган ва кам гумусли тоғ дарёлари делталарида коагуляция шиддатли кечади, лойқанинг оз қисми очик денгизга олиб кетилади.

Моддаларнинг механик ва физик-кимёвий чуқиши билан бир қаторда фито- ва биопланктон томонидан биоген компонентларлар ( $\text{Fe}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{NH}_3$  ва ҳоказолар) ўзлаштирилади. Ўлган планктонлар яна озуқа шаклида денгиз сувига қайтади.

Сувости делтаси чукиндиларида континентлардаги гумид зоналарнинг дарёлари томонидан келтирилган ва делтанинг ўзида ерусти ва сув ўсимликлари, фотопланктон ва биопланктонларнинг кенг ривожланиши туфайли органик моддалар тўпланиши учун қулай шароитлар яратилади.

Сувости делтаси ётқизиклари кум-алевритли ва алеврит-гилли чукиндиларнинг алмашилиб ётишидан ташкил топади. Улардан биринчилари яхши коллекторлар, иккинчилари – нефть яратувчи ва флюид тўсувчи жинслар саналади. Айни пайтда, сувости делталари ётқизикларида 1000 яқин углеводород конлари топилган.

*Шельфда материал ташилиши ва чукинди тўпланиши.*

Шельф - денгиз ёки океан сувлари билан қопланган континентнинг ташқи қисми. Шельфда континентнинг структуравий элементлари давом этади ва унда Ер пусти континентал тузилишига эга. Шельф кенлиги континентал четнинг тектоник тузилишига боғлиқ бўлиб, 20 -500 км орасида ўзгаради. Шельф қиялиги  $1^\circ$ дан ошмайди. Шельфнинг ташқи чети 180-200 м чуқурликда жойлашган.

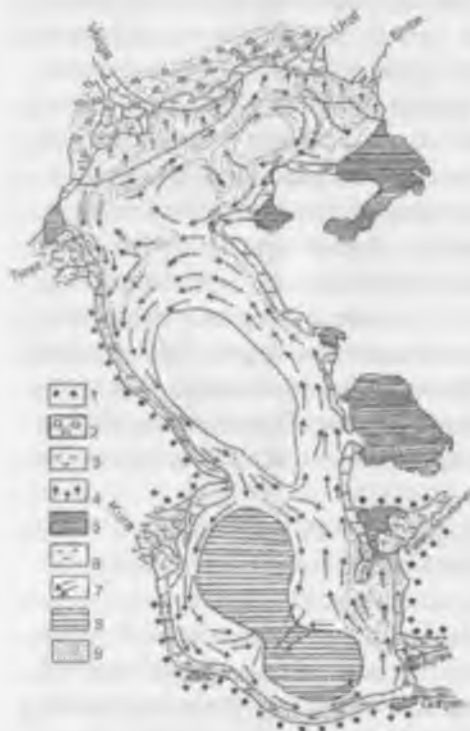
Шельфда материал ташилишининг бош омиллари бўлиб денгиз тўлқинлари ва оқимлари саналади. Денгиз тўлқинларининг фаолият

аренаси - қирғоқнинг литорал ва сублиторал зоналари ҳисобланади. Улар катта энергияга эга ва қирғоқ зиналарини ювади. Денгиз абразиясининг миқёси соҳил турига боғлиқ бўлади. Тўлқин энергияси суст бўлганда, у асосан қумли материални ташишига сарфлаб, денгиз туби профилини ўзгартиради. Тик соҳиллар тўлқинлар зарбалари таъсирида бузилади (абразия). Айнан абразия натижасида чўкинди материалнинг катта массаси ҳавзага келиб тушади. Бурдаланган терриген ва биоген материаллардан (чиғаноқ, чиғаноқлар детрити) ташкил топган чўкиндиликлар уринма тўлқинлар таъсирида шаклланади. Денгиз уринма тўлқинлари денгиз тубига 25-40 м чуқурликкача таъсир қилиши мумкин (Қора денгиз) ва улар катта бўлақларни кўчириб ташишга қодир. Уринма тўлқинлар энергиясининг кўп қисми лойқалантиришга ва йирик бўлақларни думалатишга сарфланади. Бунда бўлақлар силликланади ва аста-секин ғўлақлар ва гравийларга айланиб боради. Чўкиндиликнинг майда зарралари уринма тўлқинлар зонасидан қайтар сув оқими ёрдамида денгиз ичига олиб кетилади.

Шундай қилиб уринма тўлқинлар зонасида тектоник тузилиши ва жинсларнинг таркибига қараб, пляжда гравий-ғўлакли материал тўпланади, улар чуқурлик ошган сари аста-секин қум, қум-алевритли ва алевро-пелитли ётқизиклар билан алмашинади. Бундай ўзгаришлар, одатда, тоғли соҳилга эга бўлган суви кўтарилиб-қайтиб турмайдиган денгизларда кузатилади. Қирғоқ паст бўлганда гравий-ғўлакли материал кузатилмайди. Таърифланган соҳилга кўндаланг бўлган йўналишда чўкинди материалнинг ташилиши ва унинг механик дифференциацияси соҳилдан денгиз ичига қараб соҳилга тик урилишчи тўлқинлар орқали амалга оширилади. Улар қўлаб километрларга чўзилувчи кенг аккумулятив супаларни, соҳил ва сувости ғовларини шакллантиради. Қирғоқ чизигига қия уриладиган тўлқинлар пляжга бўлакли материалларни чиқариб ташлайди ва улар қайтувчи оқимлар ёрдамида бошқа бурчак остида ювилиб кетади. Қирғоқ бўйлаб бўлакли материалларнинг кўп марта ташилиши ўнлаб ва юзлаб километрларга бориши мумкин. Бундай такрорланиш шамол тегмайдиган жойларда аккумулятив қошлар, поналар, ғовлар ва бошқаларни шакллантиради.

Шельфа тўлқинлар ҳаракатидан ташқари соҳилбўйи ётқизиклари зонасида 100-200 м чуқурликда соҳилбўйлаб ҳаракатланувчи сувости оқимларининг ётқизиклари ҳам кузатилади

[33]. Уларда киргоқ чизиги бўйлаб чуқинди ташилиши ҳукмронлик қилади (3.10, 3.11-расмлар). Бу, одатда, киргоқ қошлари, ғовлар ва барлардан фарқли ўлароқ



3.10-расм. Каспийбўйи ва Каспийнинг куруқлик ва сувости илик иқлимли фациал камбарларининг план-схемаси. М.В. Кленова, Н.М. Страховнинг хариталари (1954) бўйича В.И. Поповнинг (1957) динамофациал талқини.

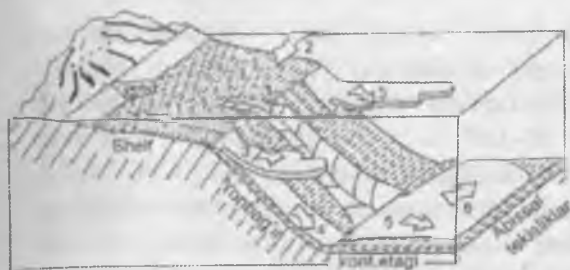
Фациал камбарлар: 1 – тоғ этақлари, 2 – эол текисликлари, 3 – текислик водийлари, 4 – сув ости дельталари, 5 – саёз қўлтиқлар, 6 – уринма тўлқинлар, 7 – саёз оқимлар, 8 – марказий тиниш, 9 – қум-алевритли чуқиндилар.

яхши сараланган алеврит-қумли чуқиндилардир. Улар ҳавза соҳили бўйлаб ўнлаб ва юзлаб километрларга чузилган, калинлиги ўнлаб метрларга боровчи қамбарни ҳосил қилади. Панда ва кесмада қум ва гилли линзасимон таналар гилли, илли ва турғун қўлмак ётқизиклари билан ўралган бўлади. Континентичи сув ҳавзалари ва приливсиз денгизларда улар ҳавза акваториясининг 2/3 қисмини эгаллаши мумкин (Каспий ) [43].

Чекка денгизлар ва океанларнинг приливга эга бўлган шельфларида чуқинди ҳосил бўлишида, чуқурлиги 100 м боровчи тўлқинлар таъсиридан ташқари, 30 м гача боровчи чуқурликдаги материал ташилишида ва чуқинди ҳосил бўлишида сувнинг кўтарилиш-қайтиш жараёнлари ҳам муҳим рол уйнайди (расм 3.11).

Сувнинг қайтишидан ҳосил бўладиган оқимлар соҳилдан қайтиш каналлари (ўзанлари) бўйлаб чиқиб,

шельфнинг соҳилбўйи майдонларидан анча миқдорда чуқинди материалларни олиб кетади. Энг йирик бўлакли материални қайтиш



3.11-расм. Континентларнинг сувости чекка майдонларида чуқинди материал ташилиш йўллари. Оқимлар: 1 – прилив-отлив; 2 – соҳилбуйи; 3 - нефелоид; 4 – детритли ва донали; 5 - турбидли, 6 - сувости контурли (Бурлин ва б. буйича, 1991).

делталари шакллантиради. Майда гилли материал нефелоид оқимлар деб аталувчи лойка оқимлар туфайли шельфдан ташқарига олиб чиқиб кетилади. Муаллақ зарралар билан бойиган (2-3 г/л гача) энг кучли ҳавза туби оқимлари континент ёнбағригача, яъни 150-200 км масофагача кузатилади.

Тор шельфларда (20-70 км) қайтиш оқимлари ва қайтувчи шторм (бўрон) оқимлари континент ёнбағрига муаллақ майда донали материални олиб келади ва уни континентал ёнбағирдаги сувости канонларининг бошланишида чуқтиради. Сувости канони туби бўйлаб бу материал континент ёнбағрига ёки чуқур сувли новларгача етиб боради (3.11-расм).

Шельфда энг кучли нефелоид оқимлар йирик дарёларнинг сувости делталарида кузатилади. Улар дарё оқимларнинг давоми ҳисобланади. Бундай кучли нефелоид оқимлар Амазонка дарёси делтасида ривожланган, А.И. Конюхов томонидан Ҳинд дарёси делтасида кузатилган. Улар континентал ёнбағирларгача ва канонлар бўйлаб континентал этакларгача бориб етади (3.6, 3.11-расмлар).

Чекка денгиз ва океанларнинг шельфларида чуқурлиги 5-10 дан 60-80 м гача борадиган қирғоқ қисми, унинг 100-120 м чуқурликлардаги ўрға қисми ва 60-120 м дан 180-200 м гача ўзгарувчи - континентал ёнбағирга ўтадиган қисмлари ажратилади. Қирғоқдан континентал ёнбағригача бўйлаб ўтказилган профилда соҳил нисбатан тик кўринишда бўлиб, кейинчалик ясси шельфга ўтади.

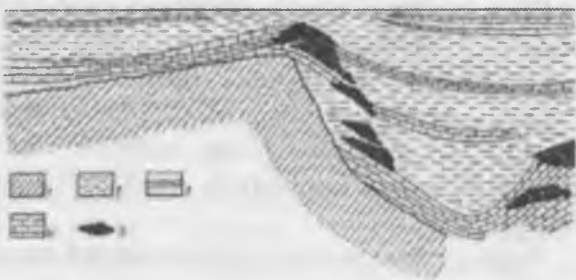
Океан шельфидаги 50-80 м чуқурликда материал ташилиши ва тўпланиши тўлқинланиш ва прилив-отлив оқимлари билан белгиланади: 100-120 м чуқурликларда ҳавза туби оқимлари, шельфнинг ташқи қисмидаги 120-200 м чуқурликларда эса юза

оқимлари ва чуқур сувларнинг кўтарилиши орқали амалга оширилади. Сув ости оқимлари шельфнинг ўрта қисмини қамраб олади. Улар сув ости ғовларини (дюна) ювади, ювилган маҳсулотларни шельфнинг 80-100 м чуқурликларгача чиқувчи сувости канонларининг бошланишигача ташийди. Сув ости дюналаридан оқимлар ёрдамида ташиладиган материал континентал ёнбағирларидаги канонларнинг бошларида чуқурилади ва канонлар буйлаб унинг этакларигача етиб боради. Шельфнинг бундай қисмлари анча қадимий чуқиндилар - эрта голоцен ва плейстоцен ётқизиқлари билан қопланган. Шундай қилиб, океан шельфининг ўрта ва ташқи қисми — бу юқори гидродинамик фаол майдонлар бўлиб, асосан чуқиндилар ташилиши вилоятлари ҳисобланади.

Континентал ёнбағирдан кўтарилаётган чуқурлик сувлари (апвеллинг) шельфнинг чекка ва континентал ёнбағирнинг устки қисмини қамраб олади. Шельфда углеводородли кремний-терриген иллар чуқмага ўтиб, улар шельфнинг четида аутиген карбонат-фораминиферали ва глауконитли кумлар билан алмашинади.

Шельфнинг четида - континентал ёнбағирга эгилган, шельфдан терриген материаллар етиб келиши сусайган жойида, ҳавза туби ва юза сохилбўйи оқимлари ҳукмронлиги туфайли рифлар шаклланиши учун

шароит яратилади (3.6, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15- расмлар). Бунга яққол ёрқин мисол қилиб, Австралиянинг плейстоцен ёшидаги Улкан тўсик рифини кўрсатиш мумкин. Рифлар йилига 1-2,5 см тезликда ўсиб борадилар. Риф панжараси - қаттиқ карбонатли материалдан таркиб

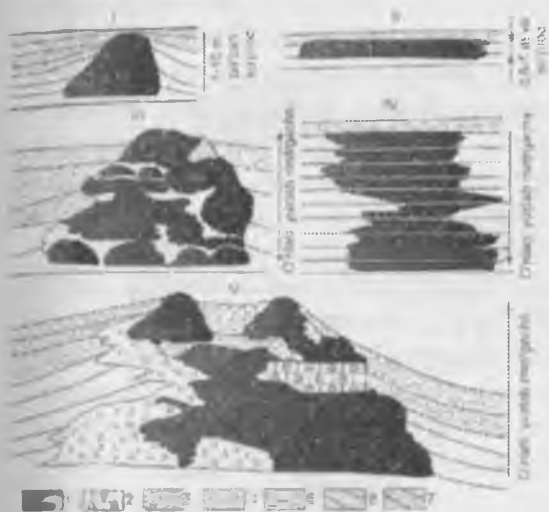


3.12-расм. Англиядаги Пенин ясси тоғларида шельф четида карбон рифларининг жойлашиш схемаси. Гудзон буйича (Л.Б.Рухин, 1953, Попов ва б., 1963).

1 - токарбон жинслари; 2 - кум-гилли жинслар; 3 - кумтошларнинг қалин катламлари; 4 - оҳактошлар; 5 - рифлар.

топган бўлиб, у риф танасининг тахминан 50% ташкил этади. Риф ҳажмининг қарийб 50% бўшлиқларга туғри келади. Бўшлиқларда бошқа организмлар (брахиоподлар, пелициподадар,

фораминифералар ва бошқалар) кўним топишади. Риф қурилмалари токембрийдан маълум. Рифлар йирик денгиз ости дельталари ва лойка оқимларини хуш кўришмайди. Риф массивлари УВ учун яхши коллекторлар ҳисобланади.



3.13-расм. Органоген қурилмаларнинг турлари. 1 - биогермли оҳактошлар; 2 - риф ётқизиклари; 3 - детритли оҳактошлар; 4 – уринма тўлқинлар шлейфи ётқизиклари; 5 - лагуна ётқизиклари; 6 – тенг ёшли органоген қурилмали (риф) ётқизиклар; 7-ёшроқ ётқизиклар (Н.Н. Предтеченский бўйича, 1983).

Ўзбекистоннинг Бухоро-Хива НГВдаги углеводородларнинг асосий захиралари юра даври рифлари билан боғлиқ (3.14, 3.15 расмлар).

Шельфнинг терриген ва карбонат-терригенли чуқиндилари (қиргоқ ғовлари, қошлари, соҳилбўйи оқимлари тармоқларининг танаси), шельф четидаги риф қурилмалари (камбари) яхши коллекторлар саналади. Чуқинди ҳосил бўлиш динамикасининг ўзгариши уларнинг

планда ва кесмада энг яхши флюид сақловчи алевроит-гилли ва хемоген чуқинди жинслар билан алмашилиб ётишига олиб келади.

Риф оралиги лагуна ётқизиклари, шу ёшдаги риф қурилмаларига нисбатан, терриген-карбонатли туқ кулранг, қора битумли чуқиндиларнинг компенцияланмаган зонаси ҳисобланади. Бухоро-Хива нефтгазли вилоятида бу - органик моддалар миқдори 0.74-2,57% ли бўлган битумли юқори оксфорд хўжайпак свитаси нефт ҳосил қилувчи ҳисобланади (Абдуллаев Г.С. ва б., 2010) (3.14, 3.15- расмлар).

Юқори юра карбонатли (КФ) чуқиндилари уч хилдаги ётқизиклар мажмуаларидан ташкил топган бўлиб (Абдуллаев Г.С. ва б., 2010), уларнинг шаклланиш шароитлари бир-бирини қонуний кетма-кетликда алмашишидан иборат ва бунга минтақанинг

палеотектоник шароитларининг ўзгариши сабабчи бўлган. Кейингилари КФ чуқинди ҳосил бўлишининг фашиал - палеогеографик шароитларини белгилаган.



3.14. Бухоро-Хива вилояти юра даври кечки оксфорд ва киммеридж карбонатли формациясининг литологик-фашиал схемаси (Ғ.С. Абдуллаев, Х.Х. Миркамалов буйича, 2010). 1 - Pz ётқиқиқларининг очилмаси; 2 - юра ётқиқиқларининг очилмаси; 3 – соҳил чизиг'ининг ўрни; 4 – атолл рифлари; 5 - тўсиқ рифлар тизимлари; 6 - битумли депрессия оҳактошлари; 7 - карбонат-сулфатли лагуна ётқиқиқлари; 8 - терриген-карбонат-сулфатли оолитли ётқиқиқлар; 9 - терриген-карбонатли соҳилбўй ётқиқиқлари.

**Пастки мажмуа** қандим свитаси ётқиқиқларидан (қуйи-урта келловей, XVI горизонт) ташкил топган бўлиб, саёз сувли шельф чуқиндиларидан (кумтошлар, алевролитлар, аргиллитлар, органиген-терриген, оолитли, пелитоморф оҳактошлар ва мергелларнинг алмашилиб ётиши) иборат бойсун свитасига (юқори бат-қуйи келловей) устига ётади ва қуйи-урта юра терриген ётқиқиқларидан юқори юранинг КФ га ўтиш зонаси ҳисобланади (3.15- расм). Қандим свитаси-қора рангли майда донали гилли пелитоморф битумли оҳактошлардан таркиб топган. Унинг таркиби ҳавза туби текис бўлганлиги ва саёз денгиз ҳавзасида чуқинди ҳосил бўлиш тектоник режимининг барқарорлигини кўрсатади. Свитанинг қалинлиги 80-100 м.



**Ўрта мажмуа** муборак свитаси ётқизикларидан (юқори келловей - куйи+ўрта оксфорд) ташкил топган. Муборак свитаси карбонагли формация шаклланишида муҳим поғона ҳисобланади. Свитанинг пастки қисми оч тусли сувўтли, шламли ва детритли оҳақтошлардан ташкил топган. Лекин, афтидан, кечки келловей-оксфордда ҳавза тубининг дифференциацияланиши ва унинг айрим қисмларида чуқинди ҳосил бўлиш шароитларининг ўзгаришига олиб келган палеозой фундаментидаги қадимий ер ёриқларининг жонланиши бошланади. Шундай қилиб, Чоржов поғонасида ва Бешкент ҳавзасида компенцияланмаган чуқинди тупланиш белгилари – битумли гилли оҳақтошларнинг шаклланганлиги кузатилади. Бу ерда свита кесмасини 4-5 м калинликдаги устрица-аммонитли горизонт (УАГ) яқунлайди. Битумли гилли оҳақтошлар ва устрица-аммонитли горизонт (УАГ) билан бир вақтда турли саёзликларда сувўтли, мшанкали ва детритли оҳақтошлардан ташкил топган биогерм туркумидаги органоген банкалар шаклланади. Улар бўлажак риф-аккумулятив қатлам (РАҚ) бўлиб, муборак свитасининг устки қисмини ташкил этади (3.15-расм). Свита қалинлиги 100-200 м.

**Устки мажмуа** тектоник ҳаракатларнинг фаоллашувини акс эттиради. Унинг натижасида компенцияланмаган чуқинди тупланишга эга бўлган ҳавзанинг ички вилоятлари ажрала бошланган. Шельфнинг четидаги ботикликларда юқори оксфорд-кимериж ўртабулок-қўшоб свитаси чуқиндиларидан таркиб топган тўсиқ рифлари тизими шакллана бошлаган (3.15-расм). Ушбу тўсиқ рифлари ва якка атоллларнинг чуқиндилари литологик-фациал зоналиги аниқ белгилаб, рифорти лагуналарини чегаралайди. Уларга синхрон бўлган якка атоллларга эга тўсиқ рифлари ораликларини гардара свитасининг сульфат-карбонат чуқиндилари тўлдирган, турғун шароитларда хожиипак свитасининг ўртача қалинлиги 8-10 м бўлган (юқори оксфорд – кимериж) гилли битумли оҳақтошлари чуқмага ўтган. Хожиипак свитаси оҳақтошлари ўртабулок свитасининг (юқори оксфорд-кимериж) массив биогермлари, биоморф бўлакли рифоген оҳақтошлари ва терриген-карбонатли рифлари билан парагенетик боғлиқ бўлиб, ўртабулок свитасининг оҳақтошларига, қўшоб свитасининг сувўтли, онколитли ва органоген-детритли оҳақтошларига синхрон саналади ҳамда рифларнинг орқа қисмида терриген-карбонатли шлейфларни ташкил этади ёки атолл ичи лагуналарни тўлдиради (3.15- расм).



3.15-расм. Бухоро-Хива региони Шўртан тўсик рифи ҳамда Кўкдўмалок атолли йуналиши бўйича кенки оксфорд охири ва кимеридж асридаги ҳамда титоннинг гаурдоқ серияси сульфат-галоген формацияси шаклланишининг бошланғич бочкичидаги карбонат формацияси лито-фашиал модели. (Ғ.С. Абдуллаев, Х.Х. Миркамалов бўйича, 2010).

Ўртабулоқ свитаси қалинлиги биогерм оҳактошларида 100-200 м, қўшоб свитасиники эса 0-180 м. Атоллларда ўртабулоқ свитасининг ётқизиклари товоқсимон шаклдаги риф букламаларни ташкил этиб, марказий қисми (қадимги атолл лагунаси) қўшоб свитаси оҳактошлари билан тўлдирилган. Атоллларда ўртабулоқ свитасининг қалинлиги 200-250 м га, қўшоб свитасиники эса 120-150 м га боради.

Рифорти лагуна ётқизиклари гардара свитасининг пелитоморф оҳактошлари ва ангидритларнинг алмашилиб ётишидан иборат. Свита қалинлиги 60-200 м. Гардара свитаси ётқизиклари ва тўсиқ рифларнинг синхронлиги палеонтологик асосда тасдиқланган (Илин В.Д. ва б. 1976, Абдуллаев Г.С., 2000).

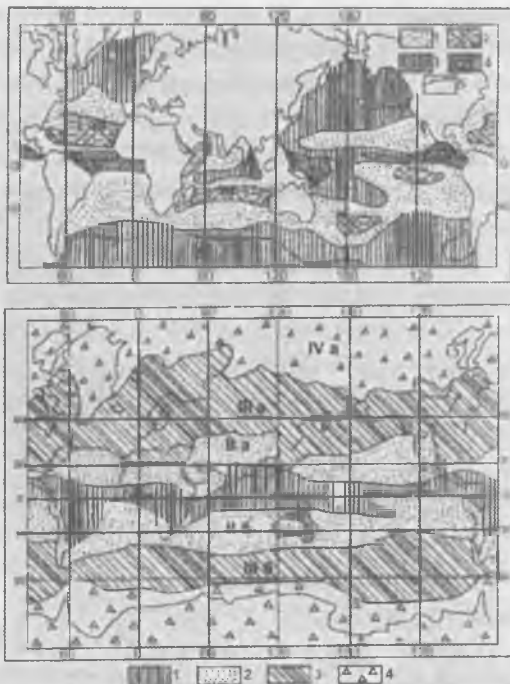
Карбонатли формация таркибидаги юқори гаммали пачканинг стратиграфик тутган ўрни ҳақидаги масала узоқ вақт давомида мунозараларга сабабчи бўлган. Ҳозирги пайтда юқори гаммали пачканинг икки қаватли тузилишга эга эканлиги аниқланган. Пачканинг қуйи қатламлари муборак свитасининг устки қисми битумли оҳактошларидан таркиб топган. Муборак свитасининг қалинлиги 30-40 м. Унинг кесмасини якунловчи оҳактошлар қалинлиги 4-5 м ли ўрта оксфорднинг устрица-аммонитли горизонти билан қопланган. Юқори гаммали жинсларнинг устки қатламлари хожаипак свитасининг ўртача қалинлиги 8-10 м ли юпка қатламчали гилли битумли оҳактошларидан таркиб топган, юқори гаммали пачка пастки қатламлардан устрица-аммонитли горизонти билан ажралган (Абдуллаев Г.С. ва б., 2010).

Титоннинг гаурдак серияси учта свитадан: пастки ангидрит, ўрта - тузли ва юқори - гипс-ангидрит-гилли ётқизиклардан таркиб топган. Пастки ангидритлар карбонат формациясининг тўсиқ рифи, яккам-дуккам атоллари, тўсиқ ичи ботиқликлари битумли оҳактошлари (хожинпак свитаси) ва рифорти лагунаси гардара свитаси сульфат-карбонатли ётқизиклари устига мувофиқ ётади (3.15-расм).

Шундай қилиб, приливсиз шельфлар, ички денгизлар ҳамда океан шельфлари яхши коллекторлик хусусиятларига эга карбонат-терриген ва карбонатли чуқиндилар тўпланиш зоналари саналади. Планда ва қўндаланг кесмада улар органик моддаларга бойиган алевроит-гилли, гил-карбонатли чуқиндилар билан



кўп миқдорда органик кислоталар ҳосил бўлади. Сув нордон ва ўювчи бўлади. Нураш қобиғида кислотали ва кучли кислотали шароит ҳукмронлик қилади, каолинит-гидрослюдали нураш пусти вужудга келади. Осон эрувчан хлор, бром, олтингургурт, ишқор ва ишқорий элементлари, силикатларнинг кремний кислоталари коллоид ва чин эритмалар шаклида континентал поғонадан четга олиб чиқиб кетилади. Улар Дунё океани сувларида тупланади. Аммо бунда улар ҳали тўйиниш даражасидан анча узок бўлади. Континентда ва шельф денгизларининг соҳилбўйи зоналарида суут ҳаракатли гумид бирикмалари учлиги (алюминий, темир, марганец) чуқмага ўтади. Органик моддалар кўмир шаклида континентал кўл-ботқоқлик сув хавзаларида ва соҳилбўйи денгизларида катламлар холида тупланади (3.16-расм). Нефт яратувчи чуқиндилар сувости



3.17-расм. А. Атмосфера намлиги баланси схемаси (ёгин-сочинлар миқдорининг Дунё океани юзасидан буғланиш миқдорига нисбати). Ёгингарчилик буғланишдан ортик булган гумид вилоятлар (мм): 1 - 0 дан 1000 гача, 2 - 1000 дан ортик; буғланиш ёгингарчиликдан ортик булган арид вилоятларда 3-0 дан 1000 гача, 4-1000 дан ортик, 5 - музликларнинг тарқалиш чегараси.

Б. Куруқлик, денгиз ва океанларда литогенез схемаси. Литогенез зоналари: 1 - гумид экваториал, 2-шимолий (IIa) ва жанубий (II) арид, 3 - шимолий (IIIa) ва жанубий (IIIb) муътадил гумид иқлим, шимолий (IVa) ва жанубий ярим шар музликлари (IVb) (В.И.Троицкий, 2005).

делталарида континентдан келтирилган аллотиген органик моддалар (ўсимлик детрити) ва делта фитопланктонлари ва зоопланктонларидан иборат аутиген органик моддалар шаклида тупланadi.

*Арид иқлим вилоятларида чуқинди ҳосил бўлиши  
(замонавий арид седиментогенези)*

Арид иқлим ёзда ҳавонинг юқори ҳарорати, мутлоқ намликнинг пастлиғи (0 дан 40-50% гача) ва ёғин-сочинларнинг камлиги, яъни атмосфера намлик балансининг салбийлиги билан характерланади.

Ер иқлимининг зоналлиги (3.5-расм) физик-географик ландшафтларнинг зоналлигини белгилайди (3.17-расм). Айни пайтда, экваториал зонадан шимолга ва жанубга қараб тропик ўрмонларнинг намлик баланси салбий бўлган зоналари

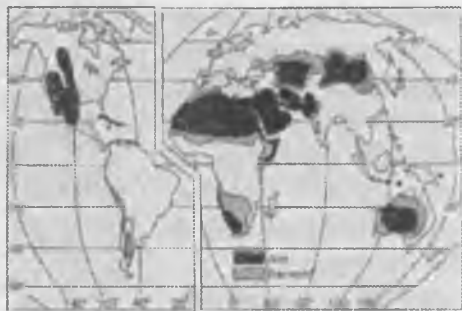
жойлашган. Саҳролар ва ярим саҳролар тропик зонада жойлашган (3.18-расм).

Атмосфера ёғин-сочинларининг балансини ўрганиш шуни кўрсатадики, континентларнинг арид зоналари Дунё океани акваториясида ҳам кузатилади (3.17-расм).

Седиментогенезнинг курукликдаги арид ва семиарид (ярим арид)

зоналари – бу саҳролар ва ярим саҳролар ҳисобланади. Уларда асосан физик нураш ривожланади. Намликнинг танқислиги туфайли кимёвий ва биокимёвий жараёнлар жуда сустречади. Иқлим камроқ қуруққичил бўлган ярим саҳролар қуруқ чуллар ёки саванналарга ўтиш ҳудуди саналади. Саҳроларда атмосфера ёғин-сочинларининг миқдори йилига 100-250 мм (Марказий Қизилқум) дан 50-60 мм гача ёки ундан ҳам кам (Марказий Саҳрои Кабир) бўлади.

Бўғланиш, одатда, йиллик ёғин-сочинлар миқдоридан 7-8 баробар ва баъзан 90 марта орттирилади. Максимал ҳаво ҳарорати 50-59°C ни ташкил этади. Тупроқ ҳароратининг суткалик



3.18-расм. Арид ва семиарид ландшафтлар. (Троицкий В.И., 2005).

ўзгариши 70°C га боради. Турли маълумотлар бўйича Ердаги саҳроларнинг эгаллаган майдони 15-20 млн.км<sup>2</sup> ни ташкил этади.

Чуқинди ташилишининг асосий омили бўлган шамоллар ўз табиати бўйича дефлацион ва аккумулятив саҳроларни келтириб чиқаради. Дефлацион саҳролар шамол ёрдамида физик нурашнинг майда заррали маҳсулотларини учириб кетишидан ҳосил бўлади. Шағал, майдаланган тош шаклидаги дагал бўлақлар ўз жойида қолади ва аста-секин чиниқиш қобиғи билан қопланади.



3.19-расм. Базалт ғулаги сиртида ривожланган чиниқиш пўсти.

Саҳро чиниқиш (қорайиш) қобиғи — бу кремний, алюминий, марганец ва темир оксидларидан таркиб топган юпқа қобикдир. Улар санаб ўтилган оксидларнинг тоғ жинси бўлақлари сиртига капилляр сувлар ёрдамида чиқарилиши ва кейинчалик сувнинг буғланиб кетиши натижасида вужудга келади (3.19-расм). Шунинг учун ҳам

саҳро тошлари ҳар доим қора бўлади ва тўб жинсларнинг рангига боглиқ эмас.

Дефлацион фаолиятга мисол бўлиб Қизилқумнинг мезокайнозой ётқизиклари тўб жинсларида ривожланган чуқур оқмас ботиқликларидаги: Қаракота, Муллали, Ўлкенқарасўр, Ағитма ва Орол денгизининг қосасидаги ётқизиклар шаклланиш ҳисобланади. Ҳатто заиф ўсимликлар қопламаси ҳам дефлациянинг олдини олади.

Аккумулятив саҳролар бўлакли материал ташилиши ва чуқмага ўтишида шамол фаолияти устивор бўлганда вужудга келади. Чуқмага ўтган материал характериға боглиқ ҳолда қумли, лессли, гилли, шўрланган саҳролар ажратилади.

*Эол ётқизикларининг ташилиши ва чуқмага ўтиши.*

Саҳролар юқори аэродинамик фаолликка эга бўлади. Улар буронлар ва довуллар марказидир. Шунинг учун ҳам ташилишнинг бош омили бўлиб шамоллар ҳисобланади. Ер юзасида ўсимлик билан ҳимояланмаган барча жойларда шамол фаолияти натижаларини кузатиш мумкин.

Материал ташилишининг иккинчи даражали омиллари бўлиб, сув ва баланд тогликларнинг музликлари саналади. Шамол тезлиги 0,5 дан 30 м/сек = 108 км/соатга, бўронларда 40 м/сек = 144 км/соат ҳамда довуллар пайтида - 50-60 м/сек боради ва ҳаво оқимлари кичик ғулакларни (1-2 см) жойидан силжитади ва юмалатиб олиб кетади.

3.4 ва 3.5 - жадваллардан кўриниб турибдики, шамол тезлиги 13 м/сек дар ортиқ бўлганда қум-гравийли материал салтация усулида унлаб ва юзлаб метрларга, алевритли материал юзлаб километрларга, лессли ва субколлоид зарралар эса ( $>0.015$  мм) муаллак ҳолда Ер атмосферасида жуда катта масофаларга олиб кетилади.

Шамол ёрдамида ташиладиган зарраларнинг таркиби жуда хилма-хил, лекин уларда энг барқарор минераллар - кварц ва дала шпатлари ҳукмрон бўлади. Қўшимча сифатида кўпроқ кальцитнинг чангсимон зарралари учраши мумкин. Чунки саҳроларда кимёвий нураш бошланғич карбонатли фазасида тугайди, камроқ ҳолда - гил заррачалари, гипс, хлорид тузлари аралашмалар мавжуд бўлади.

3.4 жадвал.

**Турли кучдаги шамол таъсирида ташилувчи кварц доналари ўлчами (Туле бўйича)**

| Шамол тезлиги, м/сек | Зарралар ўлчами, мм | Шамол тезлиги, м/сек | Зарралар ўлчами, мм |
|----------------------|---------------------|----------------------|---------------------|
| 0,5                  | 0,04                | 7,0                  | 0,57                |
| 1,0                  | 0,8                 | 8,0                  | 0,65                |
| 2,0                  | 0,16                | 9,0                  | 0,73                |
| 3,0                  | 0,25                | 10,0                 | 0,81                |
| 4,0                  | 0,33                | 11,0                 | 0,89                |
| 5,0                  | 0,41                | 12,0                 | 0,97                |
| 6,0                  | 0,49                | 13,0                 | 1,05                |

Ташилиш жараёнида механик дифференциация амалга ошади. Саҳро ётқизикларининг эол қумларида майда донали ёки алеврит-майда донали материал устиворликка эга бўлади. Чунки улардан майда заррачалар шамоллар ёрдамида учириб кетилади. Эол қумлар яхши сараланган бўлади. Доналар яхши



думалоқланган. ва ҳатто сайқалланган бўлади. Лекин Амударёнинг совурилган кумлари (Қорақум), Зарафшон дарёси ва Сирдарёнинг (Қизилқум) совурилган кумларидан гранулометрик ва минералогик таркибининг бир жинсли бўлмаслиги билан фарк қилади. Бу ювилиш ҳудудларидаги туб жинсларининг таркибини акс эттиради.

3.5-жадвал.

**Ҳаво оқимида бўлакли зарраларнинг  
ташилиш масофаси**

| Гранулометрик тур-<br>куми    | Ўлчами,<br>мм | Ташилиш<br>узоқлиги |
|-------------------------------|---------------|---------------------|
| Гравий                        | 1-8           | Бир неча метр       |
| Дағал ва уртача кум           | 1,0-0,25      | 1,6 км дан кам      |
| Жуда майда кум                | 0,125-0,05    | Бир неча километр   |
| Дағал алевроит                | 0,05-0,03     | 323 км              |
| Уртача алевроит               | 0,03-0,015    | 1630 км             |
| Жуда майда алевроит ва<br>гил | >0,015        | Ер атрофида         |

Қорақум саҳроси кумлари Помирнинг қора метаморфик жинсларининг нураш маҳсулотларидан иборат бўлиб, қисқа голоцен вақти давомида метаморфик жинслар таркибидан қора рангли эпидот, роговая обманка, биотит, хлорит ва бошқа шу каби минераллар чиқиб кетиб улгурмаган. Қизилқумнинг қизил рангли кумлари Шимолий ва Ўрта Тиён-Шондаги ювилиш ҳудудларининг петрофондини - нордон ва ўрта таркибли эффузив магматик жинсларни акс эттиради. Шундай қилиб, материалнинг таркиби, ранги, шамоллар ёрдамида вужудга келган эол рельефи кўп томондан туб жинсларнинг таркибига боғлиқ бўлади ва уларнинг ўз жойидан ташилиш масофаси билан белгиланади. Эол ётқизиклари орасида А.В. Сидоренко (1957) қуйидагиларни ажратади:

1. Ташилмаган кумлар, туб кумтошли жинслар билан алоқасини узмаган. Улар туб ётқизиклар ривожланган жойда ётади.

2. Ташилган, туб жинслар билан алоқасини йўқотган ётқизиклар (3.20-расм).

Эол кумларнинг сараланиши даражаси, моддий таркиби, ўлчами кўп томондан ювилиш ҳудудларидаги дастлабки туб материаллар билан боғлиқ бўлади. Туб жинсларга нисбатан уларда 0,5-0,15 мм ли майда фракцияларнинг миқдори камаяди, чунки улар шамоллар ёрдамида учириб кетилган бўлади. Ташилган кумларда майда алевритли ва гилли заррачалар миқдори ошиб боради, йирик доналарники эса камаяди, сараланиш даражаси яхшиланади.



3.20-расм. Туб жинслар билан алоқасини йўқотган, ташиб келтирилган кумлардан иборат барханлар

Ташилган ва ташилмаган кумларда беқарор минераллар: кальцит, гипс, роговая обманка, слюдалар, пироксен, дала шпати, эпидот миқдори камаяди ва барқарор минераллар - кварц, гранатлар, циркон ва б. миқдори ошади. Шундай қилиб, эол кумларида минераллар сони дастлабки туб жинсларидагига нисбатан ҳар доим кам ва олигомиктли томонга ўзгаради. Улар туб жинсларнинг минералогик таркибини мерос қилиб олади ва ўзгариши чекланган бўлади. Лекин узок вақт давомида кумларнинг олис масофаларга кучирилиши ва сараланиши туфайли аста-секин туб жинслар билан ўхшашлигини йўқотиб боради. Саҳролардаги ҳозирги эол ётқизикларининг қалинлиги ўнлаб ва юзлаб метрга етади. Шамоллар фаолиятининг жадаллиги нафақат саҳролар юзасида, балки ўсимлик билан ҳимояланмаган кўллар, дарёлар ва денгиз соҳилларида намоён бўлади. Саҳроларда ташилиш ва тўпланишнинг энг кенг тарқалган шакли барханлар саналади. Бархан уюмларининг сурилиш йўналиши ва тезлиги шамол йўналиши ва тезлигига боғлиқ бўлади ва йилига ўнлаб метрга етиши мумкин. Улар бархан занжирлари ва қаторларини ҳосил қилади. Кўллар, денгизлар ва дарё соҳиллари ва дельталарида улар дюналар дейилади (3.21-расм).



3.21-расм. Соҳилбуйи дюналари

Дюналар ҳам устивор шамоллар йўналиши бўйича бархан занжирлари ва қаторлари каби занжирлар ва қаторларини ҳосил қилади. Қаторлар узунлиги 3-5 км, баъзан ундан ҳам кўпроқ, баландлиги 100 м гача, кенглиги эса 1,5 км гача боради. Бархан ва дюна ётқизиклари кўмилиб кетиши ва сақланиб қолиши мумкин. Бунга мисол қилиб Л.Б. Рухин ва Н.М. Верзин таърифлаган Жанубий-Шарқий Фарғонадаги қуйи бўр муян свитасининг катта қалинликдаги эол кумтошларини кўрсатиш мумкин [37].

Чанг (алеврит) ва гил зарралари шамоллар ёрдамида узоқ масофаларга кўчирилиб, саҳро текисликлари чеккаларида ва уларга ёндош бўлган ярим арид иқлимли чўллар, тоғ ёнбағирлари ва этакларига ётқизилиб, лессли жинсларини ҳосил қилади (3.5-жадвал). Кизилқумдан кўтарилган чанг зарралари Хужанд дарвозаси орқали Фарғона водийсига келиб тушади, қисман адирлар зонасида тўпланади ва Ўрта ва Жанубий Тиён-Шон ва Помирнинг баланд тоғли музликларигача етиб боради. Тошкентдан 75 км шимолий-шарқдаги Оксокота дарёсининг чап бетида асосида конгломератлар ривожланган тошкент супалар комплексида (Олтинбел доवони) лесслар қалинлиги 90-100 м га етади (3.22-расм).

Энг майда ва енгил алевритли ( $> 0.015$  мм) ва пелитли зарралар нафакат тоғ этакларидан ташқарига чиқиб кетади, балки ички сув ҳавзаларида (шўр қўлларда ва ички денгизларда) тўпланиши ёки умуман арид зонасидан ташқарига олиб чиқилиб континентал погонанинг гумид зонасида тўпланиши, сув оқимлари орқали Дунё океанига етиб бориши мумкин (А.П. Лисицин маълумотлари бўйича 7,6 млрд.т/йил). В.А. Обручев кузатиши бўйича Хитойда лессларнинг тўпланиш тезлиги 1 мм/йилни (1 м /1000 йил) ташкил

етади. Лёсслар ва лёссимон жинслар замонавий континентал чукиндиларда кенг тарқалган.



3.22-расм. Олтинбел доводнида ривожланган лёсслар (Х.Чиникулов фотосурати).

Уларнинг қалинлиги одатда бир неча метрдан 100 метрга қадар боради, баъзан ундан ҳам кўп бўлади. Лёсс - бўшоқ говакли, кулранг-сарик ёки жигарранг-сарик жинс. Уларнинг таркибида алевроит (0,05-0,005 мм) ўлчамидаги зарралар ҳукмронлик қилади. Гилли фракция (зарралар ўлчами 0,005 мм дан кичик) 5-30% ни ташкил этади. Минералогик таркибида: кварц (80%), ортоклаз (15-20%) ва чангсимон таркоқ кальцит - 20-30% мавжуд. Юқори карбонатлилиги туфайли хлорид кислотанинг 10%ли эритмасида «қайнайди». Говаклилиги 40-55% гача боради. Қатламланиши йўқ. Тиккасига ажралиш характерлидир. Намланганда ҳажми камайиб чўкади. Кальцит одатда ўлчами 20 см гача борадиган бўрсимон қушимчаларни ташкил этади. Лёссларда ўсимликларнинг илдиз қолдиқлари, қуруқлик гастроподалари, ичи тупроққа тўлдирилган ҳайвон суяклари қолдиқлари учрайди. Айни пайтда, қазилма лёслар номаълум.

#### *Сувли муҳитда ташилиши ва чуқмага утиши*

Арид иқлимда ёғингарчиликнинг умумий миқдори кам бўлиб, улар қисқа муддатли жала кўринишида камдан-кам ҳолларда ёғади. Тоғ жинсларининг физик нурашидан ҳосил бўлган материаллар тоғлардан вақтинчалик сув оқимлари ёрдамида тоғолди текисликларига олиб чиқилади. Тепаликлар ва тоғлар

этакларида булакли материалларнинг чиқарув конуслари вужудга келади. Гумид иқлимдаги каби кўпинчи чиқарув конуслари бир-бирига қўшилиб кетади ва тепаликлар ёнбағир бўйлаб ёмон сараланган материалларнинг узлуксиз қўзилган шлейфини ташкил этади. Бу фақат ташқи ўхшашликдир, холос. Арид иқлимдаги сувли муҳитда қўкинди ташилиши ва қўкинди ҳосил бўлиш ўзига хос хусусиятларга эга. Улар қуйидагилар:

1. Ҳароратнинг кундалик сезиларли ўзгариши, намликнинг танқислиги ва ўсимлик копламасининг йўқлиги кимёвий нурашнинг суст кечилишига олиб келади. Бу эса майда дисперсли карбонатли материалларнинг шаклланишига ва туб жинсларнинг ҳарорат таъсирида механик бурдаланишига (физик) олиб келувчи нурашнинг карбонатли фазада якунланишига сабаб бўлади. Коллювий ва делювий ҳосил бўлиши янада жадал кечади. Тоғ этагида ва ёнбағирларда тарқоқ майда заррالي карбонатли материаллар билан бойиган йирик булакли ўткир киррالي катта ҳажмдаги ётқизиклар тўпланади. Ўсимлик копламасининг камлиги денудация ривожланишига олиб келади.

2. Эпизодик атмосфера ёғин-сочинлари, ёнбағирлардаги бўшоқ булакли материалнинг катта ҳажмда тўпланиши ва ўсимлик копламасининг йўқлиги сел оқимларининг тез-тез содир бўлишига, уларнинг ювиш қучи ошишига олиб келади, адирларда ва тоғолди текисликларида майда тарқоқ карбонат билан бойиган дағал ва кам сараланган материаллардан иборат пролювиал чиқарув конуслари тор қамбарини ҳосил қилади.

3. Фақат вертикал иқлим зоналлигига эга бўлган тоғлардан бошланувчи энг йирик дарёлар, масалан. Марказий Осиёдаги Аму-дарё ва Сирдарё охириги сув ҳавзаларигача етиб бориши мумкин. Ўзанларнинг тез-тез ўзгариши ва уларнинг латерал миграцияси аллювийнинг янада мураккаб тузилишига сабаб бўлади. Қўшни гумид зоналардан оқиб чикувчи дарёлар ҳам (Волга, Нил) охириги сув ҳавзаларигача етиши мумкин. Кичик дарёлар тоғолди текислигига чиқиб, текисликларда ёйилиб, "куруқ" делталарни ташкил этади ва кўпинча йирик дарёларгача етиб бормайди. Уларнинг "куруқ" делталари ҳам пролювийнинг чиқарув конусини ташкил этади, лекин янада майда заррالي ва яхшироқ сараланган бўлади.

4. Гумид зоналарнинг терриген ётқизикларига озроқ ўхшашлик қўллар ва денгиз терриген қўқиндиларида кузатилади.

Чунки уларнинг гидродинамикаси гумид худудлар хавзаларининг гидродинамикасига кўпроқ ўхшаш бўлади. Лекин барча терриген чуқиндилар  $\text{CaCO}_3$  билан тўйинган сувдан чуқмага ўтади. Шунинг учун ҳам бундай терриген материаллар юқори карбонатликка ( $\text{CaCO}_3 > 5\%$ ) эга бўлади. Кальций карбонат ( $\text{CaCO}_3$ ) миқдори 10-20% дан ортганда у терриген жинсларнинг аутиген минерали қаторига киради. Лекин тоғ жинсларнинг терриген кисмида кўпинча ювилиш ҳудудидан келтирилган карбонатли жинслар ва минералларнинг булакли доналари 10-15% миқдорда учрайди. Шунинг учун грапулометриқ таҳлил ўтказишда (карбонат цемент хлорид ёки сирка кислотаси ёрдамида чиқарилганда), таҳлил натижаларини шлиф тавсифидан кейин тузатиш киритиш лозим.

5. Гумид зоналари ва вертикал иқлим зоналлигига эга бўлган худудлардан келтирилган терриген жинслар темир оксиди туфайли қизил рангли бўлади. Арид зоналарида уларнинг редукцияси (тикланиши) учун кўпинча органиқ моддалар етарли эмас. Органиқ моддалар етарли бўлган хавзаларда редукция жадал кечади ва чуқиндилар яшилсимон-кулранг, яшил, кулранг ва тўқ кулрангга эга бўлади. Сарғишсимон-кулранг (тамаки рангли) тикланган жинсларга ўтиш ранги ҳисобланади. Кўпинча органиқ материал етишмайди ва қизил рангли жинслар орасида фақат алоҳида кулрангли горизонтлар кузатилади.

Қизил рангли ётқизиқлар сув хавзаларининг чекка жойлари учун характерли бўлади. Кўпинча паттумлар, гиллар, мергеллар қизил рангда, қумтошлар ва алевролитлар эса кулрангда бўлади. Бунинг сабаби бўлиб бўёвчи темир гидроксидлари ва уларнинг тикловчилари - органиқ модданинг нисбати саналади. Қумтошлар ва алевролитларда темир гидроксидлари миқдори кам бўлганлиги сабабли, уларнинг тамаки, яшил-кулранг, қўқ-кулранг тус берувчи икки валентли темирга ўтказиш учун органиқ моддалар етарли даражада бўлади.

Ўзан қумтошларида қўмирлашган ўсимлик детрити тез-тез учрайди, уларнинг атрофида тикланиш ореоллари кузатилади ва оч кулранг тусга киради. Ўсимлик детрити бўйича пирит, халкопирит, халкозиннинг псевдоморфозаси кузатилади. Темир ва мис сульфидлари оксидланишида уларнинг атрофида оксидланган темир (пирит) гидрооксидлари ва халкопирит атрофида (темир гидроксиди ва қўшимча мис гуруҳи минераллар — мис яшили)

қобикчалари ҳосил бўлади. Халкозин атрофида эса - мис яшили гуруҳидаги минераллар: малахит, бронзантит, атасамит, камрок кўк азуриг қобикчалари вужудга келади. Мис сульфидлари псевдоморфозаси мавжудлиги - қизил рангли қатламлар континентал арид иқлим шароитда ҳосил бўлганлигининг ишончли кўрсаткичидир. Гилларда органик моддалар миқдори кумтош ва алевролитларда нисбатан кўпроқ, лекин барча темир гидроксидларини тиклаш учун етарли эмас. Шу туфайли гилларда органик қолдиқ қўшимчалари атрофида фақат тикловчи доғларни кузатиш мумкин. Субаэрал ётқиқиқларда (делювий, пролювий, эол чўкинди-лари, баъзан аллювий) органик моддалар танқислиги туфайли чўкинди-ларнинг қизил ёки кўнғир ранги ўзгармасдан қолади. Темир гидроксидлари миқдори кичик бўлганда чўкинди-лар ўзларини ташкил этувчи компонентлар рангига эга бўлади: сарғиш-кулранг, сариксимон кулранг (бинафша ранг), бўз кул рангдан қора ранггача (Қорақум кумлар) бўлади.

Юқори ҳарорат ва ҳавонинг куруклиги тоғ жинсларидаги гидроксидларнинг сувсизланишига олиб келади, бу эса тоғ жинсларига қизил ранг беради. Яқин масофада рангларнинг тез-тез ўзгариши арид зоналар чўкинди-ларининг асосий диагностик хусусиятларидан бири ҳисобланади. Гумид жойларда ҳам қизил рангли ётқиқиқлар учрайди, лекин уларнинг карбонатлилиги паст даражада бўлади. Арид зоналарнинг ётқиқиқлари юқори карбонатли ва кўпинча шўрлашган бўлади. Арид чўкинди-ларнинг ола-чипор ранги устама тушган эпигенетик тикланиш билан боғлиқ бўлиши мумкин. Арид зоналарнинг қизил рангли ва кулрангли ётқиқиқларидаги эпигенетик зоналлик стратиграфик чегараларга мос келмайди. Кўпинча у сувли ва сувсиз қатламлар чегаралари билан боғлиқ бўлади. Терриген тикланган жинсларнинг ичидаги гил *катунлари* кўпинча фақат чеккаларидагина сарғайиб кетади, марказий қисмида эса, уларнинг бирламчи ранги сакланиб қолади. Сувли горизонтларнинг ранги доғли, камдан-кам ҳолларда текстура белгиларига бўйсунди.

6. Терриген жинсларнинг гранулометрик ва минералогик таркиби гумид зоналардан олиб чиқилган терриген материалдан таркиб топганлиги сабабли гумид зоналари хусусиятларини мерос қилиб олади.

7. Гилларнинг минералогик таркиби гумид зоналардагига ўхшаш: гидрослюда, смектитлар (монтмориллонит ва бейделлит), хлоритлар, галлуазит, каолинит, сепиолит, палигорскитли бўлади. Каолинит ва галлуазит қўшимчалар сифатида учрайди. Тоза каолинитли ёки мономориллотнитли гиллар (каолинит ва гидрослюда аралашмаси) учрамайди. Каолинит ва галлуазит меросий аллохтон минераллардир. Гидрослюда, смектит, хлоритлар аллохтон ва автохтон бўлиши мумкин, лекин чуқинди ҳавзасида аллохтон бўлади. Фақат магнезиал силикатлар ва алюмосиликатлар (сепиолит, палигорскит) автохтон бўлади.

Терриген чуқиндиларнинг иккиламчи шўрланиши грунт сувлари таъсирида кечади. Саҳроларда грунт сувлари турли чуқурликларда ётади ва улар рельеф морфологиясига қараб ўзгаради. Улар ягона эркин юзани ҳосил қилади, кейинги поғонада, улардан баландда аэрация зонаси жойлашган бўлиб, бу жойда грунт сувлари Ер юзаси билан бевосита алоқада бўлади. Уларнинг тўйиниши, асосан, атмосфера ёгин-сочинлари, дарё сувлари ва минтакавий ерости оқимларнинг инфильтрацияси асосида шаклланади. Масалан, Қорақумнинг грунт сувлари балансида дарё сувлари инфильтрацияси 86,4% бўлиб, атмосфера ёгин-сочинлариники фақат 13,6% ни (А.В. Сидоренко. 1956) ташкил этади. Шунга ўхшаш ҳолатлар бошқа саҳроларда ҳам кузатилади. Шу сабабдан ҳам тоғлар билан ўралмаган саҳроларда грунт сувлари кам ривожланган бўлади. Грунт сувлари ер юзасидан катта чуқурликларда ётганда юкорида ёғувчи сувли катламларнинг таъсири сезиларли бўлмайди. Грунт сувларининг сатҳи ер юзасига яқинлашган сари уларнинг таъсири ошиб боради ва терриген ётқизикларнинг иккиламчи, яъни эпигенетик шўрланиши содир бўлади. Грунт сувлари сатҳининг капилляр кўтарилиши 1,5 м дан кам чуқурликда бўлса, шўрланиш ривожланади. Шўрланиш характери кимёвий таркибининг зоналлиги, уларнинг минерализацияси ва ётиш чуқурлиги билан белгиланади.

Грунт сувлари кимёвий таркибининг зоналлиги саҳро ландшафти иқлим зоналлиги билан белгиланади, яъни саҳро ландшафти марказидан чеккаларига қараб ярим саҳрога ва сўнгра аста-секин гумид иқлим зоналарининг ярим чўл ва чўл



ландшафтига ўтиб боради. Тоғлар урами бўлганда ярим саҳролар паст тоғ этакларини ҳам қамраб олади ва кейин нам ва салқин иқлимли вертикал зоналикка ўтади. Грунт сувларининг кимёвий таркиби тескари зоналикка эга бўлади. Баланд тоғ ёнбағирлари ва чўллар учун ерости сувларининг гидрокарбонат натрийли таркиби характерли бўлиб, минераллашуви 1 г/л атрофида бўлади.



Бундай сувлар Чирчик, Ангрен, Оксоқота ва бошқа тоғолди арид зоналари учун характерлидир. Мирзачўлда (собик ярим саҳро) грунт

сувлари сульфатли кальций-натрийли таркибга эга ва минераллашуви бир неча г/л га етади. Қизилқумда грунт сувларининг таркиби хлорид-сульфатли ва кальций-натрийли ва Жанубий Оролбўйида минтақасида – сульфат-хлоридли ва кальций натрийли бўлиб, минераллашуви 40-60 г/л га боради.

3.23-расм. Суренота тоғининг шарқий ёнбағрида ривожланган нураш қобити кесмасидаги каличе. Х.Чиникулов фотосурати

Грунт сувларида ётиш чуқурлигига асосланиб А.В. Сидоренко (1958) шўрланишнинг икки турини ажратади:

1. Грунт сувлари сатҳи 0,5-1,5 м чуқурликда ётади (Оролбўйи, Хоразм). Ички бугланиш таъсири туфайли грунт сувлари сатҳидан сув бугланади, лекин уларнинг капилляр кўтарилиши туфайли сатҳи тикланади. Аста-секин грунт сувларининг минераллашуви ошиб боради, қум ва алевритли чўкинди жинсларда 0,5-3 м чуқурликда карбонатлар ва сульфатлар чўкмага ўтиб, карбонатлашган ва сульфатлашган горизонтлар вужудга келади.

Кремнеземнинг тўпланиши анча кам учрайди. У кремнийли уюшиқлар ва септарийлар қабилада кварцли ва олигомиктли қумлар ва қумтошлар остидаги гиллардаги дарзликларда учрайди. Мисол тариқасида, Тошкентдан 35 км шимолий-шарқдаги Май антиклинали зоцен ётқизикларидаги халцедон-кварцли ва кварц уюшиқлари горизонтини кўрсатиш мумкин.

Карбонатли минераллашган горизонтлар. Карбонат кальций билан шурланиш 3 шаклда: оҳактош қобикли (каличе), карбонат горизонтлари уюшиқлари ва усимлик илдизлари буйича псевдоморфозалар кўринишида учрайди (3.23-расм).

Оҳакли қобиклар (каличе) ҳозирги вақтда токембрий ва палеозой қизил рангли ётқиқиқларида Мексика, Миср, Эрон, Афғонистон, Қоракум ва Қизилкум саҳроларида (Сочава, 1973) ва тоғ ёнбағирларида (Оқсоқота) аниқланган. Суренота тоғининг шарқий ёнбағрида шу номли штокнинг юзасида ривожланган нураш қобиғи кесмасида қалинлиги 0,5-1,0 м ли каличе аниқланган.

Мексика саҳроларида карбонатлашган қобикнинг қалинлиги 3,0 м га боради [43]. Устки қисми қаттиқ оҳактошга айланган. Конгломератлардаги қум-гилли тўлдирувчи масса (матрикс) кальций карбонати билан метасоматик урин алмашган. Ташки кўринишидан бу оҳакли цементга эга бўлган типик конгломератдир. Қум-алеврит-гилли жинслар метасоматозиди тоғ жинсининг майда донали ва тупроқли қисми карбонат билан тўлиқ урин алмашади ва тоғ жинси ғўлак ва гравий қўшимчаларига эга бўлган оҳактош ёки мергелли оҳактош кўринишига эга бўлади. Карбонатлашган қобикнинг пастки бўшқоқ, кристаллашмаган қисмининг қалинлиги 2 м гача,  $\text{CaCO}_3$  миқдори 90% гача боради.

Қоракум ва Қизилкумда карбонат қобиклар плиоцен ётқиқиқларида ривожланган (А.И. Перелман). Устки қисмида бу оҳакли уюшиқларнинг тутишиб кетган массаси ҳисобланади. Улар аста-секин бўшқоқ оҳакли массага айланади,  $\text{CaCO}_3$  миқдори 78% гача боради, баъзи жойларида палигорскит учрайди.

Қадимги карбонатли қобиклар Фарғона водийси ва Тошкентбўйи районларидаги бўр ва кайнозой ётқиқиқларида кенг тарқалган. Карбонатли пустилоқлар чуқинди тупланишдаги стратиграфик танаффуслардан гувоҳлик беради. Шимолий Фарғонада улар Ғова ва Варзиқ водийлари оралиғида, Тошкентбўйи районида Оқсоқ-ота водийсида бўр ётқиқиқлари кесмасида ривожланган. Бўр ётқиқиқларининг юқори қисмида шаклланган карбонатли қобик бу ерда яхши очилган (3.24-расм) ва қалинлиги 9-10 м га етади. Улар юқори турон сувости дельтаси ётқиқиқларида (Суренотанинг шимолий ёнбағри) ҳамда Оқсоқота ва Нурекога дарёлари қўшиливидаги юқори туроннинг қизил

рангли рангли саёз қўлтиқ гилли чўкинди жинсларида ривожланган. Бур ётқиқиқлари бу Ерда кучли карбонатланиш ва жуда қаттиқ гилли оҳактошларни эслатади. Улар Марказий Осиёнинг жанубий ҳудудларидаги минтақавий альболди танаффусини қайд этади.

#### Фарғонанинг

неоген

ётқиқиқларида

карбонатли қобик

унинг шимолий ва

жанубий

бортларида (Обчок

горизонти, М.Н.

Гримм)

ўртамиоценолди

танаффусини ва

жанубий бортида

плиоценолди

танаффусини акс

этиради.



3.24-расм. Оксокота дарёсининг чап irmoғи Шо-  
вулдоксойда ривожланган бур ётқиқиқлари ке-  
смасидаги карбонатли уюшиқлар. Х.Чиниқулов  
фотосурати

Карбонатли қобикларнинг мавжудлиги — қадимий куруқ чўл ва ярим чўл манзаралари ҳақида далолат беради. Тошкент ва Тошкентбуйи районида тарқалган карбонат цементли сўх, тошкент, мирзачўл ва сирдарё супалар мажмуаси ҳам шундай генезисга эга. Конгломератларни тўлдирувчи масса карбонат билан метасоматик тўлдирилган ва конгломератлар кўпинча нисбатан сув тўсувчи бўлиб ҳисобланади ҳамда турли таркибдаги сувли горизонтларни ажратиб туради. Шундай қилиб, сахро карбонатланиш горизонтлари, карбонат қобиклари нафақат стратиграфик, балки гидрогеологик аҳамиятга ҳам эгадир.

Иккиламча карбонатланиш тоғ жинсларининг петрофизик хусусиятларини ҳам ўзгартиради. Буни геофизик маълумотларни (сейсморазведка ва электроразведка) талқин қилишда ҳисобга олиш зарур.

Ўзининг петрофизик хусусиятларига кўра углеводород тўплamlари устидаги карбонат қобиғи эпигенетик карбонатланиш зоналарига ўхшаш. Уларнинг генезисни кальций углеродининг изотоп таркиби бўйича ҳам, стратиграфик ва минтақавий

барқарорлиги буйича ҳам аниқлаш мумкин[54]. Углеводород туғламлари устидаги эпигенетик карбонатланиш зоналари учун углероднинг энгиллашган таркиби характерлидир (Шпора Л.Д., Шипилин В.В., 2011).

**Гипсли қобик** саҳролар учун характерли ҳосила ҳисобланади. Қалинлиги бир неча метр бўлган гил-гипсли плиталар ер юзасидан 1,5-2.0 м чуқурликда ётади. Камрок ҳолларда бу гил зарралари миқдори юқори бўлган гипсининг тарқоқ ёки кристалли зарралари билан бойиган кум-алевритли горизонтлар ҳисобланади.. Бу гипсланган кум-алеврит-гил горизонтлари – гилли гипслар, гипсли плиталар, гипсокартон, ганч ишлаб чиқариш учун хом ашё ҳисобланади.

Дефлацион пастликларда грунт сувларининг сатҳи Ер юзасигача қўтарилиши мумкин. Бу пастликларда ботқоқланиш содир бўлади ва котловиналар шўрхоқларга айланади. Уларнинг ер юзасидан 0,25-0,5 м чуқурликдаги кесмасининг энг устки қисмида тузлар максимал концентрацияга эга бўлади ва чуқурлик ошган сари шўрлик кескин камайиб боради. Бундай саҳроици дефлацион шўрхоқликлар кенг майдонларни эгаллаб ётади. Улар Қизилқумда Оғигма, Муллали, Устюртда Борсакекмас, плиоцендаги Орол денгизи чўкмаси, шунингдек Амударё, Сирдарё, Жанадарёнинг курук делталари, дарё қайирлари ва аллювиал текисликлар ҳисобланади.

Шўрхоқлар (солончаклар) фақат курук иқлим шароитларида барқарор бўлади. Улар намлик ошган сари солонецларга ва кейинчалик солодларга айланиб боради. Энг муҳим ўзгаришлар терриген жинслар шўрланишида гил минералларида сезиларли учрайди. Гидрослюда калийли турдан натрийли турга ўтади, бунда сепиолит ва палигорскит ҳосил бўлади.

Саҳроларнинг ўзига хос ҳосилаларидан яна бири тақирлар саналади. Улар барханлар оралиғида бир неча км<sup>2</sup> майдонни ўз ичига олади. Дефлацион ва аккумулятив тақирлар каби турлари ажратилади (3.25-расм). Улар қуриш дарзликларига эга бўлган юпқа алеврит-гилли қобик билан қопланган. Аккумулятив тақирлар грунт сувларининг ётиш чуқурлиги 1,5 м дан ортик бўлганда ҳосил бўлади. Бунда ортикча тузлар грунт сувларига қўшилиб кетади ва капиллярлар орқали орқага қайтмайди. Ахён-ахёнда ёғадиган ёмғирлар ва грунтчи бўғланишининг

конденсацияси туфайли намланган тақирлар юзасида тақир қопламаси қалинлигини ошириб боровчи алевро-гилли зол материали чўкмага утади. Аккумулятив тақирларга ер юзасига чиқмайдиган «кўр» ер ёриқларининг фаол дарзланиш зоналари устидаги узун чўзилган тақирларни ҳам киритиш мумкин.



### Дефляция

3.25-расм. Аккумулятив тақирлар

тақирлар қумли

сахролардаги энг янги антиклинал тепаликларда жойлашган бўлади. Антиклинал тепаликлар ўсиши туфайли сахроларнинг бузилган қумли қаторлари тақир юзасини эслатувчи зич гиллар очилмаганича дефляцияга дучор бўлади. Грунт сувларининг ётиш чуқурлиги 1,5 м дан ортик бўлганда уларнинг капиллярлар бўйлаб кўтарилишида тақир ҳосил бўлади. Улар пайдо бўлган ёш структуранинг гумбаз қисмида жойлашган бўлади. Бунга мисол қилиб, Оролбўйи минтақасидаги Улкенқарасор, Қорақота ботиклигини келтириш мумкин.

Грунт сувларининг ётиш чуқурлиги 1,5 м дан кам бўлганда уларнинг капиллярлар орқали кўтарилишида тузларнинг кристалланишиг содир бўлади. Улар гилли қобикни юмшади ва зол ҳосилалари билан биргаликда момиқ шўрхоқларни ҳосил қилади ва кейинчалик дефляция орқали чуқурлашиб боради. Эҳтимол, Орол денгизининг дефляцион депрессияси, Амударёнинг қадимги (голоценгача) дельтаси шундай ҳосил бўлган.

Сахролар нафақат қумли, гилли ва суглинкали бўлади (тоғ олди текисликларида), балки тоғолди бедлендли (инглизчадан - ёмон тупроқ), тақирли, шўрхоқли (юқорида таърифланган), тошли бўлади (паст тоғлар, тепаликлар ва тошли пенепленлар). Сахроларга классик мисол қилиб, Сахрои Кабирдаги Тибести ва Ахаггар тизмаларини баландлиги 2500-3000 м) этагидаги тошли ва шағалли тоғолди сахроларини келтириш мумкин. Тоғолди, тошли ва шағалли сахролардан қумли материал шамоллар томонидан учирилиб кетилган. Тошли ва шағалли сахроларда қоялар, харсанглар, ғулаклар

ва бутун майдон кора рангга эга бўлади (3.26-расм).



3.26-расм. Жинс бўлаклари юзасидаги сахро чиникиш қобиғи

Улар қалинлиги 0,5-5 мм ли қорамтир, тўқ жигарранг, ялтироқ юпқа сахро чиникиш қобиғи билан қопланган. Сахро чиникиш қобиғининг таркибида темир оксидлари (36% гача), марганец оксиди (30%), глиназем (9%), кремезам (8,5%) бўлади. Сахро чиникиш қобиғи (3.26-расм) тоғ жинсларининг даврий равишда намланиши ва қуришида намлик етишмаслиги сабабли ҳосил бўлади. Бунда капилляр сувлар темир, марганец, глинозем ва кремнеземни олиб чиқади.

Сахролардаги ер ёриқлари бўйлаб нисбатан чучук сувларнинг (2-3 г/л гача) чиқиши эол материалининг доим намланиб туришига олиб келади. Бу жойларда тамарискдан (жингил) иборат ўсимлик қопламаси ривожланади. Ўсимлик қопламаси эол материални янада мустаҳкамлайди. Бу баландлиги 10 м гача борадиган қум-алевритли тепаликларни (чоколаклар) ҳосил қилади. Уларнинг устида буталар ва сахро ўсимликлари (қораиз, қум осокаси ва бошқалар) ривожланади. Чоколаклар нисбатан чучук сувлар чиқадиган ва бўғланадиган ўнлаб ва ҳатто юзлаб километрга боровчи ер ёриқлари бўйлаб ҳўзилган бўлади. Мисол учун, чоколаклар занжири Букантов-Султонувайс ер ёриғи бўйлаб кузатилади. Букантовнинг ғарбидаги Мингбулоқ ботиклиги бир қанча чоколаклар билан кесилган. Ерости сувлари динамикаси кучайганда чоколаклар тепасида нисбатан чучук ичимлик сувлари қўллари кузатилиши мумкин.

#### *Континентал ва денгиз сувларида галогенез*

Галогенез - арид зоналарда сув ҳавзаларининг ривожланиш поғонаси бўлиб, бунда ҳўкинди ҳосил бўлиш тоғли районлардаги

туб жинслардан эриган шаклда олиб чиқилган материалнинг чуқмага ўтиши туфайли осон эрувчан тузлар куринишида шаклланади. Галогенез Дунё океани билан боғлиқ бўлмаган континентал сув ҳавзаларига ҳам, денгизларга ҳам хос бўлади. Хемоген чуқиндилар таркиби ва уларнинг кетма-кет чуқмага ўтиши шўрланаётган ҳавза сувларнинг гидрокимёвий турига (синфига) боғлиқ бўлади.

Ёғингарчалик миқдоридан бугланишнинг куплиги эриган тузларнинг кимёвий чуқмага ўтиши учун идеал шароит ярагади. Эриган моддаларнинг асосий қисми саҳро, яримсаҳро, ярим чўлларга уларнинг ташқарисида жойлашган гумид зоналар ёки вертикал иқлим зоналигига эга бўлган арид зонасидаги тоғлардан келиб тушади. Эрувчан моддаларнинг жуда кам қисми арид зонанинг ўзида кечадиган кимёвий нураш жараёнларидан ҳосил бўлади.

Юкорида таърифланган грунт сувлари, асосан, арид зоналарнинг чеккасидаги тоғ этаклари, курук чўллардан саҳролар маркази томон жойлашган кўлларнинг гидрокимёвий турлари жойлашиш зоналигини белгилайди. Континентал кўллар орасида содали, сульфатли ва хлоридли турлари ажратилади. Энг юкори минераллашган содали кўллар арид ва гумид зоналари чегарасида жойлашади. Бу Шимолий Қозоғистон, Олтойнинг Бараба ва Кулунда чўлларидаги содали кўллариدير. Улар Оролбўйида ярим чўл сульфатли, Шимолий (Муюнқум) ва Жанубий Оролбўйининг (Қизилқум) сульфат-хлоридли ва хлоридли кўллари билан алмашади.

Н.В.Логвиненко буйича тузларининг чуқмага ўтиш кетмакетлиги қуйидагича:

1. Содали кўлларда: кальцит - доломит - сода (шўрланиш 18-20% да) галит;

2. Сульфатли кўлларда: кальцит - доломит - гипс (4-6% шўрланишда) - натрий сульфат - мирабилит - тенардит - галит (30% шўрланишда);

3. Хлоридли кўлларда: кальцит (18% гача шўрланишда) - галит (24% дан ортиқ шўрланишда).

Калийли тузларнинг чуқмага ўтиши содир бўлмайди. Аммо Н.М. Страхов калий тузларнинг чуқмага ўтиши мумкинлигини инкор этмайди.

Ер тарихида континентал кўллардаги галогенез жуда кам кузатилади. У фақат палеогенда маълум, неогенда ва туртламчи даврда давом этмоқда (3.27-расм). Масалан,

Хужанддан Намангангача чузилган Фарбий Фарғона миоцен кули терриген-хемоген қатламининг қалинлиги 3330-3400 м га, ангидрит қатлами 50 м га, калий тузлариники эса 160 м га боради. Тузларнинг бундай қалинлигига, афтидан, туз диапириزمi сабаб бўлади, яъни яхлит



3.27-расм. Улик денгизда хлоридли тузларнинг чуқмага ўтиши

тузнинг ўзидан гашкил топган энг қалин қатламлар гил материали билан жуда “ифлосланади” ва пелогалит ҳисобланади. Ер юзасида олигоценнинг ёткизиклари (сумсар қатламлари) билан контакт кузатилмайди.

Марказий Фарғона мегасинклиналида сўнгги ўн йилликларда бу контакт Фарбий Бурдалик. Гумхана ва Мингбулок майдонларидаги чуқур бурғ кудуклари ёрдамида очилган. Мингбулоқда қуйи-урта олигоценнинг денгиз сумсар қатламларидан ( $Pg^{1-2}$ ) қуйи массагетнинг континентал қизил-кўнгир чуқинди (урта-юқори олигоцен-қуйи миоцен- $(Pg^{1-2}-N_1^1)$ ) ёткизикларига ўтиш зонаси батафсил ўрганилган.

Эгамбердиев М. Е. [57] маълумотларига кўра, массагет сериясида юқоридан пастга қараб туртта литологик қатлам (субформация) ажратилади: 1) гил-терриген, 2) юқори гипсли, гиллашган; 3) гипсли-тузли қумли-гилли; 4) қуйи гипсли гилли. Уларни Шимолий-Фарбий Фарғонанинг таянч кесмалари билан, шунингдек В.И.Поповнинг [31] Дарвазбўйи неоген кесмасини стратиграфик булиниш схемаси билан стратиграфик таққослаш қуйидаги 3.7-жадвалда кўрсатилган.

Жадвалдан кўришиб турибдики, ушбу мураккаб гузилишга эга бўлган ғиштсимон-қизил свитанинг эвапорит-терриген қатлами моддий-литологик таркиби бўйича Мингбулоқда учта қатламларга бўлинади ( $KKC_1$ ,  $KKC_2$ ,  $KKC_3$ ). Ушбу қатламлар



В.И.Поповнинг Дарваз таянч кесмасидаги кайназой молассларида ажратган ёзгон, чилдара ва шурисой ритмосвиталарига тўғри келади. Мингбулок майдонида эвапорит-терриген қатламининг қалинлиги 210 м дан 270 м гачани ташкил қилади. Шимолий-ғарбий Фарғонанинг кайназой моласслари эталон кесмасидаги тўлиқ бўлмаган қалинлиги эса 3300 м, яъни 15 марта кўпдир.

3.7-жадвал.

**Марказий Фарғона мегасинклинали, Шимолий-Ғарбий Фарғона таянч кесмаси ҳамда Дарвазбўйи эталон неоген кесмаларининг стратиграфик корреляцияси (В. И.Попов бўйича)**

| Марказий Фарғона мегасинклинали, Мингбулок                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | Шимолий-Ғарбий Фарғона                                     | Дарвазбўйи                               |
|--------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|------------------------------------------|
| Гилли-терриген оч пушти свита (БРС)                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | Сурхоб ритмосвитаси (РС)                                   | Сурхоб ритмосвитаси (РС)                 |
| Қизғиш-ғишт рангли свита ККС, ККС <sub>1</sub> , ККС <sub>2</sub> , ККС <sub>3</sub> | ККС <sub>1</sub> - юқори гипсли, гилли<br>ККС <sub>2</sub> -гипс-тузли қум-гилли-Мингбулок горизонти. Қумтошлар ва гиллар-кизил-жигарранг, шоколадсимон. Пасткиси гипсли-гилли.<br>"Орзу"горизонти Қал. 100-120 м.<br>ККС <sub>3</sub> — қатламининг юқори қисмида кварц — гипсли гравелитли сув ости ювилиши юзаси. Пастки қисмда - тўқ жигарранг, гипсли | Ёзгон РС<br><br>Чилдара РС<br>Шурисой РС (тузости свитаси) | Ёзгон РС<br><br>Чилдара РС<br>Шурисой РС |
| Сумсар қатламлари                                                                    | III қатлам, малинаранг гиллар                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | ?                                                          | Сумсар қатламлари                        |

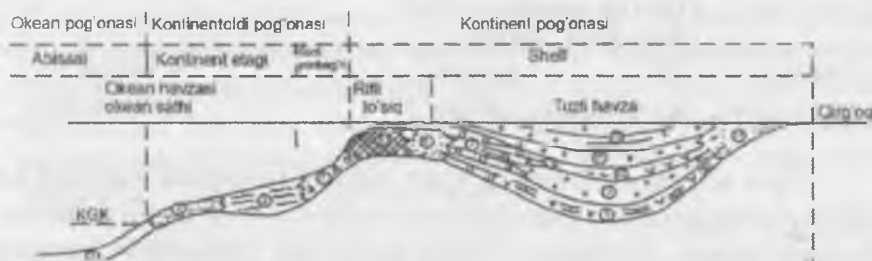
Ўрта юқори олигоцен ва қуйи миоцен (шурисой, чилдара ва ёзгон ритмосвиталари) эвапорит-терриген қатлами қалинлигининг бундай кескин ўзгариши, Помир томондан сикилишни ошиши натижасида замонавий Фарғона ботиклигининг шарқий ёнбағрини кўтарилиши натижасида содир бўлган палеоген денгизи Фарғона

курфазини қуйи-ўрта олигоцен регрессияси билан боғлиқдир. Фарғона ҳавзасининг Ғарбий чеккаси гипсометрик жиҳатдан анча паст бўлган. Эрозия базисининг бу ҳолати чуқинди материалнинг марказ томон интилувчи йўналишда гравитацион оқимларини ғарбга томон ўзгаришига сабаб бўлди, яъни чуқиндилар ташиш йўналишларини тубдан ўзгариши юз бериши туфайли содир бўлган.

Галоген тузларнинг асосий қисми денгиз ҳавзаларида континентлардан келтириладиган терриген материал минимал бўлганда экстроконтинентал иқлим шароитларида ҳосил бўлган (3.28, 3.16-расмлар). Н.М.Страхов туз ҳосил қилувчи денгиз ҳавзаларининг қуйидаги турларини ажратган:

1. Лагуна - денгиздан кумли тўсиқ (бар) билан ажралган;
2. Қуруқлик билан тор буғоз орқали денгизга боғланган қўлтиқлар;
3. Сувости ва сувусти тепаликлари, рифлар билан ажратилган эпиконтинентал денгизларнинг чекка зоналари;
4. Континентчи туз ҳосил қилувчи денгизлари.

Уларнинг Дунё океанларидан ажралиб қолиши риф ва уринма тўлқинлар тўсиқлари тизими туфайли вужудга келади (3.28-расм). Ажралиб қолиш даражаси магнезиал карбонатлар, сульфатлар ва хлоридларнинг кетма-кет чуқиши билан қайд этилади. Денгиз галогенезининг асосий хусусиятлари денгиз сувининг қайси сульфатли гидрохимёвий синфга (турга) мансублиги ва унинг дастлабки таркибига боғлиқ бўлади. Денгиз галоген чуқиндиларининг геохимёвий турлари турли-туман эмас (3.28, 3.16-расм).



3.28-расм. Океан ва туз ҳосил қилувчи ҳавзаларда чуқинди ҳосил бўлиш зоналигининг қўшимча киритилган умумлаштирилган схемаси (Тронцкий В.И., 2005):

Океан чуқиндилари: 1 - карбонат чуқишнинг критик чуқурлигидан (КЧКЧ) пастдаги чуқур сувли абиссал чуқиндилар; 2 — чуқур сувли карбонатли ётқизиклар (КЧКЧ дан юқорида); 3 - континент ёнбағри ва континент етаклардаги турбидитлар; 4 - континентал ёнбағирдаги дағал терриген ҳосилалар (ёввойи филиш); 5 - рифлар (тўсик рифлари); 6 — тўсик рифларнинг ички ёнбағирларидаги булакли-карбонатли чуқиндилар; 7 - доломитлар; 8 — чуқур сувли карбонатлар ва гипс; 9 - тузлар; 10 - гипс; 11 — натрий тузлари; 12 - калий тузлари; 13 - кирғок чуқиндилар.

Н.В.Логвиненко фикрича денгиз билан боғланган лагуналарда тузларнинг чуқмага ўтиш тартиби қуйидагича: кальцит-оҳактош (шўрлик 15% гача), карбонат қўшимчаларига эга гипс (шўрлиги 15-27%), шўрлик 27% дан юқори бўлганда натрий ва калий хлоридлари, натрий, калий, магнийнинг комплекс тузлари чуқмага ўтади.

Тузларнинг чуқмага ўтиш кетма-кетлиги ва тузли қатламларнинг ҳосил бўлиши геологлар томонидан лабораторияларда физик-кимёвий экспериментал тажрибалар ўтказиш асосида аниқланган. Табиий шароитларда тузли ётқизиклар одатда карбонатли жинслар устида ётади. Кесманинг пастки қисмида одатда карбонатли, гилли ва сульфатли жинслар алмашиб ётади, устки қисми эса сульфатлардан иборат. Кесма ош тузлари ва калий тузлари билан яқунланади. Хемоген чуқиндиларнинг умумий қалинлиги юзлаб метрларга етиши мумкин. Масалан, А.А. Иванов бўйича (1960) Соликамск конида (Уралолди ботиклиги, Р<sub>2</sub>) ош тузи қатламларининг қалинлиги 250-400 м га боради, уларнинг устида алмашиб ётувчи калий ва ош тузлариники эса 33 дан 136 м гача ётади. Амударё НГВ юқори юра тузли ётқизикларининг қалинлиги: Бухоро поғонасида 0 дан 80 м гача; Чоржов поғонасининг шимолий-ғарбида 60 м, жанубий-шаркидаги Бешкент ботиклигида 1000 м гача боради. Тузларнинг энг йирик конлари кембрий, девон, перм, юра, палеоген ва неоген ётқизикларида ривожланган.

Галоген жинслар энг яхши флюидтўсувчилар, яъни қопқоқ ҳисобланади ва углеводород конларининг сақланишини таъминлайди.

Атмосфера ёгин-сочинларининг танқислиги ва ўсимлик қопламасининг кам маҳсулдорлиги арид литогенезнинг ўзига хос хусусиятлари саналади. Ўсимлик қопламасининг камлиги арид

гипергенез зонасида органик кислоталарнинг амалда бўлмаслиги, ишқорли ва кучли ишқорли геохимёвий шароитларнинг ҳукмронлигини таъминлайди. Нураш пўстидан хлор, бром, олитингургурт, ишқорий ва ишқорий-ер элементлари, фтор, силикатлар олиб чиқилади (2.1-жадвал). Шунинг учун ҳам, қолдиқ жинслар гидрослюда-сметтитли, баъзан палигорскитли қобикдан иборат бўлади. Элювий таркибида кимёвий нурашда беқарор бўлган дала шпатлари ва слюдалар сакланиб қолади.

Арид тоғли шароитларда инфильтрация зоналарининг қалинлиги бир неча юз метрга боради. Капилляр кўтарилиш зонасида ғрунтичи бугланиш сувлари ҳарорати 70-80°C га етади ва псевдогидротермал характерга эга бўлади. Сульфат-хлорид тузлари ва карбонат ангидрид билан тўйинган бундай сувлар инфильтрация зонасидаги тоғ жинсларидан ва тупроқдан мис, кўрғошин, рух, молибден, ванадий, уран, селен, марганец ва кремнезем гидратлари ва оксидлари билан сахро чиникишини ҳосил қилади. Мис, рух, кўрғошин асосан сульфатлар шаклида чиқиб кетади. Селен, молибден, уран, ванадий қатлам оксидланиш зоналарида тўпланади.

*Музлик вилоятларида совуқ (нивал) иқлимда чуқинди ҳосил бўлиши (замонавий музлик седиментогези)*

Ҳозирги вақтда Ер юзасида икки - шимолий ва жанубий кутб иқлим зоналари ажратилади (3.5; 3.17-расмлар). Йилнинг кўп қисмида сув қаттиқ фазада - қор, фирн ва муз ҳолида бўлади. Тоғ жинсларида физик (механик) бурдаланиш жараёнлари ҳукмронлик қилади. Кимёвий ва биологик жараёнлар жуда сустр кечади. Фақат оксидланишнинг сустр жараёнлари оғир металлларнинг осон эрийдиган сульфатлари ҳосил бўлиши билан тугайди. Замонавий музликлар Ер юзасининг 10% га яқин майдонини қамраб олади, уларнинг кўп қисмини кутб ҳудудлари (Антарктида, Гренландия) континент музликлари ташкил этади. Фақат курукликнинг унча катта бўлмаган қисмини арид ва гумид вилоятларнинг тоғ музликлари эгаллайди. Ташишнинг бош омили музлик (музликлар ва сузувчи музлар) ҳисобланади. Замонавий музликларнинг ҳаракат тезлиги 1 дан 10 м/суткани ташкил этади, камдан-кам ҳолларда 20 м/сутка ёки ундан ортиқроқ бўлади. Водий бўйлаб музликларнинг пастга қараб ҳаракатланиши остидаги, ён қанотларидаги буртик жойларни майдалайди,

тирнайди, силлиқлайди ва б. Ушбу музлар катта харсангтошлардан тортиб гил заррачаларгача бўлган майдаланган материалларни ташийди. Музликнинг эришидан водийда ва унинг ёнбағирларида морена шаклида ташилаётган материал чуқмага ўтади. Морена материали - глибалар, харсанглар, ғулаклар, шағал, кум ва гил



3.29-расм. Тоғ музлиги и морена ётқиқиқлари

заррачалари аралашмасидан иборат бўлади (3.29-расм). Материалларнинг сараланмаганлиги морена ётқиқиқларнинг характерли хусусияти ҳисобланади. Материаллар ташилишида куруклик музликлари эришидан ҳосил бўладиган сув оқимлари иккиламчи аҳамиятга эга бўлади. Морена текислиқларининг шаклланиши музлик ва музости сувлари фаолияти билан боғлиқ.

Музлик ости қўллари кўпроқ сараланган тасмали гиллар тўпланиши характерли бўлади. Улар стратификацияланган параллел тасмалардан иборат бўлиб, жуфт қатламларни ташкил этади (3.30-расм). Улардан бири ёз ойларида тўпланган кум ва совуқ вақтлари музлик қопламаси остида вужудга келган гилларнинг юпқа қатламчасидан таркиб топган. Тасмали гиллар қатламчаларини санаш музлик ётқиқиқлари геохронологияси



усулларидан бири ҳисобланади [7].

Музлик қовушоқ пластик материал бўлиб, тортишиш кучи таъсирида ўзнинг оғирлигиги ва ёнбағридан тушган булакли материаллар оғирлиги туфайли оқади. Кутб ва

3.30-расм. Тасмали гиллар кесмасининг тузилиши.

субқутбий вилоятларда денгиз соҳилига етиб келган музликлар парчаланиб айсберглар ҳосил қилади. Шимолий ярим шарнинг континентал музликлари ҳосил қилган айсберглар 40-параллелгача, жанубий яримшарда эса Атлантика ва Ҳинд океанининг 33° параллелигача етиб боради [17]. Улар ўзи билан олиб келган ёмон думалоқланган ва сараланмаган материалларни тарқатиб, денгиз ва океанлар тубида ётқизади. Материаллар ташилишида қутбий денгизларнинг саёз сувли ландшафтидаги туташган музликлар ҳам катта аҳамият эга. Улар ўзида музлаб ёпишган думалоқланган ва сараланган литорал материалларни ташийди ва улар музлик эриганидан сўнг чўкмага утади.

Қутб ҳудудларида ва баланд тоғлар ёнбагирларида музли нураш материаллари ҳосил бўлади ва улар ҳам музликлар ёрдамида ҳавзага ташилиб, тошлоқ сочилмаларини ҳосил қилади.

Антропоген муз босиш даврларида музликлар Ер юзасининг катта қисмини қамраб олган. Арктик муз қопламанинг умумий майдони 40 млн. км<sup>2</sup> ва қалинлиги 3 км етган. Шимолий Америкада музликлар рельефда чуқурчалар ҳосил қилган, энди уларни Буюк қўллар эгаллаган. Европада музликлар Лондон, Варшава, Киев, Воронеж кенглигигача етиб келган. Осиёда эса - Об ва Иртиш дарёларининг қушилиш жойигача тарқалган. Континентал музликларининг шамоллар ёрдамида учириб кетилган майда эзилган морена материаллари Жанубий Россия, Украина, Ғарбий Сибир, Шимолий Қозоғистон ва Шимолий Америка текисликларидаги лёсслар шаклланишда иштирок этган.

Ер тарихида муз босиши бир неча марта юз берган. Ҳозирги вақтда 4 та муз босиш эралари: Канада (эрта протерозойнинг бошланиши 2,45-2,2 млрд.йил); Африка (рифей охири-венд 0,9-0,59 млрд. йил); Гондвана (ўрта-кечки палеозой 0,38-0,24 млрд. йил) ва кечки кайнозой (олигоцен-плиоцен 30-40 млн. йил) аниқланган.

#### *Вулканоген-чўкинди седиментогенези*

Вулканоген-чўкинди седиментогенези сувости ва сувусти вулкан фаолияти мавжуд районлар ва унга ёндош ҳудудларда жойларда ривожланади. У иқлимга нисбатан зоналли эмас. Литосфера юзасида вулкан отилишидаги портлашлар туфайли қуруқлик юзасига ва Дунё океани акваториясига қаттиқ, суёқ ва газсимон ҳолатда кўп миқдорда материаллар келиб тушади.

Куруклик юзасида вулкан материали ташилади ва седиментациянинг умумий қонунлари бўйича қўмилиб кетади.



3.31-расм. Индонезиядаги Кракатау  
вулканининг отилиши

(3.31-расм). Бунда у чуқинди материаллар билан аралашиб кетади ва гиперген омиллар таъсирида чуқинди жинсларнинг айрим хусусиятларига эга бўлади. Ер юзасида вулкан отилишида терриген ва биоген чуқиндилар орасида лавалар, туфобрекчиялар, туфлар ҳосил бўлади (3.32-расм). Турли нисбатларда чуқинди ва

вулканоген материаллар аралашмаси вужудга келади. Сувошти вулканизмида эксгальция ва гидротермалар ҳисобига кимёвий ва биокимёвий чуқиндилар: яшмалар, фтанитлар, Fe, Mn, Cu, Pb, Zn маъданлари ва бошқалар ҳосил бўлади.

Вулкан кулининг кўп қисми экструзив-эксплозив ва eksploзив отилиш давомида тарқалади. Отилишнинг каттик маҳсулотларини 2-3 тоннагли глибалардан тортиб алевроит ва пелит ўлчамидаги зарралар ҳам ташкил этади (3.33-расм). 1 мм дан катта зарралар одатда эффузив жинсларнинг булакларидан, жуда майда пирокластик материал эса вулкан шишасидан иборат бўлиб, 50 км баландликкача отилади. Отилишда ташилиш узоклиги зарраларнинг ўлчамига боғлиқ: глибалар - бир неча километрга, кўм ўлчамидаги доналар юзлаб километрга, алевроит ва пелит ўлчамидаги вулкан кули эса минглаб ва ўн минглаб километрларга боради.

Вулканоген ва терриген чуқинди материалларнинг нисбатига кўра вулканокластик (чуқинди-пирокластик) ва вулканоген-чуқинди жинслар ажратилади. Чуқинди-пирокластик жинсларда пирокластик материал миқдори 50% дан ортик бўлади. Буларга ўлчами 2-10 мм бўлган майда лапиллар, псаммитли туффитлар - 0,1 - 2 мм, ўлчами <0,01-0,1 мм бўлган алевроит ва пелитли туффитлар киради. Вулканоген-чуқинди жинсларда пирокластик материалнинг миқдори 50% дан кам бўлади. Булаklar ўлчамига қараб туфогравелитлар, туфоқумтошлар, туфоалевролитлар ва туфопелитлар ажратилади.

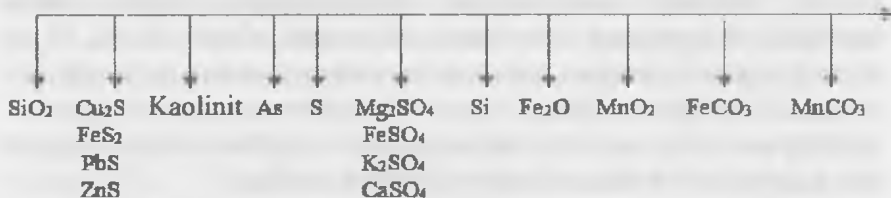


3.32-рasm. Вулқон лаваси



3.33-рasm. Вулқон отилиши маҳсулотлари

Ўрта океан тизмаларидаги рифт водийларида ва трансокеан ер ёриқларида сувости вулқон отилишида вулканоген-чўкинди жинслар темир, марганец, мис, кўрғошин, рух, нодир ва тарқок элементлар билан бойиган бўлади. Гидротермал-узгарган металл чўкиндилар шаклланади [52]. Седиментогенез рН ва Eh нинг паст кийматларида кечади ва металллар сульфидларининг чўкмага утиши седиментогенез босқичидаёқ амалга ошади. Ҳозирги вақтда бундай седиментация Тинч океанидаги Бауер ва Хесс ботикликларида, Ҳинд ва Атлантика океанидаги рифт ботикликларида, Қизил денгизнинг рифтларида кузатилади. Уларнинг зоналлиги вулканоген-чўкинди шароитларида кечадиган чўкиндилар дифференциацияси билан белгиланади. Бу зоналлик қуйида келтирилган:



Ювилиш ҳудудлари яқинида кремнезём ва Cu, Pb, Zn сульфидлари чўкмага ўтади. Сувости гидротермалари манбаларидан узоклашган сари муҳит аста-секин оксидланишга ўтади, чунки 3-4 км чуқурликда океан сувлари тубида кислород миқдори 4-6 мг/л гача ошади. Металлар оксидланган шаклда темир-марганец конкрециялари, темир ва марганец карбонатлари ҳолида чўқади. Марганец гидроксидлари юқори сорбция хусусиятларга эга. Улар манфий зарядга эга бўлиб, денгиз сувлари билан аралашган гидротермал эритмалардан маъданли



элементлар: Cu, Pb, Zn ва бошқаларни ютади (сорбция). Фаол сорбция мусбат зарядга эга бўлган маъданли элементлар ионларининг миқдори юқорилиги билан гушунтирилади. Денгиз седиментацияси шароитларида темир гидроксидлари мусбат зарядга эга ва фақат манфий зарядли анионларни сўриб олади. Сувоисти гидротермалари нордон эритмалари нейтралзацияси каолинит, сульфатлар, кремнезёмнинг (трепел, кремний, яшма) чуқмага ўтишига олиб келади.

Куруқликда, айниқса сувоиста вулконларнинг отилиши кремнезёмдан тузилган скелетли радиолярий ва диатомейлар популяциясининг фавкулудда тез кечишига таъсир кўрсатади. Улар одатда турли кремнийли ноанъанавий коллекторларнинг асосини ташкил этади. Диатомитлар ва радиоляритлар УВ регенерацияси учун органик моддалар тўпланишида иштирок этади, чиғаноқларнинг тузилиши эса коллекторлик хоссалар шаклланишига ҳисса қўшади.

#### ***Назорат саволлари:***

1. Ташилиш ва охириги сув оқимлари ҳавзасида чуқини энергияси манбаларини айтиб беринг.

2. Гумид, арид ва нивал шароитларда чуқинди ҳосил бўлишининг асосий омилларини айтиб беринг.

3. Арид иқлим чуқиндиларининг асосий белгилари нималардан иборат?

4. Вулкан-чуқинди литогенези ОМ миқдори ошишига ва коллекторлик хоссалари шаклланишига қандай таъсир кўрсатади?

### **3.3.Океан седиментогенези**

*Дунё океани батиметрик вилоятлари ва тубининг рельефи.*

Дунё океани Ер юзаси майдонининг 70,8% эгаллайди. Океанда қуйидаги батиметрик вилоятлар ажратилади: шельф - чуқурлиги 0 дан 200 м гача, баъзан 500-600 м гача (нерит вилояти), континентал ёнбағир (батиял вилоят) 200-500 м дан 2000-4500 м гача, абиссал вилоят (континет этаги, аста-секин чуқур сувли океан текисликларига ўтувчи) - 3500-4000 м дан 6000 м гача ва ультраабиссал вилоят - чуқурлиги 6000 метрдан ортқ (3.34-расм).

Ер юзаси (литосфера) гипсометрик эгри чизигида шельф континентал поғонага киради, чунки у Дунё океани сувлари билан қопланган материкнинг бир қисмидир. Унинг майдони Ер юзасининг 7,6% ини ташкил этади. Шельф тубининг ўртача қиялиги  $0,1-1^\circ$ , ўртача кенглиги 75 км, ўнлаб километрдан юзлаб километргача ўзгаради. Максимал кенглиги



3.34-расм. Дунё океани тубининг релефи.

Сибирнинг шимолий-шарқида, Шимолий

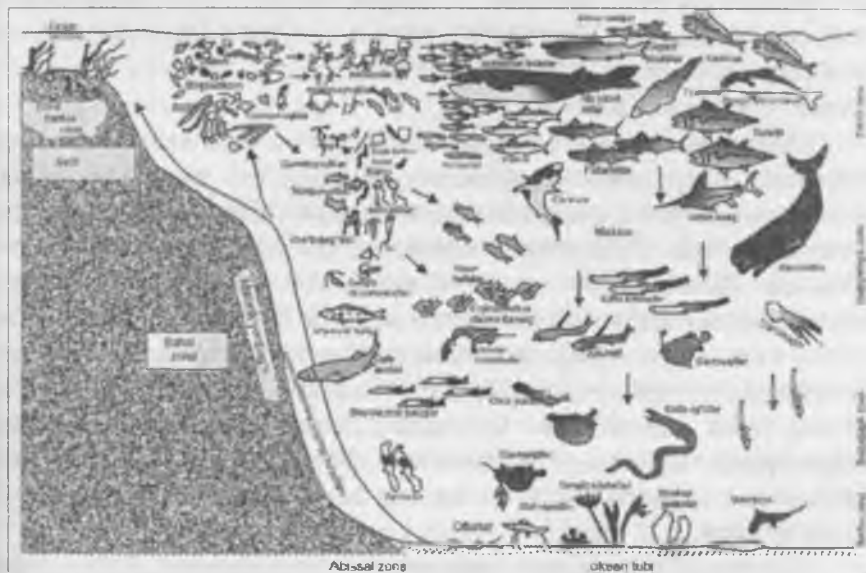
Американинг шимолий ва шимолий-шарқий соҳилида 1200-1300 кмни ташкил қилади. Океанга қараб шельф континентал ёнбағирга ўтади. Континентал ёнбағирнинг кенглиги 10-100 км. Бу Дунё океани юзасининг 15,3% майдонини эгаллайди. Континентал ёнбағирнинг қиялиги  $3-7^\circ$  дан  $20-30^\circ$  гача ўзгаради. Ўртача қиялиги  $10^\circ$ , яъни шельфнинг ўртача қиялигидан деярли 10-100 марта ортиқ. Континентал ёнбағир шельф билан бирга баъзан континентал супа ҳам деб юритилади (Мурдмаа И.О., 1987), чунки континентал ёнбағир ва шельфда материкнинг тектоник структуралари кузатилади ҳамда континентал турдаги ер пўстига эга бўлади. Одатда шельф ҳамда континентал ёнбағирнинг умумий кенглиги 150 кмгача бўлади.

Континентал ёнбағирнинг этагидан (3000-4000 м) абиссал ботикликқа қараб қиялик камайиб ( $0,1^\circ-0,3^\circ$ ), кенглиги 600 км гача бўлган континент этагига секин-аста ўтиб боради, литосферанинг қаърида унга океан ер пўсти мос келади.

Латерал планда соҳилдан очиқ денгизга қараб, шельф устида океан нерит вилояти жойлашган. Бу денгиз ва океанларнинг соҳил қисми бўлиб, тахминан шельф чегарасига тўғри келади (3.35-расм). Денгиз сувлари кислородга бой ва ёруғлик етарли бўлганлиги учун тирик организмларга жуда бой. Шельфда иккита литорал ва сублиторал зоналар ажратилади. Литорал – даврий

равишда отлив вақтида очилиб қоладиган соҳилбўйи қисми бўлиб, денгиз сатҳининг энг юқори ва энг паст прилив-отлив зонасини ўз ичига олади. Сублиторал зонаси денгиз сувининг максимал пасайган сатҳидан 200 м чуқурлигигача боради.

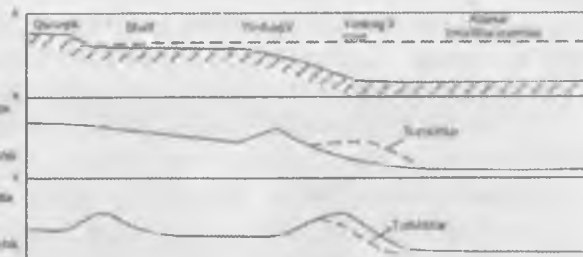
Океаннинг нерит вилоятидан кейин пелагик вилоят жойлашган. Бу нерит майдони ташқарисида пелагик организмларнинг яшаш муҳити ҳисобланади. Уларнинг ҳаёти океан туби билан боғлиқ эмас ва сувда сузувчи сувўтлари, оқимлар ва тўлқинлар ёрдамида сувда пассив сузиб юрувчилар (зоопланктон ва фотопланктон) ва мустақил ҳаракатланувчи нектон организмларлардан иборат.



3.35-расм. Океанларнинг батиметрик зоналари ва уларнинг органик дунёси.

Пелагик минтақада америкалик океанологлар Dietz and Holand (1966) континентал нишабликнинг пастки қисми ва континентал этакнинг юқорисидаги сув катламида, яъни 2000 м дан 4000 - 5000 м гача бўлган чуқурликларда гемипелагик минтақани ажратадилар. Гемипелагик минтақа органик модда микдорининг кўплиги билан ажралиб туради [26].

Чуқур сув  
абиссал  
ботиқликлари  
чуқурлиги 6 км  
етади ҳамда Ер  
юзасининг камида  
60% эгаллайди, 6  
км дан ортиқ  
чуқурлик сув  
майдонлари  $\approx 1\%$   
ни ташкил этади  
(3.36-расм). Океан  
ботиқликларининг  
ўртача чуқурлиги 3750 м.



3-36-расм. Континентларнинг пасив чеккасида  
чуқиндилар тақсимланишининг принципал  
схемаси: а-релеф; б — чуқиндилар  
гранулометрияси; в - органик моддалар (Куз-  
нецов В.Г., 2012).

Океанларнинг марказий қисмида ўрта океан тизмалари қад  
кутарган. Улар абиссал текисликлардан 2,5-3 км баланд. Бу  
tizmalarнинг ёнбагирлари қиялиги пасайиб абиссал котловинага  
туташиб кетади. Ўрта океан тизмаларининг ўрқачи океан сувлари  
сатҳидан ўртача 2700 м чуқурликда жойлашган. Ўрта океан  
tizmalarининг марказий қисмида кенглиги 20-30 км ва чуқурлиги  
1500 м гача борувчи рифт водийси жойлашган. Рифт водийсининг  
ўқ қисмида ҳозирги пайтда базальт лавалари отилиб турувчи тор  
(4 км) зона кузатилади. Бу ердаги очиқ дарзликларда фаол  
гидротермал булоқлар жойлашган бўлиб, улардаги металл  
эритмалар ҳарорати 350°C га боради ҳамда металл чуқиндилар  
ҳосил қилади.

Литосфера плиталари спредингида (очирилишида). ўрта океан  
tizmalarи ўқида ёш океан пўстининг шаклланиши амалга ошади.  
Спрединг тезлиги 2-18 см/йил ни ташкил этади. Спрединг  
zonasидан янги ҳосил бўлган океан пўсти совуб қотади ва океан  
абиссал чуқиндилари билан қопланади, уларнинг қалинлиги  
марказий қисмларда 1000 м гача боради. Континентларнинг фаол  
чеккаларида, субдукция зонасида, мантияга чуқади, қайта эрийди  
ва континентал қобиқнинг шаклланишининг бошлаб беради.

Дунё океани ложасини ташкил этувчи абиссал котловиналар,  
вулкан тизмалари ва асосан вулканик келиб чиқишга эга бўлган  
кўп сонли сувости тоғлари билан мураккаблашган бўлади. Баъзи  
тоғларнинг чуққилари океан сатҳидан чиқиб туради (масалан,

Гавай ороллари). Чуққилари кесилган вулканларда (гаёталар) кўпинча ҳалқасимон риф қурилмалари (атоллар) ривожланади. Сувости тоғлари, ороллар ёйлари ва атолллар атрофида кўпинча дагал бўлакли терриген жинсларнинг шлейфи шаклланади. Абиссал котловиналарнинг ложаси трансформ ер ёриқлари билан кесилган. Натижада тор ва чуқур сойликлар ҳосил бўлган. Соёликларнинг юзаларида магматик фундаментга эга бўлган ва кам қалинликдаги чуқиндилар билан қопланган океан пустининг кесмаси кузатилади.

**Океан суви.** Дунё океани улкан сув массаси Ер литосфераси юзасини камраб олган энг динамик муҳитга эгадир. Океан юзасида ҳукмронлик қилувчи шамоллар, марказдан қочма кучлар ва Кориолис кучлари таъсирида турли зичликка эга бўлган океан сувлари ҳаракатга келади. Масалан, илиқ Голфстрим оқими Атлантика океанининг Кариб денгизида вужудга келиб, Флорида ярим оролидан Шимолий Муз океанининг Шпицберген ороллариғача 10000 км масофага оқиб боради.

Унинг тезлиги Ньюфаундленд кирғоқларида 3-4 км/соатга боради, сув ҳарорати эса 20-26°C ни ташкил этади. Ўртача умумлашган сув сарфи 25 миллион м<sup>3</sup>/сут бўлиб, дунёнинг барча дарёлариникига қараганда 20 марта ортиқ.

Дунё океани сувларида 250-750 гача чуқурликда оқувчи юза оқимлари, 2000-2500 м чуқурликдаги, 4000-5000 м ораликда ва янада чуқурроқ океан ложасидаги ҳавза туби оқимлари аниқланган (3.37-расм).

Денгиз суви - Дунё океанида нафақат континентлардан келтирилган терриген материалларни, эриган моддаларни, тирик ва ўлик организмларни, балки Ўрта океан тизмалари рифт зоналаридаги сувости вулқон отилишидан ва атмосфера билан газ алмашишида пайдо бўлган каттиқ, суюқ ва газсимон моддаларни ташишнинг асосий омили саналади.

Океан сувларининг устки қаватидаги минерализацияси (эриган моддалар миқдори) 3-5 ‰ дан 40-45 ‰ гача кенг ораликда ўзгаради, чуқурлик сувларининг шўрлиги 34-35 ‰, ўртача - 35 ‰.

Океан сувларининг катион таркиби (Na, K, Ca, Mg) континентлардан эриган ҳолда келтириляётган моддалар, анион таркиби (Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>) эса сувости эксгальяцияси таъминоти билан белгиланади. Денгиз сувининг таркиби (‰ ҳисобида)

қуйидагича:  $\text{Cl}^-$  – 18,979%;  $\text{SO}_4^{2-}$  – 2,6486%;  $\text{HCO}_3^-$  – 0,1397%;  $\text{Br}^-$  – 0,0646%;  $\text{F}^-$  – 0,0133%;  $\text{H}_2\text{BO}_2^-$  – 0,026%;  $\text{Na}^+$  – 10,5562%;  $\text{Mg}^{2+}$  – 1,2720%;  $\text{Ca}^{2+}$  – 0,4001%;  $\text{K}^+$  – 0,3800%;  $\text{S}_2^{2+}$  – 0,0133%. Туз таркиби: хлоридлар:  $\text{NaCl}$  – 77,8%;  $\text{KCl}$  – 2%;  $\text{MgCl}_2$  – 9,3%; сульфатлар:  $\text{MgSO}_4$  – 6,6%;  $\text{CaSO}_4$  – 3,5%; карбонатлар – 0,56%. Сулин таснифига кўра улар хлор-магний турига киради.



3.37 -расм. Дунё океани сув оқимлари.  
 → Иссиқ оқимлар → Сувук оқимлар

Ушбу барча кўриб чиқилган тузлар, карбонатлардан ташқари, океан сувининг тўйиниш даражасидан анча узоқ. Шунинг учун ҳам улар океан сувларининг минераллашуви анча ортганда ҳам чўкмага ўтмайди.

Денгиз сувининг физик хусусиятлари (шўрлиги, ҳарорати, шаффофлиги ва ҳоказолар) ҳамда газ фазасининг таркиби органик ҳаёт ривожланишини, геокимёвий муҳитни, муайян минерал компонентларнинг эриши ёки чўкмага ўтишини таъминлайди. Океан сувига атмосферадан ўтган ва яшил ўсимликларнинг (сувўтлар) фотосинтез жараёнида ажралиб чиққан эриган кислород сувли муҳитдаги ҳаёт тараққиётини белгилайди. Муаллифлар фикрига кўра, Ўрта океан тизмаларидаги спрединг зонасида базальт лаваларининг дегазацияси жараёнида океан сувига ўтган эндоген кислород ҳам катта аҳамият касб эади. Кислород дегазацияси қуйидаги шартлар билан белгиланади:

Америка геохимик-петрологи Деви томонидан "минерал тизимнинг кислород талаби" (МТКТ) тушунчаси киритилган. Океан қобиғини ташкил этувчи асосий жинс - ғаббронинг МТКТ 0,70% ташкил этади. Ғаббро ёпик эндоген шароитларда газ фазасини минимал йўқотиб кристалланади. Ғаббронинг оқиб чиққан муқобилида (базальт) МТКТ 1,14% га тенг, яъни базальтнинг минерал тизимида кислород янада кўп:  $1,14\% - 0,7\% = 0,44\%$  ва кўплаб кимёвий элементлар кислород бирикмаларига кирмаган. Масалан, ғабброда соф ҳолда учрамайдиган соф темир, қурғошин, сурма базальтларда пайдо бўлади. Демак, отилиб чиққан базальтлардан атмосфера газ фазасига кислород ҳам киради. Базальт лаваси сув остига оқиб чиққанда кислород океан сувлари таркибига утади. Аммо Дунё океани абиссал котловиналарида (Шимолий Муз океани ва Шимолий Атлантикадан ташқари) океан сувларидаги кислороднинг асосий манбаи бўлиб совуқ антарктикадан келтирилган кислород саналади. Афтидан, кислородга бой бўлган совуқ Антарктида сувлари, асосан Уедделла денгизида шаклланади. Антрактиданинг континентал ёнбағирлари бўйлаб мўътадил кенгликлар илиқроқ сувларининг остига ҳаракатланаётганда улар экваторни кесиб ўтиб, Тинч ва Атлантика океанларининг шимолий мўътадил кенгликлариغا етиб боради. Масалан, Н.М. Страхов маълумотларига кўра, Атлантиканинг экваториал зонасида сувда эриган кислороднинг тақсимланиши куйидагича:

0-200 м - 4-9 мг/л

500 м - 0,5-2 мг/л

5000 м - 5,6 мг/л

‰ - промилле - қандайдир миқдорнинг мингдан бир қисми (улуши)

% - фоиз - қандайдир миқдорнинг юздан бир қисми, яъни ‰ дан % марта кўп. Шундай қилиб, 1‰ - бу 1000 г (1 кг) минераллашган денгиз сувидаги 1 г туз миқдори.

Антарктиданинг совуқ сув сатҳи океан юзидан ўртача 4000 м да чуқурликда жойлашган. Бу доимий эмас ва Антарктиданинг карбонатлар билан етарлича тўйинмаган совуқ сувларида, афтидан, чегараси кескин ўзгаради (лизоклин).

Карбонат ангидрит ҳам атмосферадан олинади ва бундан ташқари океан сувларидаги тирик организмлар томонидан

чиқарилади, сувости эггалицияси давомиди ажралиб чиқади.

CO<sub>2</sub> миқдориға карбонат мувозанати реакцияси ҳам сезиларли таъсир кўрсатади:



Шимолий кенгликлардаги совуқ сувларда ва катта чуқурликларда CO<sub>2</sub> эрувчанлиги ошади ва мувозанат чапга сурилади, яъни океан сувларида CO<sub>2</sub> бикарбонатлар холида Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> кайд этилади. Илик экваториал денгиз сувларида CO<sub>2</sub> эрувчанлиги пасаяди ва хемоген оҳактош CaCO<sub>3</sub> (кальцит) кабилида чўкмага ўтади.

Денгиз сувида водород сулфиди (H<sub>2</sub>S) одатда бўлмайти, аммо хавзаларда фаол вертикал циркуляция бўлмаса, сув аралашмаса ва органик моддалар миқдори юкори бўлса сульфат редукцияси натижадасида H<sub>2</sub>S ҳосил бўлади ва у анча миқдорда тупланиши мумкин. Шу туфайли денгиз суви захарланади. Мисол учун, Қора денгизда 150 метр чуқурликда шундай жараён кузатилади. Катта чуқурликда сульфат-редукцияловчи бактериялардан ташқари ҳеч қандай тирик организмлар мавжуд эмас. Водород сульфидли ва метанли ифлосланишни Каспий денгизининг Жанубий Каспий ботиклигида ҳам кузатиш мумкин. Водород сульфиднинг манбаи - сульфат редукцияси, метанники эса - эхтимол балчик вулканларидир.

**Органик дунё.** Океанларда ҳаётнинг икки: пелагик ва бентал вилоятлари ажратилади (3.35 расмға қаранг). Пелагик вилоятда нектон ва пассив сузувчи зоопланктон ҳайвонлар: оҳакли чиғаноқли фораминафералар, кремнийли чиғаноқли радиолярийлар ва фито планктон - сув ўтлари - асосан диотомей ва коколитофоридлар ҳаёт кечиришади. Пелагиалда устки 100-150 м да (куёш нури кириб борувчи чуқурликда) энг кўп организмлар яшайди. Бу катламда Дунё океани умумий планктонининг тахминан 65%и яшайди. Дунё океанининг 76%ини эгаллаган бентал вилоятида, яъни океан тубида фаунанинг фақат 9-10%и тупланган бўлиб, бу океан шельфидагига қараганда 6-8 баробар кам. Лекин чуқурлик сувининг барқарор кўтарилувчи оқимлари - апвеллинг зонасида планктонлар ва нектон организмлар анча сероб бўлади.

**Континентал четлар.** Океанлар континентлар билан континент четлиги орқали туташади. Континент четлиги Дунё



океанининг тахминан 20% ни, шу жумладан континент ёнбағрининг 15,2% эгаллайди. Континентал четнинг икки асосий тури мавжуд: пассив (Атлантика тури) ва фаол (Тинч океани тури) тури ажратилади. Пассив континентал четлар бўйлаб континентлар ёш океанлар: Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанлар билан туташади. Тинч океани Антарктида билан пассив континентал чет орқали туташган. Пассив четларнинг уртача кенглиги тахминан 200 км бўлиб, фақат Атлантиканинг шимолий-шарқида ва Евросиёнинг шимолида (Шимолий Муз океани) унинг кенгиги 500 км га боради. Пассив четлар учун континентлар структурасининг океанлар соҳил чизиги билан номувофиқ қирқими характерли бўлади. Континентал этакда гранит қатлами тугаб боради. Шунинг учун ҳам, пассив четлар континентал (қалинлиги 30-40 км) ва океан қобиғи (қалинлиги 5-7 км) бўйлаб ўтади. Пассив четлар одатда ассиметрик тузилган ва вулканизм жараёнлари кузатилмайди. Ер қобиғи ўзига хос тузилишга эга бўлган Кариб денгизи бундан истисно ҳисобланади. Бу ерда Катта ва Кичик Антил ороллар ёйи бўлиб, уларда сув юзаси ва сув ости вулканилари ва чуқур сув новлари Кайман (7090 м), Пуэрто-Рико (8742 м), Ориенте (6795 м) ривожланган. Уларда кичик ва чуқур фокусли zilzilаларнинг эпицентрлари жойлашган. Гаити оролида 2008 йил кузатилган ҳалокатли zilзила бунга мисолдир.

Пассив четлар 6-7 км қалинликдаги чуқинди қатламларидан тузилган. Вақт ўтган сари турбид ётқизикларининг шлейфи континентал этаклар томон силжийди ва шельф майдонини кенгайтиради.

Континентал ёнбағир шельфининг пастки қоши бўйлаб (юқори поғона) континентдан (шельфдан) терриген материал келтирилиши танқис бўлган шароитларда тўсиқ рифлари шаклланади (3.14, 3.14-расмлар).

Пассив четларнинг континент-океан чегараси бўйлаб ўтказилган қўндаланг кесимида: континент ёнбағри - континент этагидаги чуқиндиларнинг (турбидит ётқизиклари) шлейфи - абиссал аккумулятив текисликлар ажратилади.

**Фаол четларнинг шаклланиши** океан ёпилишининг бошланишини билдиради, яъни океан қобиғининг спрединги (кенгайиши, ажралиши) УОТ зонасида субдукция (сикилиш, торайиш) жараёнига алмашади. Фаол четлар зонасида океан

қобиғи субокеан қобик шаклланиши оркали континентал қобикқа айланиши содир бўлади. Беньофф-Заварицкий зонасида - континент қобиғи остига океан қобиғининг чуқурлик қия остсурилмалари бўйлаб кириши содир бўлади. Бундай остга кириш чуқурлиги 600 км га боради. Планетар миқёсидаги Ер ёриқлари бўйлаб океан қобиғининг мантияга ютилишида у суюқланиб андезит-базальт-андезит-дацитларнинг оҳак-ишқорли қаторидаги магматик суюқликлар янгидан пайдо бўлади ва Ер юзасига етказиб берилади.

Тинч океанининг континент-океан йўналиши бўйича қуйидаги профил вужудга келади: Курил-Камчатка ороллар ёйи - (субокеаник пўстлоғи билан) - чуқур нов - Тинч океани (океан қобиғи билан) плитаси. Тинч океани шаркида Калифорния (Анд тури) туркумидаги фаол континентал четлар континент-океан кетма кетлигида: континентал ёнбағир - чуқур нов - Тинч океани профили кузатилади.

Калифорния соҳилларининг ўзига хослиги - шельф, юқори континентал ёнбағирнинг устки зинаси ва ҳатто чуқур новнинг йўқлигидан иборат. Улар Шимолий Америка континентал плитаси остига Тинч океани плитасинининг сўрилиши туфайли кузатилмайди (Леонов Ю.Г., 1989). Бу ерда фаол вертикал дифференциация шароитларида континентал ёнбағирда зиналар ва катта нишабликдаги ёнбағирлар (бордерлендлар) шаклланган.

Богданов Ю.Н. (1991) фикрига кўра Калифорния бордерленди - сувости жўяқлари ва ботикликлари тизими бўлиб, Шимолий Америка континентига акрецион призмаларнинг бегона блоклари пайвандланиши туфайли шаклланган. Шимолий Американинг Шарқий Тинч океани Ўрта океан тизмаси спрединг ўқи билан тўқнашганда плиталар чегараси қайта шаклланган.

**Чекка ва ички денгизлар.** Дунё океани денгиз сув хавзалари номи фақат географик тушунча бўлиб, океан седиментогенези учун аниқроқ: ички денгизлар, материк ораллиги, чекка денгизлар каби тушунчаларни талаб этади. Ўрта ер денгизи, Қора денгиз, Каспий денгизи ва Қизил денгиз ўзининг географик параметрлари бўйича материк ораллиги саналади. Геологик параметри бўйича эса Қизил денгиз - денгиз хавзаси, Дунё океанининг бир қисми бўлиб, марказий қисмидан Ўрта океан тизмаси рифтини эслатади, ҳамда чуқинди ҳосил бўлиши ундаги хусусиятларини акс эттиради.

Ички денгизлар (Болтик. Оқ днгиз, Ўрта ер. Қизил, Қора денгизлар, Форс кўрфази, Каспий денгизи) - деярли ёки бутунлай (Каспий денгизи) куруклик билан ўралган ва Дунё океанига бир ёки бир қанча бўғозлар орқали туташган. Приливлар сусти ёки деярли йўқ. Шўрлиги (гумид зонада) одатда океандагидан паст. Ўзининг ривожланиш жараёнида океан билан алоқасини вақтинча йўқотиши ва улкан кўлга (Каспий денгизи) айланиши мумкин, лекин денгиз ва океан чуқинди тулланиши қисман сақланиб қолиниши мумкин. Гидрокимёвий режими ўзига хос бўлиб, фақат шу ҳавзагагина хос бўлади. У қўпинча ўраб турган куруклик, дарё сувлари миқдори ва таркиби, келтириладиган терриган материаллар характери ва атрофдаги курукликнинг иқлими билан боғлиқ. Мисол учун, кечки миоценда замонавий Ўрта ер денгизи ўрнида туз яратувчи ҳавзалар бўлган.

Анча миқдорда чуқук сувларнинг келиб тушиши Болтик денгизини (шўрлиги 0,6-0,8‰), Қора денгиз юзасида (1,8 ‰) ва чуқурлигида 2,1-2,25‰, Каспий денгизи - 1,32 ‰, Ўрта ер денгизи шарқида - 3,6‰, ғарбида -3,95‰, Форс кўрфази - 4,0-4,1 ‰; Қизил денгизи юзасида 3,8-4,1‰, чуқурликда 4,05-4,23% гача кучли чуқукланишга олиб келган. Гумид иқлимда ички денгизларга чуқук дарё сувларининг келиб тушиши қўпинча бўғланишдан ортиқ бўлади ва геодга нисбатан денгиз сатҳининг ошишига олиб келади. Бундай ҳавзалардан Дунё океанига чуқук сувлар чиқиб кетади (мисол тариқасида Қора денгизни келтиришимиз мумкин). Дарё сувларининг келиб тушиши йилига 400 км<sup>3</sup> ни ташкил этади. Ҳар йили Босфор бўғози орқали юза оқимлари минерализацияси 1,8% бўлган 348 км<sup>3</sup> сувни олиб чиқади. Чуқурликдаги қарама-қарши оқимлар Босфор бўғози орқали минерализацияси 3,6-3,8% бўлган 202 км<sup>3</sup>/йил сувни Қора денгизга олиб келади. Шу сабабли шўр сувлар ҳавза тагига чуқиб, сувни зичлиги бўйича қатламланиши содир бўлади. Чуқурлик сувларининг минерализацияси 2,1-2,25% бўлганда вертикал конвекцион ҳаракатлар амалда бўлмайди. Ҳавзанинг пастки қисмида органик моддалар миқдори юқори бўлганлиги сабабли ва сульфат-редукция сувнинг водород сульфид билан заҳарланишини келтириб чиқаради. Заҳарланган сувларнинг чегараси ~150 м чуқурликда бўлади. Арид иқлимда ички сув ҳавзаларига келтириладиган чуқук сувлар миқдори чекланган бўлиши туфайли

шўрлиги 13-14% гача ошади. Бугунги кунда кучли шўрлашган ички денгизлар йўк (Кузнецов В.Г., 2012).

Шундай қилиб, ички денгизлар батиметрияси, чуқинди тупланиш шароитлари бўйича икки гуруҳга бўлинади: материк ичи **шельф денгизлари**: Болтиқ (максимал чуқурлиги - 470 м, ўртача 40-100 м), Оқ денгиз (максимал чуқурлиги - 350 м, ўртача 60 м), Форс кўрфази (максимал чуқурлиги - 102 м) ва материкичи **котловиналари**: Ўрта ер денгизи (максимал чуқурлиги - 5121 м, ўртача 1 540 м); Қора денгиз (максимал чуқурлиги - 2210 м), Каспий денгизи (максимал чуқурлиги - 1025 м).

Материкичи денгиз котловиналари қадимги йуқолиб кетган океанларнинг релектлари (қолдиғи) саналади. Ўрта ер денгизи, Қора ва Каспий денгизлари – ёпилган Тетис океанининг қолдигидир. Бу денгизларда ҳали субокеан қобиғи сақланиб қолган. Айни пайтда Жанубий Каспий хавзасида (1025 м чуқурликда) ҳозирги пайтда континентал қобикнинг шаклланиши давом этмоқда. Сейсмологик маълумотларга кўра Челекен-Апшерон ярим ороли профили бўйича Беннофф зонаси аниқланган бўлиб, унда юпқа қобикли (15-20 км) Жанубий Каспий плитасининг Скиф-Турон плитаси остига субдукцияси амалга ошмоқда (Халилов Е.Н., 1982, 2005). Бу ҳодиса билан, эҳтимол, Каспий денгизи сатҳининг ҳозирги ўзгаришлари боғлиқ бўлиши мумкин, бундан ташқари у иқлимнинг ўзгаришига ҳам, музбосиш ва музбосиш ораликларига ҳам, сув оқими миқдорининг ўзгариши билан ҳам боғлиқ бўлмаган трансгрессия ва регрессияларни келтириб чиқаради.

Жанубий Каспий хавзасида чуқинди қопламасининг қалинлиги 30 км га боради. Плиоцен-антропогенда чуқинди қоплаш тезлиги  $3500 \text{ м/млн} = 3500 \text{ мм/1000 йилни}$  ташкил этади, яъни у тез чуқинди тупланиш майдони ҳисобланади (Гулиев И.Г. и др., 2005). Қора денгиз чуқинди қопламасининг қалинлиги 14000 м. Бу ерда континент ёнбағри каньонлари бўйлаб шельфдан континент ёнбағрига чуқинди материал чиқарувчи лойқа оқимлар фаолият кўрсатади (Айбулатов Н.А., Друшин В.А., 1984).

Ўрта ер денгизи - Евроосиё ва Африка литосфера плиталари туташган ҳудуд. Унинг Жанубий Каспий ва Қора денгизи каби чуқур котловиналари миоценнинг охиридаёқ шакллана бошлаган (Хаин В.Е., 1991). Айни пайтда, унинг акваторияси учун юқори сейсмиклик, фаол вулканизм, чуқур сув новлари, вулкан ва

новулкан ороллар ёйи мавжудлиги характерли. Шарқий котловинанинг (Эгей денгизи) континент ёнбағри ва континет этагида 1000 дан 6000 мм/1000 йилгача тезликда тўпланган флишоид чўкиндилар аниқланган (Попов В.И. ва блар, 1991).

Шундай қилиб, токонтиентал поғона континентичи денгизлари чўкинди тўпланиш характери ва тезлиги бўйича континентал поғонадаги саёз сувли шельф денгизларидан сезиларли даражада фарк қилади.

Чекка денгизлар континентларга туташган, океанлардан ороллар ва яримороллар орқали билинар-биланмас ажралган. Пассив континентал четлардаги шельфда улар континентал ёнбағирсиз саёз сувли денгизлардир (Баренцов денгизи - максимал чуқурлиги 600 м, Шимолий денгиз - максимал чуқурлиги - 725 м, Шарқий Сибир денгизи - максимал чуқурлиги - 358 м). Улар Тинч океани туркумидаги фаол континентал четдан чуқур новлар ва ороллар ёйига орқали ажралган. Батиметрик зоналари: шельф-континент ёнбағри, континент этаги ва уларга мос келувчи чўкинди тўпланиш зоналлиги. Максимал чуқурлиги: Охота денгизи - 3521 м, Япон денгизи - 3699 м, Жанубий Хитой денгизи - 5560 м. Океан сувлари билан яқин алоқада бўлганлиги сабабли, сувнинг шўрлиги океан сувлари шўрлигига яқин бўлиши таъминланади. Органик дунёси нормал шўрликдаги денгизларникига ўхшайди. Батиметрияси ва чўкинди тўпланиш шароитлари бўйича чекка денгизлар ҳам саёз сувли пассив континентал четли ва ғарбий Тинч океани туркумидаги фаол континент четли **чуқур сувли** котловинали денгизларга бўлинади.

Океан седиментогезининг зоналлиги ва ўзига хослиги (Н.М. Страхов бўйича Океан седиментогези (литогенези)) - бу оқимларнинг охирги ҳавзасида чўкинди тўпланиши ҳисобланади. Континентал поғонада ҳаракатга келган чўкинди материал океанларда бир неча бор қайта ётқизирилиши туфайли Ер юзининг энг гипсометрик паст жойларига етиб боради ва гравитация кучлари орқали чўкади. У континентал поғонадаги седиментогенезнинг уч турига қарши қўйилади.

Седиментация майдони жуда кенг. Бу токонтиентал ва океан поғоналар сув ҳавзаларини, яъни материкичи котловиналари ва токонтиент поғонаси чекка денгизлари ҳамда Дунё океани сувлари ҳудудларини қамраб олади,

Океан седиментогенези Дунё океани акваторияси ва батиметрияси зоналлигининг уч тури: иклимий, кенглик. циркумконтинентал ҳамда вертикал (батиметрик) зоналлиги билан белгиланади.

**Иклимий зоналлик** Ер юзасида аниқ кенгликлар иқлим зоналлигини - тропик намли қамбарни, саҳролар қамбарини, мўътадил нам иқлим, совуқ муз-иқлимни келтириб чиқаради (3.5, 3.17-расмлар). Океанларда иқлимнинг шаклланишида атмосферанинг вертикал миграцияси эмас, балки океан сувларининг юзадаги ва чуқурликдаги горизонтал миграцияси асосий аҳамиятга эга. Атмосфера ва океан сувларининг глобал кенглик ва меридионал циркуляцияси иқлимнинг ўзига хос турини – кенглик ва меридионал иқлим зоналарига эга бўлган турини келтириб чиқаради. Улар континентларнинг ғарбий ва шарқий соҳилларида иқлимнинг фарқланишига сабаб бўлади. Океан юзасида бугланишнинг ёғин-сочинларга нисбатан устиворлиги бўйича ажратилган арид зоналар Тинч, Ҳинд ва Атлантика океанларини экваторнинг ҳар иккала томонидан тахминан 10° дан 30° гача кенгликларгача қамраб олади. Улар қуруқликдаги арид зоналарнинг давоми ҳисобланади. Иклимий зоналлик, шубҳасиз, чуқинди ҳосил бўлиш характерида ўз аксини топган бўлади. Океанларда глобал иклимий зоналлик бўйича литогенезнинг иккита тури ажратилади: илиқ ва совуқ. Улардаги зоналлик органоген, хемоген ва герриген жинсларда ўз аксини топган бўлади (3.23-расм).

Масалан, жанубий ва шимолий яримшарларда кремнийли диатомли чуқмалар белбоғи ажратилади. Экваторда асосан кремнийли радиолярийли иллар тўпланади.

#### **Апвеллинг**

Ҳозирги вақтда континентларнинг арид зоналари учун саҳролардан океанларга қараб доимий эсувчи шамоллар характерлидир. Улар соҳилбўйи чизигидан океанга қараб ҳайдовчи оқимларни келтириб чиқаради. Бу эса 200-600 м абиссал чуқурликлардан континент ёни бўйлаб шельфга қараб тескари кўтарилувчи оқимларни (апвеллингни) вужудга келтиради. Баланда кўтарилувчи апвеллинг оқимлари нитратлар, фосфатлар ва кремнезём билан бойиган бўлади ва соҳилбўйи оқимлари билан аралашиб кетади. Натижада фитопланктонлар ривожланиши учун

кулай шароитлар яратилади. Фитопланктоннинг кўплиги натижасида зоопланктон ва кейинчалик балиқлар, қушлар ва бошқа денгиз мавжудотлари гуркираб ривожланади. Бунинг натижасида апвеллинг зонасидаги чуқиндиларда органик моддалар миқдори, бошқа минтақадагиларга нисбатан, 3-4 марта ошади. Бу Ерда тўпланган алевро-гилли, кремнийли ва карбонатли илли чуқиндиларда органик углерод миқдори (Д.Е. Гершанович ва А.И. Конюхов буйича) 60-150 м чуқурликда 3-14% га етади.

Апвеллинг зонасида нафақат фосфатлар, кремнезем олиб чиқилади, балки континентал ёнбағирнинг шельф билан чегарасида 200-600 м чуқурликда фосфатларнинг кимёвий чуқиши амалга ошади, глауконитли қум ва алевролитлар тўпланади (Перу ва Чили қирғоғидаги замонавий апвеллинг). Чуқурлик сувларининг минтақавий кўтарилиш вилоятлари ҳозирги пайтда совуқ компенсацион ва океанларнинг соҳилларидан келувчи юза ҳайдаш оқимлари туташган зоналарда: Африканинг шимолий-ғарбий соҳиллари (Саҳрои Кабир ва Канар ороллари ҳудуди) ва Бенгал кўрфазида, Калифорния соҳилларида (Калифорния оқими) Ғарбий Австралия қирғоқларида (Ғарбий Австралия оқими) жойлашган. Апвеллингнинг намоён бўлиш ҳудудлари майдони 1 млн км<sup>2</sup> ни, сувнинг кўтарилиш тезлиги 1м/сут ни ташкил қилади.

Шельф соҳилбўйи сувости оқимлари томонидан қайта ишланган фосфорит ва глауконитли қумлар оқим фосфатли ва глауконитли қумли горизонтларини шакллантиради. Алевро-гилли кремнийли ва карбонатли илларда органик углерод миқдорининг юқорилиги уларни нефть яратувчи сифатида ва оқим ётқизиқларини эса терриген коллекторлар шаклланиши учун қулай деб қарашга имкон беради.

Материкларнинг шарқий соҳилларида илиқ оқимлар майдонида маржон - сувўтли биогермлар ва фаол карбонат тўпланиш қамбари жойлашган. Ернинг тропик минтақалари, гумид ва арид иқлими минтақалар колониал маржонларнинг ривожланиш вилоятлари саналади. Терриген чуқиндилар олиб келиниши кам, хемотроген карбонатларнинг тўпланиши ҳам паст кенгликларда жойлашган. Карбонатли чуқиндилар тўпланишнинг умумий тенденцияси – паст экваториал кенгликлардан юқори (55°-60°) шимолий ва жанубий кенгликларга қараб фаоллигининг пасайишидир (3.38-расм.) [12]. Иқлим таъсири терриген

чўкиндиларнинг таркибида ҳам кузатилади. Юқори кенгликларда токонтиентал ва океан поғоналари чўкиндилари муз тарқатган дағал материаллар билан бойиган (3.38-расм).

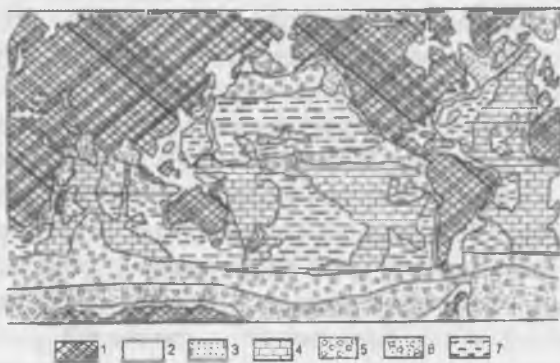
Океанларнинг арид зонасида хемоген чўкиндилар (охактош, сульфатлар, хлорид тузлари) тўпланиши ( $10^\circ$  дан  $30^\circ$  гача шимолий ва жанубий кенгликда) ҳозирги океанларда кузатилмайд.

Чўкинди тўпланишнинг циркумконтинентал зоналик континентлардан келиб тушган материалларнинг тўпланиши оркали

ифодаланган бўлиб, унинг асосий қисми токонтиентал поғонада тўпланади (92,2%, А.П. Лисицин). Континентал ёнбағирлар этагида "шиддатли седиментация" сатҳларидан бири жойлашган. Чўкинди ётқизикларнинг қалинлиги 15-20 км, чўкинди тўпланиш тезлиги 500-1000 мм/1000 йилни ташкил этади (Мурмаа, 1987).

Бу ҳодисанинг энг муҳим омили-шельф билан континент ёнбағирлари оралиғида чуқурликнинг кескин ўзгариши ва континент ёнбағридаги каньонлар туби нишаблигининг шельф нишаблигига нисбатан тахминан 100 марта юқорилиги ҳисобланади. Бу эса континент ёнбағирида каньонлар нишаблигининг юқори градиентини, рельефнинг юқори энергиясини ва фаол гидродинамикасини белгилайди.

Чўкинди тўпланишнинг вертикал зоналиги карбонат чўкишининг критик чуқурлиги (КЧКЧ) билан боғлиқ. У турли океанларда ҳар хил чуқурликларда кузатилади, аммо мутаидил кенгликларда 3-4 км дан экваторда 5 км чуқурликкача ўзгаради.



3.38-расм. Дунё океанида чўкинди тўпланишнинг ҳозирги зоналиги (Т.А. Давиес, С. Горслине). 1-континентлар, 2-шельф, баттал ётқизиклари, 3-терриген турбидитлар, 4-охакли чўкиндилар, 5-кремнийли чўкиндилар, 6-марина-гляциал ётқизиклар, 7-қизил рангли абиссал гиллар (В.И.Троицкий. 2005.).



Пелагик вилоятларда бу чуқурликдан юқорида илик иклимли худудларда биологик ҳосилдорлик юқори бўлади ва карбонатли чиганоклар (скелетлари) сақланиб қолади, карбонатли чуқиндилар шаклланади, КЧКЧ дан пастда эса фақат кремнийли чуқиндилар қолади. Биоген ҳосилдорлик паст бўлган зоналарда КЧКЧ дан пастда пелагик чуқур сувли қизил рангли гиллар тупланади.

КЧКЧ чуқурлиги бўйича нерит вилоятлари шартли равишда ёткизликлар орасида карбонатли жинслар тарқалган батиал ва чуқур сувли карбонатсиз диатомли ва радиолярийли қизил рангли иллар ҳукмрон бўлган пелагик зоналарга бўлинади.

Органик углерод ( $C_{org}$ ) тақсимланиши юқорида тасвирланган зоналикка бўйсунади. Аммо бунда етакчи аҳамиятта эга бўлган циркумконтинентал зоналикнинг  $C_{org}$  миқдори юқори бўлган икки райони ажратилади. Улардан биринчиси континентдан келтирилган гумусли материаллар устивор бўлган токонтинентал (шельф) райони, иккинчиси эса асосан сапропел туркумидаги органикага эга бўлган континентал ёнбағир ва континент этагининг чуқур сувли гемипелагик иллари райониدير. Бу Ерда, апвеллинг зонасида,  $C_{org}$  нинг миқдори 12-14% ни ташкил этади. Шельф – гемипелагиал кенглик зонасига (континентал ёнбағир-континентал этаги) нисбатан экваториал зонасида, арктикабўйи ва антарктидабўйи зоналарида  $C_{org}$  нинг миқдори ўн марта кам бўлади.

Юқорида таърифланган зоналикдан ташқари океан литогенези учун қуйидаги хусусиятлар хос бўлади:

1. Токонтинентал ва океан поғоналари оралигида чуқинди тупланишида номутаносиблик. Токонтинентал поғонада чуқинди тупланиш тезлиги ва чуқиндиларнинг катта қалинлиги, океан поғонасининг пелагиал зонасида эса чуқинди ҳосил бўлишнинг паст тезлиги ва кам қалинлиги характерли;

2. Океаннинг пелагик чуқиндиларида органик моддалар миқдорининг камлиги (океан поғонаси);

3. Океаннинг пелагик чуқиндиларида темир, марганец ва микроэлементларга бой бўлган чуқурлик қизил рангли гилларнинг кенг ривожланганлиги (океан поғонаси);

4. Токонтинентал поғонада ҳавза юзаси ва туби окимлари чуқинди материалларнинг ташилиши ва ҳавза туби чуқиндиларининг шаклланишида гидродинамик омиллар ролининг муҳимлиги; шунингдек:

5. Океан поғонасида сувнинг устки қатламида ташилиш юза оқимлари ёрдамида амалга оширилади. Латерал ташилиш ва пасткам жойларга тушиш ҳавза туби қатламида иккинчи даражали аҳамиятга эга. Юза, чуқурлик ёки ҳавза туби оқимларининг сусти таъсирида зарраларнинг субвертикал чуқиши устиворлик қилади. Чуқинди ётқизикларда терриген ва вулканоген материаллар характерли, лекин асосан органоген генезис устиворлти қилади. Органоген материаллар асосан океан сувларининг устки қатламида ҳосил бўлади.

6. Океан поғонасида чуқинди тупланиш тезлиги токонтинентал поғонадагига нисбатан ўртача ун марта кам бўлади [33].

Чуқинди тупланиш тезлиги катта оралиқда ўзгаради. Бунинг сабаби бўлиб океан тепаликлари, рифт водийлари, чуқур сувли новлар майдонида ҳавза туби оқимлари, кучкилар, гравитацион турбид оқимлари ёрдамида механик ташилиш;  $\text{CaCO}_3$  га тўйинмаган ҳавза туби сувларида эса карбонатларнинг эриши саналади [33].

Океан литогенези ҳақидаги бошқача тасаввур А.П.Лисидин асарларида ривожлантирилган бўлиб, унда куруқликдаги каби литогенезнинг барча учта тури - нивал, гумид ва арид иклимий зоналар ажратилади. Нивал тури сузувчи музликлар орқали дағал бўлакли материал ташилувчи кутбий кенгликларни эгаллайди. Арид иқлим экватордан шимолга ва жанубга қараб ривожланган арид зоналарда кузатилиб, унда очик сув юзасида буғланиш ёғингарчиликка нисбатан кўп бўлади, кўп миқдордаги бўлакли материал шамоллар ёрдамида келтирилади. Гумид литогенези нам тропикларнинг экваториал вилоятларини ва ўрта кенгликларнинг мўъгадил нам зоналарини қамраб олади.

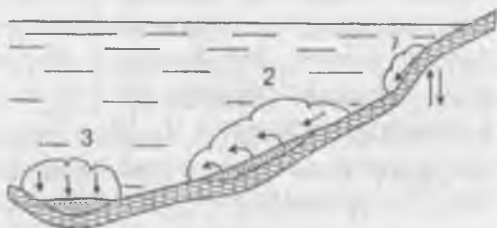
#### **Назорат саволлари:**

1. Дунё океанининг батиметрик зоналарини айтиб беринг.
2. Океанларнинг чуқур ҳавзаларидаги (котловиналаридаги) сувларда эриган кислород миқдори юқорилиги сабабини тушунтириб беринг.
3. Жанубий кенгликларда карбонат чуқишининг асосий сабаби нима?
4. Анвеллинг нима ва унинг оқибати нималардан иборат?
5. Пассив ва фаол континент четлари нима? Уларнинг таърифини беринг.

### 3.4.Токонтинентал поғонада чуқинди ҳосил бўлиши

Токонтинентал боскичга континентал (материк) ёнбағир, континентал этак киради (3.1, 3.39-расмлар). Токонтинентал поғонанинг гипсометрик устки чегараси шельфнинг пастки қоши бўйича ўтказилади, гипсометрик пастки чегараси эса Атлантика туридаги пассив чеккаларнинг "турбидли" абиссал текисликлари ёки Ғарбий Тинч океани туридаги фаол океан четидаги ороллар ёйи чуқур новлари ўқи бўйича ўтказилади [33]. Литосфера қобиғида унга субокеан (континент чети) тури мос келади.

Ёйорти чекка денгизларнинг континентал ва ороллар ёнбағирлари атлантика туркумидаги пассив материкнинг сувости чеккаси ҳисобланади. Континент ёнбағрининг кенглиги 20-100 км (Попов ва б, 1991), ўртача кенглиги эса 70 км (Бурлин ва б, 1991). Континент ва орол етакларининг умумий узунлиги 150000 км дан (Шчербаков, 1981) 195.000 км гача (Бурлин ва б, 1991) оралиқда турлича баҳоланади. Континент ёнбағрининг чуқурлиги 200 м дан 2000-3500 м, баъзан 5000 метрга кадар боради. Нишаблига  $3^{\circ}$ - $7^{\circ}$  дан  $40^{\circ}$  гача. Ўртача қиялиги  $10^{\circ}$  бўлиб, бу деярли шельфнинг ўртача қиялигидан деярли 100 марта ортиқ (Зоненшайн, 1989). Ўртача қияликнинг ошиши рельеф энергиясининг ошишига ва континентал ёнбағирда чуқинди ташилишнинг гравитацион компонент қийматининг кескин ортишига олиб келади. Нишабликнинг ўрча градиенти (70 м/км) бўйича континент ёнбағри энг янги тектоник ҳаракатлар



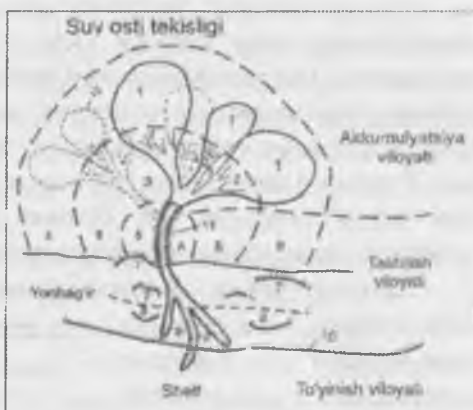
3.39-расм. I-фаза - лойка (турбид) оқимда материалнинг ҳосил бўлиши, ҳаракати ва чуқмага ўтиши. 1 - континент ёнбағрида лойка булутлар пайдо бўлиши (масалан, зилзила натижасида поғонасимон); 2 - II-фаза океан ичи томон қияликдан пастга қараб оғир суспензиянинг ҳаракатида турбид оқимининг тезлашуви, бушук чуқмаларни қўшиб олиши; 3 - III фаза- турбидит оқимнинг континент етагига чиқиши, тезлигининг камайиши, чуқинди ҳосил бўлишининг бошланиши, оқим олиб келган материалнинг чуқмага ўтабошлаши

намоён бўлишининг ўртача районларига мансуб (С.С. Шульц буйича).

Континент ёнбағри рельефи кучли парчаланган бўлиб, V-симон чуқур канонларга эга. Канонлар деворлари тик, дерли вертикал бўлади. Канонларнинг учлари кўпинча шельфнинг қошини қирқиб ўтади ва шельф чуқурлигида, кўпинча йирик дарёлар қуюлишининг қаршисида жойлашган бўлади. Улар бутун континент ёнбағирдан ўтиб, континент этаги аккумулятив ҳосилаларини ёриб киради.

Улар континент этакларида чиқарув конусларини ҳосил қилади. Континент тоғ этаклари текисликларидаги чўзиқ пролювиал чиқарув ёйилмалари сингари чўзилган шлейфларга (фенлар) бирлашади (3.40-расм).

Канонлар тубини қопловчи чуқиндиларда шельфдан оқиб келаётган ҳавза туби оқимлари ряб белгиларини ҳосил қилади. Ҳавза туби оқимларининг тезлиги 30 см/сек ва вақти-вақти билан содир бўладиган турбид оқимларида анча юқори - 1-1,6 м/сек бўлади [31]. Сувошти канонлари эрозион генезисга эга. Улар тоғ дарёларига ўхшаб юқори зичликдаги гравитацион (турбид) оқимлар билан пастга қараб ўзанини ювади. Бу уларнинг кўп миқдорда қаттиқ материаллар ташиб келтирувчи йирик дарёларнинг делтаси давомида жойлашганлиги билан тасдиқланади (3.6-расм).



3.40-расм. Алохида сувости чиқарув конусининг (фан) принципиал схемаси, Нормарк буйича, 1970 (А.П. Лисицин, 1982). А-ички фан, Б-урта фан, В-ташки фан; 1-кураклари, 2-урта қисми канонлар (каналлар) билан, 4-канал (канон), 5- конуснинг чеккаси, 6-кучки массаларининг тўпланган жойи; 7,8-кучкилар ва ўпирилган жойлар; 9- материк ёнбағридаги канонлар, 10- ёнбағир зиналари, 11-оғизбўйи говлари; 12-нофаол круклар ва каналлар.

Канонларнинг ёнбағирлари тик ( $25^{\circ}$ - $45^{\circ}$  гача) жарсимон, осилган ва вертикал бўлиши ва континент ёнбағирларигача етиб бориши мумкин (3.40-расм). Шельфдан бурон турганда ва прилив-отлив оқимлари орқали канонлар бўйлаб материалнинг ташиб келтирилишида турбид оқимлари муҳим рол ўйнайди. Лекин терриген материални энг кўп етказиб берувчи шельфнинг денгизтуби сохилбўйи оқимлари саналади ва улар шельфга чикувчи канонларнинг бошида терриген материални тукади.

Гравитацион оқим туфайли шельфдан келтирилган терриген материал (донали, гилли, гил-тошли) тушувчи чуқур канонларда ҳалокатли турбид оқимлари вужудга келади (3.41-расм). Бундай оқимлар канонларнинг катта нишабликдаги ёнбағирларидан ( $25^{\circ}$ - $45^{\circ}$ ) сувости кўчкиси ва оқими шаклида ҳам ҳосил бўлиши мумкин. Гравитацион оқимнинг турбид оқимига айланиши - бу нормал қовушоқ суюқлик ҳаракатининг (оқимининг) динамик ўзгаришидаги микдорий сакраб ўтишидир.

«Турбид оқимлари» - бу қисқа вақт фаолият кўрсатувчи



3.41-расм. Замонавий токонинентал турбид оқимларнинг тарқалиш вилоятлари (нукталар). Вертикал штриховка билан улар етиб бормайдиган районлар кўрсатилган. Б. Хизен бўйича (В.И.Попов ва Б. Олинган, 1991).

гравитацион оқимлар бўлиб (ён-атрофидаги тоза сув билан солиштирганда), уларнинг ҳаракати ички турбулентлик билан бошқарилади (Кеннет, 1987). Улар сувости кўчкилар ва бошқа чукмаларни ювади, континент этакларига ва чуқур сувли ботикликларга олиб чиқади (3.39, 3.40-расмлар). Шундай

қилиб, континент ёнбағри сувости канонлари бош ташувчи бўлиб, улар бўйлаб (ташилиш артериялари) чуқур океан ҳавзаларига континентлардан кўп микдордаги терриген материаллар олиб чиқилади.

Олиб чиқилган терриген материал континент этакларидаги флиш деб аталувчи аккумулятив ҳосилаларни ташкил қилади.

Чўкинди материалларнинг ташилиш усуллари қуйидагича [31]:

1. Канонлар ёнбағирларининг нишаблиги  $10^{\circ}$ - $26^{\circ}$  бўлганда литификацияланмаган чўкиндилярнинг гравитацион кўчиши (оқиши) бошланади. Лекин канонлар ёнбағирларининг нишаблиги  $25^{\circ}$ - $45^{\circ}$  бўлганлиги учун уларда тўпланган материал гравитацион бекарордир. Кўчаётган чўкинди масса қатламланиши бузилмаган ҳолда рўй беради, лекин асосида йўл-йўлли тўлқинли деформациялар ривожланади.

2. Бўлакли-пелитли массанинг гравитацион оқимлари-лойқатошли ва гил оқимларидир. Бўлакли материал майда донали тўлдирувчининг ёпишиш кучи орқали ушлаб турилади.

3. Қум (донали) гравитацион оқимларида қум ва гил зарралари сустрбулент ёки сустр минераллашган оқимларда ёпишқоқ суюқликларнинг оқиш қонунларига бўйсунувчи ўзаро тўқнашиш ҳисобига «муаллак» ҳолда бўлади.

4. Алевро-пелитли материалнинг лойқа (суспензион, турбидит) гравитацион оқимлари - суспензиялар (сувга тўйинган гилли) ёнбағир бўйлаб, сув зичлигига нисбатан зичлигининг юқориги натижасида, ҳаракат қилади. Оқим ҳаракатланиши учун лойқа ва сувнинг зичликлари орасидаги фарқ камида  $0,0001 \text{ г/см}^3$  бўлиши керак.

Материаллар ташилишида делталардан сувнинг устки қатламида олиб келинувчи нефелоид (лойқа) оқимлари ва шельфдан канонларга довулли ва прилив-отлив оқимлари иккинчи даражали аҳамият касб этади.

Канонларнинг юқори қисми анча тик бўлади. Бунда чўкинди ҳосил бўлиш устиворлик қилади. Унинг пастки қисми (ярими) - тўпланиш зонасидир. Канонларнинг юқори қисмининг тубида кулаб тушиш, ўпирилиб тушиш, кўчки материаллари - чуқурлик (сувости) коллювийи тўпланади. Канонлар оралиғидаги жойларда чуқурлик элювийи - кам қалинликдаги (бир неча метрлар) узлукли тошли бўлақлар ва илли чўкиндиляр - апвеллининг гальмиролитик қайта ишлаш маҳсулотлари - фосфоритлар, глауконит, шамозит ва вулкан куллари этади. Вулкан кулидан смектитлар ва циолитлар ҳосил бўлади. Америка океанологлари (*Dietz and Holand, 1966*) континент ёнбағри ва материк этаклари пастки қисмининг чўкиндилярини гемипелагик

(яримгемипелагик) турига киритишади. Чунки континент ёнбағри устки ва пастки қисми чуқиндиларида сезиларли фарқ мавжуд. Канонлар оралиғида ва канонлар тубида тинч пайтларда фанлар устига гемипелагик гиллар чукади. Улар кук ёки ҳаворанг опалли органоген иллар бўлиб, таркибида органик моддалар миқдори юқори (0.5-2,1% гача), аутиген гидротроилит ва пиритга эга. Уларнинг ранги бир хил ёки параллел (горизонтал) қатламли. Чуқиш тезлиги 1,78 мм/1000 йилгача бўлади. Седиментациянинг юқори тезлиги Дунё океани гилли чуқиндиларининг асосий қисмини тўпланишига олиб келади (Кузнецов, 2012). Улар флиш ритмосериясининг учинчи элементини (энг устки -III ) ташкил этади (3.44-расм).

Шельфнинг устки ярмига чиқувчи канон жарликларида кўпинча қадимий (гоантропоген) ётқизиклар очилиб қолади. Замонавий чуқиндилар қопламалари узук-узук равишда қоплаб ётади. Текисланган жойларда ва ботикликларда линзасимон ва понасимон ҳосилалар тўпланади. Улар чуқурлик элювийи, чуқурлик коллювийи ва гравитацион чуқиндилардан (кулаб тушиш, ўпирилиш, окма-суспензион чуқиндилардан) иборат. Чуқиндиларнинг эфемер ҳосилалари гравитацион беқарорликни келтириб чикаради. Ташқи туртки туфайли ҳатто иккинчи даражали канонлар ичида ҳам окмалар ва кўчкилар пайдо бўлади (3.6-расм). Улар континент ёнбағрининг устки қисмида вужудга келади. Кўчки массасининг қалинлиги 800 м гача, олди қисмида кенглиги 2-3 км га боради (Бурлин ва б., 1991), кўпинча континент этагига етиб бормайди. Кўп ҳолларда кўчки массаси иккинчи даражали канонлардан чиқувчи турбид оқимларининг ҳосил бўлиш майдонлари саналади, уларнинг учи шельфгача чиқиб бормайди (3.6-расм).

Атлантика туркумидаги пассив континент четида 1,5-4,5 км чуқурликда континент ёнбағри қиялиги 1 дан 10 м/км (0,1°-0,3°) гача бўлиб, аста-секин пасайиб боради. Континент ёнбағри 4.5-6 км чуқурликгача етиб бориб, юзасининг қиялиги 1 м/км дан паст бўлган субгоризонтал абиссал текисликларга айланади.

Континентал этакларнинг абиссал текисликлардан умумий баландлиги 3-4 км га етади. Чуқинди аккумулятив тананинг қалинлиги океан пўстининг магматик фундаменти чеккасидаги ботикликқа қисман «сиқилган» ҳолда одатда 10-12 км га боради

[31], максимал қалинлиги 18-20 км га этади. Уларда Ер стратисфераси чуқинди жинсларининг энг қалин ётқизиқлари тўпланган (Мурдмаа, 1987). Бундай чуқинди ҳосилалар пасив континентал четларни кенглиги 600 км гача бўлган узлуксиз қамбар билан ўраб туради (3.42-расм). Бундай чуқинди ҳосилалар асосан канонларнинг чуқур чиқарув конусларидан (фанлар) таркиб топган. Континентал ёнбағир канонларидан чуқур сувости чиқарув конус ёйилмалари материаллари, субаэрал шароитларда ётқизилган вақтинчалик лойтошли сел оқимларининг тоғ этаклари текисликларидаги пролювиал шлейфига ўхшаш бўлади. В.И. Попов [31] таклифига мувофиқ биз ҳам уларни "фенлар" деб атаيمиз, чунки улар ҳам вақтинчалик лойтошли оқимлар фаолияти натижасида, аммо фақат субаквал шароитларда ётқизилган. Уларни дарёларнинг чуқурлик делталари ётқизиқларидан иборат "фен" ларнинг чиқарув конусларидан фарқлаш лозим бўлади. Чунки улар вақтинчалик лойтошли оқимлар фаолияти натижасида ётқизилган эмас, балки доимий фаолият кўрсатувчи сув оқимлари ётқизиқларидир. Уларнинг тавсифи қуйида берилган (3.47-расм).

Континентал этакларда фенлар кўпинча узун сувости шлейфларини ташкил этади ва Дунё океанидаги анча майдонларни эгаллаб ётади. Фенларнинг сувости шлейфлари континент этакларида кўпинча чуқурлик делталарининг чиқарув конусларини қўшиб олади ва биргаликда чуқик шлейфларни ҳосил қилади. Фенлар ва фанлар тузилишининг принципиал схемаси 3.40 ва 3.47 расмларда кўрсатилган.

Континент этакларидаги шундай шлейфлардан бири Шимолий Американинг (пасив континентал чети) шарқий соҳилида (3.42-расм) Ньюфаундленддан бошлаб то Флоридагача қўзилган (Попов В.И. ва б., 1991, Кузнецов В.Г., 2012).



Сейсмик маълумотлар бўйича у мураккаб тузилишга эга, унда чуқурлик сувости водийлари ва ботиқликларининг пона шаклидаги тўлдирувчилари кузатилади.

Улар канонларнинг пастки ва фанларнинг устки қисмида юпқа қатламли турбидитлар ва кумли ҳосилаларни ювиб кирган ва юпқа қатламли турбидитлар билан ураб олинган.

Кум ҳосилаларининг морфологияси литологик тутқич ҳосил бўлиши учун қулайлик яратади. Америка Қўшма Штатлари ғарбидаги Сакраменто ва Сан-Хоакин хавзаларида углеводород

заҳираларининг катта қисми фанларнинг кумли ҳосилаларида тўпланган. Энг йирик Чисонтеспес кони (Мексика) ҳам канонларни тўлдириб турувчи юра, бўр ва учламчи турбид ётқизикларида тўпланган деб тахмин қилинади (В.Г. Кузнецов, 2012).

Калифорния бордерлендининг фаол континент четида неоген лойка оқимлари фани устки (ички) ётқизикларга литологик экранланган яхши сараланган кум ҳосилаларига ётган бўлиб, уларнинг узунлиги бир неча километрдан ўнлаб километрга, қалинлиги эса бир неча юз метрга боради. Мисол учун, Вентура конида Репето кумлари шундай жойлашган (Бурлин ва б., 1991).

Лекин континент этакларидаги чуқинди тўпланиши компенсацияланмаган характерга эга [33] бўлиб, бу атлантика ва тинч океани туридаги соҳилларда қайд қилинади. Ҳозирги замон турбид ётқизикларининг кенглиги Тинч океани соҳилларида 2500 км, Атлантика ва Ҳинд океанлари соҳилларида 400-3000 км, Антарктида соҳилларида 700-1000 км га боради (3.41-рasm).



3.42-рasm. Шимолий Американинг шарқий соҳиллари бўйлаб турбидитларнинг шлейфи. (Д.Хорн ва б., 1971, М.Лидердан, 1986): 1-куруклик; 2-шельфнинг ташқи чегараси; 3-турбид оқимининг тахминий йўли; 4- бошқа турбид оқимининг тахминий йўли; 5- кумлар; 6-алевритлар.

Чуқурлик ёйилмалари (фанлар) ва делта (фенлар) турбид оқимлари чуқурлик ёнбағирлари чуқиндиларидан фаркли улароқ, континент этаклари бўйлаб кенг тарқалган. Улар йўналиши бўйлаб (юзлаб ва минглаб километр билан) ва йўналишига кўндаланг ҳолда ўнлаб ёки юзлаб километр масофага чўзилган бўлиб, қалинлиги 4-6 км дан чеккаларига қараб 0,5-1,0 км гача пасаяди [33]. Уларни ташкил этувчи материал, кўп канонларнинг чуқур сувли шароитларида тупланган ва чиқарув ёйилмаларидан (фанлар) иборат бўлса-да, саёзликдан олиб чиқилган, саёз сувли ҳайвон ва ўсимлик қолдиқларига эга бўлади.

Экспериментал кузатувлар бўйича чуқурлик ёйилмаларининг (фанлар) шаклланиши лойтошли, донали ва гилли оқимларида лойтошли оқимлар тезлиги 150 км/соат бўлганда физик ва фазавий жиҳатдан учта қатламга ажралиб кетади:

1. Оқимнинг булакли-гилли қатламсиз массаси. Булакли-гилли массадан сиқиб чиқарилган лойқа сувларда кумли, алевроитли ва пелитли материаллар мавжуд бўлади.

2. Бу қатламнинг остки қисмидан энг дағал булақлар ажралади ва флюксотурбидит ҳосил бўлади.

3. Устки қатлам – бу суспензион лойқа (турбидли) оқим бўлиб, майда алевроитли ва пелитли материални ташийди. Континентал ёнбағирга чиқиб у лойқа (турбидли) оқим кўринишида акватория тубида тақсимланади.

Бу барча уч қатлам турли тезликда ҳаракатланади. Энг устки қатлам континент этакларига охирида етиб боради.

Лойтошли оқим устки қатламининг чуқиндиларидан гил миқдори 0,1 мг/п дан 0,3 мг/п гача бўлган фақат майда заррали алевро-пелитли материални ташийди (Котенев Б.Н., 1981) ва 5 км чуқурликкача елтади. Улардан илли флюксотурбидитлар – нефелоидлар ажралиб чўкади (И.О. Мурдмаа, 1987). Илсимон флюксотурбидли лойқа (оқим) физикавий параметрлари бўйича океан сувларига яқин бўлади ва океан сувларидаги умумий циркуляциясига бўйсунди, континентларнинг шарқий ёнбағирлари бўйлаб ҳаракатланувчи, Кориолис кучлари таъсирида уларга сиқилувчи контур оқимларининг асосий схемасига қўшилиб кетади.

Халокатли лой-тошли турбид оқимларининг ётқизган чуқиндилари "флиш" дейилади. Улар учун градацион кат-катлик, чуқинди ҳосил бўлиш ритмийлиги характерли бўлади (3.43-расм) ва "флиш ритмлари" ажратилади. Флиш ритмийлиги тўғрисидаги фикрлар эволюцияси 3.44-расмда кўрсатилган.

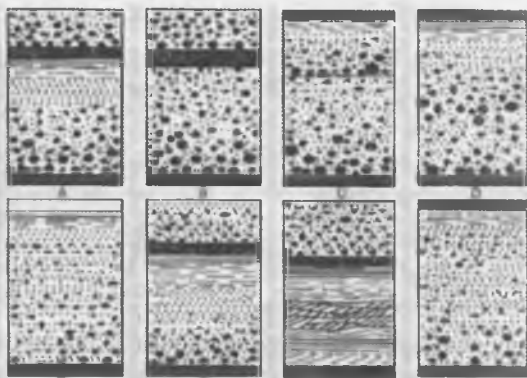
Шундай қилиб, қатламларга ажралган турбид оқимлари чуқиндиларининг кесмаси куйидагича (қаранг: расм 3.44, 4-устуни):

1. Лойтошли турбидит: 0 рэ (ритмосериянинг 0-элементи) — континент ёнбағридан океан чуқурликларига қараб

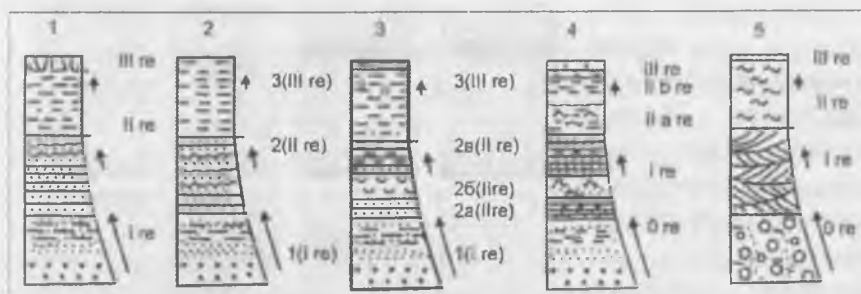
кетма-кет алмашувчи "ёввойи флиш" градацион кат-катли лой-тошли паттумли турбидитлари (3.45, 3.46- расмлар).

2. Донали қум-алевритли флюксотурбидитлар: 1 рэ (ритмосериянинг биринчи элементи) ряб ва оқиш белгиларига эга, горизонтал-кийшиқ кат-катли.

3. Лойка сувли нефелоидли флюксотурбидитлар: 2а рэ (ритмосериянинг иккинчи элементи) - линзасимон-тўлқинли ва узлукли кат-катли алевропелитлар ("флюидалли").



3.43-расм. Лойка (турбид) оқимлар ётқизиклари сараланиш турлари ва турли кўринишлари ёки градацион қатламланиш турлари. Гемипелагик (пелит) ётқизиклари кора рангда тасвирланган. А- градацион қатламланишнинг нормал тури; В- куйи ритмнинг юқори қисми ювилган, ритмлар орасида пелагик ётқизиклар ётади; С- ритмнинг юқори қисми лойка оқимлар билан ювилган; Д-ритм кескин танаффуссиз тикланган; Е- ритмнинг юқори қисмида градацион қатламланиш мавжуд эмас; Ф- горизонтал қатламланиш; Г- градацион қатламланган жинсларни кийшиқ ва горизонтал қатламланган жинслар қоплаб ётади; Н - куйи ритмнинг юқори қисми турбидит оқимлар билан ҳосил бўлган ювилиш юзаси излари бор (Кюнён бўйича.Л.Б.Рухин. 1961)



3.44-расм. Ягона турбидит флиш ритмосериялар элементларининг (РЭ) идеал кегма-кетлиги ҳақидаги фикрлар эволюцияси ва уларни қуруқлик сел окимлари ритмосериялари билан қиёслаш. В.И.Попов ва б. буйича, 1991, муаллифларнинг қисқартиришлари ва қўшимчалари билан.

Устун 1 – Н.Б.Вассоевич буйича: I рэ – туб оқимлар донали чўкиндилари; II рэ - пелагик пелитли чўкиндилар; III рэ – ўшалар, гиероглифли.

Устун 2 - С. Джулинский, М. Ксенжжевич, Ф. Кюнел буйича: 1 рэ-градацион қат-қатли паттумли турбидитлар, 2 рэ- кум-алевритли флюксотурбидитлар, 3 рэ-пелитли пелагик чўкиндилар.

Устун 3 – Боум буйича, турбидитлар: 1-градацион қат-қатли гравий-кум-пелитли; 2а-2в - кум ва алевритли қат-қатли: 2а- қуйи параллел қат-қатли, 2б-уртача оким рябли, баъзан конволют қат-қатли; 2в- юқори параллел-қат-қатли, алевро-пелитли (пастки контакти кескин, усткиси аста-секин ўтувчи); 3-пелитли (устида доналар ўлчами кичраяди, фораминифералар ва пелагик мергелли жинслар учрайди.

Устун 4 - В.И.Попов, В.Ю.Запрометов буйича: 0рэ - градацион-қат-қатли, бўлакли-гилли паттумли турбидитлар, ёнбағирлари бўйлаб ёввойи флишга – бевосита континентал ёнбағирларда чўкмага ўтган сувости кучкилари чиқарув конуслари дағал чўкиндиларига ўтади. Континентал ёнбағирлардан континентал етакларга қараб узоклашиб боришда градацион қат-қатли бўлакли-лойка паттумли турбидитларга (дағал флиш) айланади. Уларда гравий ва кум доналари миқдори юқори бўлади (0рэ). I рэ - донали кум-алевритли флюксотурбидитлар, ряб ва оқиш белгиларига ега, горизонтал ва қийшиқ қат-қатли; IIа рэ - лойка (нефеллоид) флюксотурбидитлар - алевропелитлар линзасимон-тўлқинли ва узлуқли қат-қатли ("флюидал"); IIб рэ - майда заррали горизонтал йул-йўлли, биржинсли гемипелагик гиллар; IIIрэ - пелагик силицитли, карбонатли, қулли чўкиндилар;

Устун 5 – В.И.Попов, В.Ю.Запрометов буйича. Қуруқлик сел окимлари ётқиқиқлари серияларининг кесмаси: 0 рэ – градацион қат-қатли паттумли гулак-гравий-кумли ва пелитли ётқиқиқлар; I рэ - линзасимон қат-қатли гравий - қумли аллювиал ётқиқиқлар; II рэ – майда линзасимон қат-қатли флюидал суспензион (нефеллоид) лойли алевритлар; III рэ - камдан-кам ҳолларда биотурбацияли элювиал-тупроқ ҳосилалари;

→ → → - чўкинди ҳосил бўлиш муҳити динамикасининг пасайиши

4. "Пелитли нефелоидит": II б рэ (ритмосериянинг иккинчи элементи) - майда заррали горизонтал кат-катли бир жинсли пелагик гил

5. III рэ (ритмосериянинг учинчи элементи) - пелагик силицитли, карбонатли, кулли чукиндилар.

Флиш ритмосерияларида улар, агар турбидит оқимининг нормал ривожланишига бирор бир вазият халақит бермаса, ҳар доим бу кетма-кетликда пастдан юқорига қараб алмашади. Пелагик ётқизиклар одатда пелитли турбидитларнинг (нефелоидитлар) юқори қатламларида чуқади ва биргаликда океан поғонасига ўтишнинг оралик чукиндиларини ташкил этади.



3.45-расм. Қуйи перм ётқизикларидаги олистостром ("ёввойи флиш"). Қорачотир (Жанубий Фарғона). А.Д.Гончар буйича: 1-флиш; 2- пат-тум; 3-майда ғулакли оҳактош; 4 оҳактош олистолити.

Олдинги қатламнинг ювилган юзасига ётувчи кейинги оқим чукиндиларининг қалинлиги 80-140 см га боради. Бу одатда (Попов ва бошқ., 1991 буйича) гравий ва қумли грауваака материали: ғулак ва гравий - 3,5-13%, қум - 48-71%, алеврит - 13-25%, пелит - 8-30%, субколлоидлар - 8-17% дан иборат бўлиб, ўртача медиана диаметри - Мд -0,11-0,17 мм.

Аккумулятив ҳосилаларнинг пландаги шакли радиал-нурли. Бундай конуссимон тананинг учи континет ёнбағирдан этакларига ўтиш ҳудудида жойлашган бўлади. Одатда бу якка конуслар ўзаро қўшилиб шлейф ҳосил қилмайди. Геоморфологик тугган ўрни буйича тоғолди қуруқлик текисликларидаги қуруқ тоғ этаклари конуси каби континетолди этакларини эгаллайди.

Чуқур сувли чиқарув ёйилмаларининг етакчи омили турбид оқимлари ҳисобланади. Токонтинентал поғонада чуқур сувли чуқинди ҳосил бўлишнинг ўзига хос хусусиятлари бўлиб қуйидагилар ҳисобланади (В.И. Попов ва бошқ. (1991) буйича):

1. Континентга  
нисбатан материал  
ташилишда  
марказдан қочма  
йўналишнинг  
хукмронлиги;

2.

Чўкиндиларнинг  
циркумконтинентал  
зоналлиги;

3. Чўкинди

ҳосил бўлишига  
иклим  
зоналлигининг сустр  
таъсири. Фақат қутб  
ва перигляциал  
виолятларда  
перигляциал ва  
айсберггли  
чўкиндилар пайдо  
бўлади (3.38-расм)  
[4, 56];

4. Турбидит ва  
сувостии окимлари  
ётқизикларининг устиворлиги;

5. Чўкинди тўпланишнинг юқори тезлиги, чўкиндиларнинг  
катта қалинлиги;

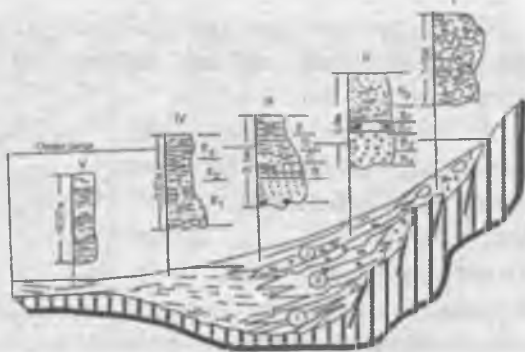
6. Чўкинди ҳосил бўлишнинг пульсацион характери;

7. Чўкинди ҳосил бўлишнинг муътадил тикловчи  
шароитлари. Бу океанларнинг пелагик чўкиндиларига нисбатан  
органик қолдиқлар қўмилишининг юқори тезлиги ва мутлок  
юқори массаси билан белгиланади;

8. Чўкинди тўпланиш зоналарининг планда секин ва кесмада  
тез алмашиниши;

9. Ҳар бир флишоид ритмосериялар бошланишида майда  
ювилишлар ҳар бир турбидит қатламидан олдин содир бўлади;

10. Чўкиндиларга градацион қат-қатлик ва органик  
моддаларнинг юқори миқдори хос бўлади;



3.46-расм. Турбидит окимлари сувостии седиментацион модели: I - конуснинг бош қисми "ёввойи флиш" (қўчки массаси ва тўб жинслар палахсалари), II - конуснинг бош қисми - дағал дондони турбидит, R1-S3 ритм элементлари (Лави буйича); III- уртача дондор (классик) турбидит. A-E - ритм элементлари (Боум буйича), IV - конуснинг дистал қисми (майда дондони турбидит), E1-E2 - ритм элементлари (Пайпер буйича), V- пелагик, чуқур сув ётқизиклари; доирадаги рақамлар: 1-3: ётқизикларнинг зоналлиги ва шаклланиш поғоналарини акс эттирувчи свита ва горизонтлар, (Троицкий В.И., 2005)

11. Чуқур сув шароитида ҳосил бўлса-да, асосан саёзликдан (шельф) ташиб келтирилган ва саёз сувли ҳайвон ва ўсимлик қолдиқларини ўз ичига олади;

12. Кенг майдонларда тарқалган чуқур сувли терриген ётқизиклар ҳеч бир жойда қуруқлик ётқизиклари билан туташмайди;

13. Чуқур сувли терриген ётқизикларининг саёз сувли шельф терриген ётқизиклари билан чегараси кескин (аниқ);

14. Бўлакли ва пелитли ётқизиклар нисбати 1:4-1:3 дан кам эмас, камдан-кам ҳолларда континент ёнбағрида 1:2 га боради.

15. Турбидит чуқиндиларининг ёнбағирлар гемипелагик чуқиндилардан асосий фарқи градацион текстура ва яққол ифодаланган горизонтал қат-қатликнинг мавжудлигидир (3.41, 3.42-расмлар).

16. Лойқа оқимлар ётқизикларидан таркиб топган ва улар билан алмашиб ётувчи гемипелагик чуқиндилардан (флиш, 3.36 ;3.41; 3.42-расмлар) иборат континент ёнбағирнинг алевро-гилли чуқиндиларидаги планктон органик моддаларнинг юқори миқдори континент ёнбағри алеврит-гилли чуқинди қатламларини нефт туғдирувчи чуқиндилар жумласига киритишга имкон беради. Уларнинг ювилган юзасига қумли ўзан оқимлари (каналлар) ётқизилганда литологик экранланган тутқичлар ҳосил бўлишига ва уларда углеводород ётқизикларининг шаклланиши учун қулай шарт-шароитлар яратилишига имкон беради.

Таърифланган турбид чуқиндиларининг шаклланиши пассив ва фаол континент четлари ва орол ёйлари, эҳтимол, ороллар ёйининг ёйорти ёнбағирлари учун характерлидир.

Чекка денгизлар, айниқса, ороллар ёйи ёнбағирлари учун вулкан материалларининг юқори миқдордаги қўшимчалари характерли бўлиб, уларда ҳатто туф-турбидитлар ҳам ҳосил бўлади. Шельф ва ороллар ёйидан келтириладиган терриген материалда — маҳаллий вулканик. илиқ денгизларда биоген карбонатлар, совуқ денгизларда эса — кремнийли материаллар билан аралашмаси ривожланади.

Ороллар ёйи ва материк ёнбағрига туташган анд туркумидаги чуқур сувли новлар — турбид оқимларининг барча терриген материали учун ўзига хос тутқич ҳисобланади. Терриген материалнинг манбаи ювилиш ҳудудларидаги континентлар

ёнбағри ва ороллар ёйларида келиб тушувчи вулканоген-чукиндилар ҳисобланади ҳамда континент ва орол ёйларида келаётган эдафоген материалларнинг сезиларли қўшимчасига эга бўлади. Карбонат тўпланишнинг критик чуқурлиги (КТКЧ) асосан кремнийли биоген материаллар тўпланишига олиб келади. Улар субдукция зоналарининг мураккаб тузилган акрецион призмаларини ташкил этади.

### Чуқур сувли чиқарув конуслари (фэнлар).

Юқорида айтиб ўтилганидек, чуқур сувли чиқарув конуслари аллювиал фанлар кўп миқдорда қаттиқ материал ташиб келтирувчи йирик дарёлар дельталарида жойлашган бўлиб, терриген материаллар кўп бўлади, яъни улар кўпинча қадимий дарё оқимларининг давоми ҳисоблананиб, океанларнинг пасайган сатҳида шельф ва континентал ёнбағирни кесиб ўтади ва уларнинг сувои дельталари олдингидек шельфда эмас, балки континент ёнбағри ва этаклари чегарасида шаклланади. Делталар континентолди текисликларида кенг ёйилган ва қўш оёғи шаклидаги радиал конусларини шакллантиради (3.6; 3.47-расмлар).

Бу кайнозой муз босиш даврларига хосдир. Мисол учун, плейстоцен босқичида максимал муз босиш фазасида жамланган катта ҳажмдаги сувнинг музликларда тўпланиши Дунё океани сатҳининг 70-100 м га кескин пасайишига олиб келган.



3.47-расм. Амазонка дарёси чуқур сувли чиқарув конусининг (фэнининг) тузилиши. (Бурлин, Д.С. ва б., 1991).

1- қўчқилар; 2- терриген оқимлар; 3- чиқарув конуслари қисмлари чегаралари; 4-изобатлар, км; 5-шельф увати; 6-сувои узнлари; 7-каньон бортлари.



Океан сатҳининг пасайиш даврида (яъни денгиз регрессиясида) дарёлар соҳил чизигининг шельф пасайиши бўйлаб континентал ёнбағирга ётмагунча илгарилаб борган. Улар шельфда тўпланган соҳилбўйи ётқиқиқларни ва ўзининг аввалги делтасини ювган, делталари континент ёнбағрига қараб силжиган.

Бўлакли материаллар билан бойитилган дарё сувлари, ҳозирги тоғлардаги тоғ дарёларига ўхшаб, континент ёнбағирларини қирмалаб, терриген материал билан янада бойиган ва пасткамликларда, океан сувларида ўзининг делталарини шакллантирган. Улар ҳозирги вақтда чуқур сувли чиқарув конуслари фэнлар деб номланади. Улардан фарқли ўлароқ, вақтинчалик катастрофик турбидли лойтошли оқимлар шакллантирган чуқур сувли ёйилмалар эса фанлар дейилади.

Музлик даврлари орасидаги вақтларда Дунё океани сатҳи кўтарилган, делталар континент ёнбағрининг устки қисмини, шельфнинг пастки қисмидаги чуқурлик эстуарий каналларини қолдириб ортга чекинган. Эстуарий каналлари бўйлаб делта материалларини суспензион оқимлар ёрдамида чиқариш давом этган. Чуқур сувли фэнларга терриген материалларнинг келиб тушиши пасайган, уларнинг ўзани оқма ва кўчки массалари билан тўлдирилган, юзаси гемипелагик чўкинди билан қопланган.

Океан сатҳининг бир неча бор ўзгариши мураккаб тузилган кўп куракли фэнлар шаклланишига сабаб бўлади.

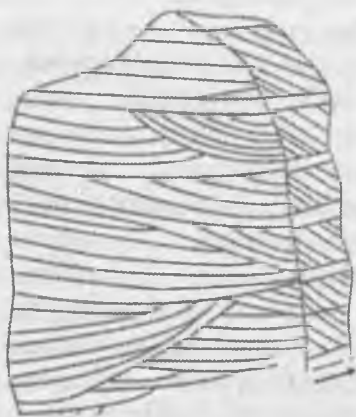
Геоморфологик ҳолати бўйича чуқур сувли фэнлар тоқонтинентал этакларида тоғ дарёларининг тоғолди текислигига чиқишдаги ётқиқиқларига ўхшаш ўринни эгаллайди. Фэнлар чўкиндилари одатда батшал текисликларнинг пастки чегарасидаги жойларда чўкмага ўтиб, кенглиги 450-500 дан 2000-3000 км гача борадиган (чуқурлик 2,4-2,6 км), 4-5 км чуқурликда қалинлиги 3 км борадиган замонавий ётқиқиқларни ташкил этади [33]. Баъзи замонавий чуқур делталарнинг ўлчамлари қуйидагича[35]: Конго – 18 х 278 (қиялиги 1: 225), 2562-3843 м, чуқурлиги 2562-3843 м; Мисисипи – 148 х 222 км (қиялиги 1: 200), чуқурлиги 1281-2928 м. Делталарининг кенглиги радиуси бўйича 1200 километргача боради (Ҳинд дарёси) ва 2000 дан ортиқ (Ганга дарёси), қалинлиги 18 км. Фэнлардан ташқарида континент этакларида майда қанонлар ётқиқиқларининг қалинлиги фақат 1-2 км гача ва кенглиги бир неча юз километрни ташкил этади.

Чукурлик делталари континент четларнинг периметри бўйлаб майда канонларнинг чиқарув конусларига караганда кам учрайди ва майдон бўйича ўлчамлари йириклиги ва ётқизикларининг қалинлиги туфайли тонтинентал поғонада чуқинди ҳосил бўлишида муҳим аҳамиятга эга. Уларда чуқинди тупланиш тезлиги анча юқори. Айнан чуқинди тупланиш тезлиги бўйича Ўрта Ер денгизида Нил, Рона, По, Эбро фэнлари кашф этилган (Емелянов Е.М ва б., 1984). Планда улар ёйилма шаклда, кундаланг кесимда эса уч ўлчамли асимметрик призмадан иборат бўлиб, одатда қисқа томони билан континент ёнбағирига қараган, қалинлиги унча катта бўлмайди (Шчербаков А.Ф. ва б., 1985). Ёнбағирда энг дағал, сараланмаган, тартибсиз қатламланган чуқиндилар тупланади. Ёнбағирдан узоклашган сари улар аниқ қатламли кум-гилли ётқизиклар билан алмашинади, кейинчалик хавза чуқурлигига қараб юпка градацион турбидитларга айланади. Чуқиндилар учта зонага ажратилади ҳамда: устки, ўрта ва пастки фэнлар деб аталади (3.47-расм). Жинсларнинг ётқизилиши радиал характерга эга. Ҳар бир муайян фэнга чуқиндиларнинг маълум мажмуаси мос келади.

Сувости ёйилмалари ва чукурлик делталари тузилишида (фэнлар) ташқи морфологик ўхшашлик кузатилади. Лекин сезиларли фарқ ётқизикларини структуравий-текстура хусусиятларидагина мавжуд бўлиб, чуқинди оқимларнинг динамикаси билан боғлиқ.

Чукур сувли делталарда чуқиндилар доимий оқимлар билан келтирилган ва чуқмага ўтган. Бунда кўп ярусли бир томонга қияланган қийшиқ қат-қатликлар шаклланган, улар шельфнинг сувости делталаридаги каби горизонтал ажралош чегараларига эга (3.48-расм) ва факат фэннинг пастки қисмида (қуйи фэн) чукур сув ётқизикларининг юпка градацион турбидитларига ўтади (3.47-расм). Яъни чукурлик делталарининг тузилиши полиритмик бўлиб, уларда чуқинди тупланиш режими олдинги континентал поғананинг тоғ этаклари ёйилмалари, текислик дарёлари, сувости делталари фациал қамбарлари динамикасига боғлиқ бўлади (Шчербаков А.Ф. ва б., 1985). Вақтинчалик сув оқимларидан чуқмага ўтган сувости ёйилмаларидаиб ётқизикларда факат градацион қат-қатлик (3.44-расм) ва флиш микроритмийлиги кузатилади (3.45-расм).

**Чукурлик** делталари континент дарё водийлари билан боғланган. Уларнинг чуқиндилари континентлардаёқ бир қанча чуқиш ва қайта ётқизилиш цикллари орқали узок ташилиш йулини босиб ўтади. Шунинг учун улар гранулометрик ва минералогик томондан камолотга етган, кўпроқ думалокланган ва сараланган терриген материал тупланади, бу эса бўлғуси коллекторларнинг филтрацион хоссаларига ижобий таъсир кўрсатади. Делталарнинг узунлиги юзлаб километрларга чузилиши ва кесмада кум-алевритли коллекторлар ва гилли флюид ўтказмайдиган қатламларнинг қайта-қайта такрорланиши кўп қатламли резервуарларнинг шаклланиши учун қулай шарт-шароитлар яратади. Пелитли ётқизиклардан иборат фенларнинг чекка қисмларида баъзан юпқа қатламчаларни ташкил этувчи куруқлик ўсимликлари детритлари кўмилиб кетади. Мексика кўрфазида улар 4500 м гача чуқурликларда топилган. Углеводородларни кидириш учун бундай чуқиндилар айниқса истикболли саналади. Континентларнинг сувости чеккаларида 2-2,5 км чуқурликларда нефт ва газ конларининг 95% очилган (Григоренко, Супруненко и др. Осадочные бассейны, 1981).



3.48-расм. Рифей комплекси чуқурлик дельтаси майда донали кварцитларидаги бир томонга қияланган кўп ярусли қийшиқ қат-қатликлар блок-диаграммаси. Жанубий Дарвоз. Курсаткич билан - кадимий дельтадаги оқим йуналиши (ташилиш) йуналиши тасвирланган (В.И. Попов, 1991).

### **Контуришлар**

Дунё океани сатҳининг кўтарилган даврларда (трансгрессияларда) континент этаклари хавза ости сувлари динамикасига лойқа оқимлар ва сувости делталарининг фаол таъсир сусаяди. Турбид оқимлари ва сувости делталаридан чуқинди материаллар келтирилиши камаяди. Бу эса континент ёнбағрининг пастки қисмида ва континент этагида устидаги 4-5 км

чуқурликларда фаоллашувни ва кучли турбид оқимларининг пайдо бўлишига олиб келади. Улар юкори кенгликларда совук арктика ва антрактида сувларининг океан чуқурлигига (остига) тушиши сабабли илик юза оқимларига қарши уларок пайдо бўлади. Масалан, Шимолий Атлантиканинг Норвегия денгизида Голфстрим юзаси илик оқимига қарши ҳолда чуқурликда совук оқим пайдо бўлади. Ньюфаундленд ороли худудларида у Баффина денгизида пайдо бўлган совук Лабрадор оқими билан туташади ва Ғарбий контурли оқимни келтириб чиқаради. Бу оқим Шимолий Америка континентал этаклари бўйлаб Флоридагача боради.

Контурли оқимлар узок вақт давомида мавжуд бўлади. Бу совук ҳавза туби оқимлари кучли тор уюрмалар каби арктика кенгликларидан экваторга қараб ҳаракатланади. Улар 4-5 км чуқурликда Кориолис кучлари таъсирида материкларнинг континентлар этакларига сиқилади. Бу оқимлар абиссал текисликларнинг чекка қисмини қамраб олади ва Дунё океани умумий чуқурлик циркуляция тизимида қўшилади.

Бундай оқимларнинг ряб белгилари Хизен томонидан 1954 йили Шимолий-Ғарбий Атлантикадаги ҳавза туби



3.49-расм. Ғарбий контур оқимлари ҳосил қилган улкан аккумулятив шакллар (а) ва Блейк Багама тизмасининг шимолий қисми орқали утказилган сейсмо-акустик профил (б). (В.Г. Кузнецовдан олинди. 2012). Профилдаги вертикал микёс горизонтал микёсга нисбатан тахминан ун марта оширилган. Қий-шиқ тулқинсимон қат-қатлик аниқ қури-ниб турибди (Леонтиев, 1977). 1-шельф; 2- континент ёнбағри; 3- континент этаги; 4-улкан аккумулятив тана: А - Ньюфаундланд "тизмаси", Б- Гаттерас ғови, В - Блейк-Багама "тизмаси"; 5- Бермуд тепалиги; 6- абиссал текис-ликлар; 7-тоғлар

ёткизикларидаги сувости фотосуратларида акс эттирилган. Улар изобатлар (тенг чуқурлик чизиклари) бўйлаб континентлар контурини такрорлаб ҳаракатланганлиги туфайли *контуриглар* деб аталади. Оқим тезлиги 10 дан 50 см/с гача бўлиб, бу алеврит ва кум ўлчамидаги зарраларни ташиш учун етарли бўлади. Ташилиш лойқа ва ҳавза тубида думалатиш тариқасида амалга оширилади. Бу энг кучли доимий фаолият кўрсатувчи ташиш омили бўлиб, континент этакларида терриген чуқиндиларни кўчириб ётқизади ва турбидитлар ёйилмасини ва ҳавза туби лойқаларини ҳосил қилади. Улар одатда турбид оқимларига перпендикуляр йуналган бўлади. Уларнинг эрозион фаолияти натижаси сувости водийлари ҳисобланувчи Ўрта океан каналлари деб тахмин қилинади. Шимолий-Ғарбий Атлантикада бу каналлардан бири 1200 милга чўзилган бўлиб, абиссал текисликларга кириб кетади. Водийнинг кенглиги 3 дан 5 километргача, ювилиш чуқурлиги 800 м гача боради. Водийсининг ёнбағирлари нишаблиги 20° гача, баъзан ҳатто ундан ҳам тик. Ювилган материал баҳайбат аккумулятив ғовларни ҳосил қилади (ташки тизмалар, 3.49-расм). Масалан, ғарбий контур оқимлари Ньюфаундлендни айланиб ўтиб, ньюфаундленд сувости "тизмасини" шакллантирган. Бу улкан сувости қоши шимоли-ғарбдан жануби-шарққа қараб 500 км га чўзилган, кенглиги 250 км ва нисбий баландлиги 1000-1500 м га боради. Бундан кейин Гаттерас ғови ривожланган. Энг яхши ифодаланган сувости "тизмаси" бўлиб (аккумулятив ғов) Блейк Багама ҳисобланади. Блейк Багама ботиклигининг узунлиги 800 км, кенглиги 100-200 км ва баландлиги 3500 м га боради (Кузнецов В.Г.2012). Блейк Багама "тизмаси" бўр ёшидаги пелагик чуқиндиларга номувофиқ ётувчи неоген терриген илларида тузилган (Мурдмаа и др. 1979).

Ғовларда чуқинди ҳосил бўлиш тезлиги 10 см/1000 йилгача боради, лекин тезлик 30-100 см/1000 йилга боради деган тахминлар ҳам мавжуд. АҚШнинг Атлантика соҳилларидаги ғовлар тўқ кулранг майда заррали пелитли ва алевро-пелигли иллардан иборат. Кум фракцияларнинг улуши - 1-2%, майда алеврит - 15-48%, пелит (заррачалари 0,005 мм дан майда) - 60-70% дан 94-97% гача. Чуқиндилар карбонатсиз, камдан-кам ҳолларда оҳақли, тарқоқ коколлитларга ва озроқ планктон фораминифераларга эга (С. Hollister, В. Heezen, 1972).

Ҳозирги пайтда Шимолий ва Жанубий Американинг Атлантика континент этаги устидаги антарктида ва арктика оқимлари яхши ўрганилган. Атлантика океанидан ташқари океан контур оқимлари Ҳинд ва Тинч океанларида ҳам кузатилади.

Чуқурлик ва шельф сохилбўйи чуқиндилари орасидаги мавжуд фарқлар қуйидагилар ҳисобланади (Попов ва б., 1991):

1. Шельф оқимлари одатда бир томонидан сохилбўйи ётқизиклари билан чегарадош бўлиб, бу эса контур оқимлари учун характерли эмас.

2. Шельф саёз сувли ётқизиклари қамбарининг кенглиги унлаб метрга, чуқур сувли ётқизикларники эса юзлаб метрга боради.

3. Шельф саёз сувли ётқизиклари чуқиндилари гаркибида булакли материаллар улуши жинс ҳажмининг  $1/40$  қисмини ташкил этади. Чуқур сув ётқизикларида бу нисбат  $1/4-1/3$  ва ҳатто  $2/3$  ни ташкил қилади. Бу гравитацион ташилишнинг лойтошли оқимлар материаллари билан озикланиши туфайли вужудга келган. Улар қатта нишабликдаги ёнбағирлар бўйлаб (ўртача нишаблик  $10^\circ$ ) бўйлаб тарқалади. Рельеф энергияси юқорилиги сабабли асосий массада булакли материал дағал бўлади. Майда заррали материал шельф чегидан узоқдаги жойлардан келиб тушади (рельефнинг ўртача қиялиги  $0,01^\circ$ ).

4. Контуритлар учун барқарор градацион қат-катли турбидитлар билан бирга учрашиши характерли ҳисобланади, бу эса шельф ётқизикларида кузатилмайди.

5. Шельф саёз сувли ётқизикларида чуқур сувли ётқизикларидагидек барқарор микроритмийлик бўлмайди.

6. Чуқур сувли оқим ётқизикларида саёз сувли шельфдагидек ўрқачлари орасидаги масофа  $1,2-2,5-5$  см ли тўлкинли ряб белгилари бўлмайди. Улар учун оқим ўрқачлари орасидаги масофа  $11-13$  см ли узлукли барханчали ряб белгилари характерлидир.

7. Шельф оқимлари текстуралари океаннинг чуқур сувли оқимлари текстураларидан кескин фарқ қилади [51].

**Гемипелагитлар.** Улар континентал ёнбағирдан анча узоқда континентал этакларнинг шлейфида чуқмага ўтади. Чуқинди тупланишнинг бош омили - гемипелагик гилларнинг чуқмага ўтиши. Сув оқимлари, ҳавза туби уюрмалари, узун тўлкинлар (цунами уюрмалари), эол чангининг келтирилиши, сузувчи

предметлар (айсберглар), биотурбация каби бошқа омиллар иккинчи даражали аҳамиятга эга. Гемипелагик чуқиндилар континент ва шельфдан келтирилган катта микдордаги материалларни уз ичига олади, лекин уларнинг асосий қисми биоген иллар бўлади. Континент ёнбағиридан океан чуқурликларига қараб ҳаракатланганда улар ёнбағирбўйи турбидит чуқиндиларини алмаштиради. Бу токонтинентал терриген шлейфининг ташқи чеккасидир.

Гемипелагик чуқинди ҳосил бўлиш ҳудуди океан котловиналарининг ташқи қисмларини 5800-6000 м чуқурликкача камраб олади. Улар остидаги ёткизликларнинг нотекис юзаларини тўлдириб, қоплаб ётади. Текстураси массив, камроқ ноаник горизонтал қат-қатли бўлади. Биотурбация кенг ривожланганда қат-қатлик йўқолади.

Қатламчалар қалинлигининг жуда кичик (миллиметрнинг улушлари) бўлиб, уларни шлифларда жуда яхши аниқлаш мумкин. Бу уларни ёнбағирбўйи турбидитларидаги сантиметрларгача борадиган йирик қат-қатликлардан ажратишга имкон беради. Ёнбағирбўйи турбидитларида қат-қатлик ва ряб белгилари мавжуд эмас, аммо сув ости оқиш излари бор. Кейинчалик улар абиссал текисликларнинг чуқур сувли қизил рангли гиллари билан алмашади. Органик қолдиқлар кам учрайди, уларни асосан сузувчи нектон организмлар - аммоноидеялар, балиқлар ва бошқалар, планктонлар - диотомейлар, коколлитофоридлар, фораминифералар, радиолярийларнинг қолдиқлари ташкил этади. Анча узоқдаги гурғун зоналарда алевроитсиз гиллар чуқмага ўтади. Уларнинг таркибида балиқ, кўмирлашган ўсимлик қолдиқлари; гел ва кристалланган чуқиндилар учрайди: кремнийли ва гилли пелитоморф оҳактошлар ва доломитлар, фосфатлар; ванадий, барий, молибден, хром, уран, кобалт, нодир-ер элементлари, мис, рух, никел ва бошқалар билан бойиган кремнезем-углеродли маъданли жинслар чуқмага ўтади.

Замонавий кремнезем-углеродли силицитлар токонтинентал ҳудудда гилли-диатомли чуқиндилардан иборат бўлиб, уларда органик моддалар микдори 0,7 % дан 15% гача этади (Ю.А. Богданов. Осадочные формации... 1978). Тинч океани ҳалқаси токонтинентал поғонасида (Сахалин ороллари, Канада, Калифорния, ва ҳоказо) силицитли чуқиндиларнинг вулканизм

билан синхрон бўлган бир неча турлари (туфодиатомли, диатом-радиолярийли, терриген - силицитли) ажратилади. Улар гемипелагик гилли чукиндилар билан боғлиқ. Калифорнияда улар нефт ва газга истиқболли бўлган Монтерей формациясининг гил-силицитли чукиндиларини ташкил этади.

Сахалиннинг нефтгазли миоцен пиленг свитаси опокасимон силицитлар, халцедонолитлардан иборат бўлиб, уларда кремнезем миқдори 60%, органик моддаларники 20% ни ташкил этади (А.И. Юрочко ва б. Осадочные бассейны, 1981). Уларда топилган нефт ҳосил бўлиш жойида ётади.

Гемипелагик чукинди ҳосил бўлиш билан нафақат алюмосиликатли, қисман туфли, силитцитли, карбонатли чукиндилар, балки, афтидан, галоген чукиндилар ҳам боғлиқ. Галоген ётқиқиқларнинг ҳосил бўлиши, эҳтимол, арид иқлим шароитларида батиал ботикликларда музбосиш билан синхрон кечган. Бунда сувнинг умумий айланишидан унинг сезиларли даражадаги қисми ажратилиб олинган. Океанлар тубидаги ёш тузли ётқиқиқлар бутун Урта Ер денгизида (қалинлиги 2-2,5 км бўлган кечки миоценда 7,0-7,6 млн. йил илгари шаклланган месси галоген горизонти), Қизил денгизда, Африканинг ғарбий соҳили грабенларида, Данияда, Шотландиянинг ғарбий соҳилларида, Марокаш, Ангола, Мексика кўрфазида шаклланган (Зейболд, Бергер, 1984).

Шундай қилиб, тоқонтинентал поғона турбидит оқимлари (фанлар), чуқур делталарининг (фенлар) ётқиқиқларида жойлашган терриген коллекторлари УВ тўплamlари шаклланиши учун жуда истиқболли ҳисобланади. Гемипелагик чукиндилар ноанъанавий кремнийли коллекторларни топиш учун жуда истиқболли объектлар саналади. Улардан ҳозирда ҳам саноат миқёсида УВ қазиб олинмоқда (Калифорния, Монтерей формацияси; Сахалин, миосен пеленг свитиси). Батиал котловиналарда тўпланган галоген ётқиқиқлар яхши флюид тутувчилар саналади.



### Назорат саволлари:

1. Токонтинентал погонанинг гипсометрик чегарасини кўрсатиб беринг.
2. Континент ёнбағирдаги канонлар нима ва уларнинг генезиси қанақа?
3. Флиш ритми нима ва унинг қандай элементлари ажратилади?
4. Турбид чуқиндиларининг асосий хусусиятлари нималардан иборат?
5. "Ёввойи флиш" нима?
6. "Фанлар" ва "фэнлар" нима? Уларнинг ҳосил бўлиш шароитлари орасидаги фарқлар нималардан иборат?
7. Қандай чуқиндилар "контуритлар" деб номланади? Уларнинг келиб чиқиши қандай ва шельф соҳилбўйи оқимлари чуқиндиларидан нимаси билан фарқланади?
8. "Гемипелагитлар" нима? Улар нефт яратувчи ётқизиклар ҳисобланадими, нега?

### 3.5. Океан поғонасида чуқинди ҳосил бўлиши

Ер юзасининг гипсометрик эгри чизиғида океан поғонаси энг паст структура сифатида ажратилади. Лекин батиметрик (чуқурлик бўйича) ва геоморфологик томондан токонтинентал ва океан поғоналари ўртасидаги аниқ ифодаланган чегара йўқ. Улар орасидаги чегара жуда аниқ эмас ва бу чегарани аниклашга асос қилиб олинган мезонларга боғлиқ. Муаллифлар токонтинентал ва океан поғоналар орасидаги чегаралар мезони сифатида В.И.Попов ва бошқ. [33] томонидан ажратилган чуқинди материалнинг чуқинди ҳавзасига ташилиш бош йўналишининг ўзгаришини қабул қиладилар (3.1-расм).

Континентал поғонада чуқинди материалларнинг ташилишининг асосий йўналиши ювилиш ҳудудларидан оқимнинг охириги ҳавзалари-қўллар, ички денгизлар, чекка денгизлар ва Дунё океанидир. Токонтинентал босқичда терриген (қисман вулканоген) материаллар ташилишининг бош йўналиши соҳилдан (шельф) океан марказига қараб амалга оширилади. Океан поғонасида ҳукмронлик қилувчи бош ташилиш йўналиши йўқ. Бу ерда ҳар қандай келиб чиқишга эга материаллар - эол,

космик, эдафоген (чуқур сув баландликларнинг нураш материали), биокимёвий ва физик-кимёвий жараёнлар томонидан қайта ишланган планктоник материаллар кўп километрли сув қатлами устуни бўйича гравитация кучи таъсирида чўкинди ҳосил бўлиш коидасига бўйсунди (3.1-расм).

Океан тубидаги тепаликлардан ювилиш ва пасткамликларга латерал ташилиш (гравитацион қайта ётқизилиш, ҳавза туби оқимлари эрозияси, эдафоген ва сувости вулканоген материал ва бошқалар билан кечадиган сувости тектоник денудация) иккинчи даражали аҳамиятга эга. Эдафоген материал океан ер пусти таркибига мос келади: базальтоидлар, габброидлар, серпентинитлар, яшил тошли жинслардан иборат.

Океан поғонаси чўкиндилари биринчи марта XIX аср охирида "Гломар Чалленжер" кемасида инглиз экспедицияси томонидан ўрганила бошланган. Иккинчи Жаҳон урушидан кейин океан туби, шу жумладан пелагик ётқизиқларни ўрганиш бўйича жадал тадқиқотлар кўп мамлакатлар томонидан ўтказилди.

Илк даврларда (Муррай, Ренард) 1891йили пелагик ётқизиқларнинг бош белгиси – қизил рангли бўлиши (ранг берувчи моддалар - темир ва марганец гидроксидлари) аниқланган. Пелагик чўкиндилар кулранг гемипелагик ётқизиқлардан осонлик билан фарқланади. Ушбу жинсларнинг батафсил таърифи ва пелагик чўкиндиларнинг тавсифи фақат 60 йил ўтгандан кейин берилган (G. Arrhenis 1955, 1963). Бу ётқизиқларни ажратишдаги бош мезон – терриген чўкинди ҳосил бўлишнинг жуда паст тезлиги (1 мм/1000 йил) ҳисобланади. Бу пелагик ётқизиқлар таркибида биоген материал – океан сувларининг устки қаватларидан планктонларнинг карбонатли ёки кремнийли скелет қолдиқлари, пеллет (аҳлат қолдиқлари) бўлиб, улар парчаланганда юпқа пелитли материал ажралади.

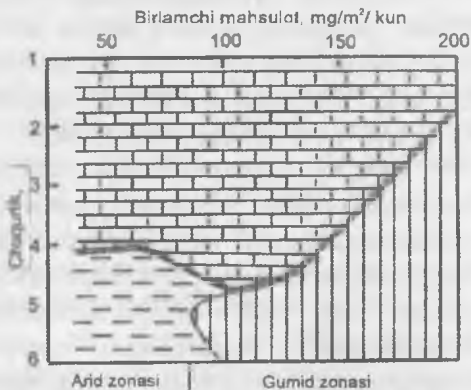
Пелагик ётқизиқларда зоопланктон қолдиқларидан ташқари, балиқ тиши ва суяк қолдиқлари, майда эол ва космик материал (микрометеоритлар, микротектитлар) топилган. Пелагик ва континентлардан унча узок бўлмаган гемипелагик чўкиндилар орасидаги чегара гемипелагик ётқизиқларда эрта диагенетик кулранг тикловчи қатламнинг пайдо бўлиши, яъни кулранг гемипелагик ётқизиқларнинг бутунлай қизил рангли ётқизиқларга ўтиш юзаси бўйича ўтказилади. Бу чегара чўкинди тўпланиш

механизми, тезлигини ўзгариши ва терриген материаллар улушининг камайиш чегараси билан мос келади.

Қизил рангли пелагик гиллар - пелагик чуқиндиларнинг ягона абиотик тури саналади. Уларнинг келиб чиқиши полигенетикдир. Уларнинг таркибида, юкорида санаб ўтилган турли генезисдаги материаллардан ташкари, хусусий аутиген минераллар: темирли смектит (нонtronит), цеолит, темир ва марганец гидроксидлари учрайди. Батиметрик томондан улар ҳар доим чуқур сувли ва карбонат тўпланишнинг критик чуқурлигидан (КТКЧ) пастда тарқалган бўлади (3.50-расм). Уларнинг тарқалиш худудлари А.П. Лисицин бўйича [18] арид зоналарга тўғри келади. Бу органик ҳаёт энг кам бўлган "океан

сахроси" фитопланктоннинг органик углерод ишлаб чиқаришини минимал миқдори билан характерланади ( $100 \text{ мг/м}^2$  дан кам, Комбленц - Мишке. 1977). Бироқ барибир, бу ерда биоген седиментация жараёнлари устиворлик қилади, чунки эол чангларининг жуда кам миқдордаги терриген материали ҳам биофилтрация орқали фекал гранулалари ёрдамида чўқади [18].

Шундай қилиб, чуқурлик қизил рангли гиллари - бу карбонатсиз ёки цеолит-гилли ётқизиклар бўлиб, континентлардан узоқлиги терриген материалларнинг жуда кам етиб келишига ва океан сувларининг жуда паст биомассалдорлигига, чуқиш тезлигининг ўта паст бўлишига -  $1 \text{ мм/1000}$  йил олиб келади (Мурдмаа, 1987). Пелагик гиллар аутиген минераллар билан бойиган эвпелагик (кисман пелагик) ва миопелагик («ўтиш» гиллари) турларга бўлинади. Улар фақат булакли материаллардан иборат, яъни уларда аутиген минераллар (темирли смектитлар,



3.50-расм. Замонавий пелагик чуқиндилар шаклланишининг соддалаштирилган модели. Ю.А.Богданов, М.А.Левитан, (1980) А.П.Лисицин (1980) бўйича: Чуқиндилар: 1-пелагик карбонатли, 2-пелагик гилли, 3-кремнийли чуқиндилар.

цеолитлар) учрамайди. Улар ҳам кизил рангли, лекин ҳақиқий гиллар ареоллари чеккалари бўйлаб ривожланган ва гемипелагик чуқиндилар ва силицит - гилли илларга утувчи саналадилар.

Пелагик чуқиндиларнинг ўзига хос хусусиятларидан бири бўлиб, уларнинг рельеф юзаси нәтекисликларини қоплаб ётиши ҳисобланади. Бу уларнинг ҳосил бўлишидаги бош етакчи омил сув қатлами қалинлиги бўйлаб заррачаларнинг субвертикал ҳолда чуқмага ўтганлигини тасдиқлайди.

Биоген седиментация кенглик, циркумконтинентал ва вертикал иқлим зоналлиги томонидан назорат қилинади: гумид зоналарида у арид зоналардагига қараганда юқори бўлади. Гумид ҳудудларда биоген планктонли кремнезем ( $\text{SiO}_2 > 50\%$ ), кремний-гилли ( $\text{SiO}_2 = 10 - 50\%$ ) ва кремнийли-карбонатли ётқизиклар шаклланади. Экваториал зонада кремнийли компонент-радиолярийли, муътадил зонада-диатомли бўлади.

Кремний илларнинг тўпланиш тезлиги 3 мм дан 1 мм/1000 йилгача бўлади [18]. Арид зоналарда кремнийли чуқиндилар шаклланмайди ва карбонат тўпланишнинг критик чуқурлигидан (КТКЧ) пастда пелагик кизил рангли гиллар ривожланади (3.50-расм). КТКЧ шуни билдирадики, ҳавза тубига чуққан барча  $\text{CaCO}_3$  амалда тўлиқ эриб кетади. КТКЧ нинг мутлақ чуқурлиги циркумконтинентал зоналлик ва сувнинг физик-кимёвий хусусиятларига ( $t$ ,  $\text{O}_2$  миқдори) боғлиқ ҳолда ўзгаради. Масалан Тинч океанининг экваториал зонасида карбонатли ётқизиклар 5 км чуқурликкача тарқалган, юқори кенгликларда эса фақат 3 км ёки ундан ҳам камроқ чуқурликларга тўғри келади. Шунга мос ҳолда Ҳинд океанида бу кўрсаткичлар 5100 м дан 4500 м гача, Атлантика океанида - 6000 дан 3650 м гача боради. Чуқинди тўпланиш тезлиги миллиметр улушларидан бир неча сантиметр/1000 йилгача ораликда ўзгаради.

Биоген планктон карбонатли чуқиндилар (кальцит ва арагонит) ( $\text{CaCO}_3 > 70\%$ ) ва гил-карбонатли ва мергелли иллар ( $\text{CaCO}_3 - 30-70\%$ ); фораминифера-коколлитофоридли, фораминиферали иллар КТКЧ дан юқорида океанларнинг пелагик вилоятларида тарқалган.

$\text{CaCO}_3$  дан фарқли ўлароқ биоген опалнинг кремний зарралари (диатомий, радиолярийлар қолдиқлари, силикофлагеллятлар) 1000 м чуқурликкача фаол эрийди ва фақат қалин чиғаноқли қолдиқлар

барқарор бўлади, ва деярли ҳар қандай чуқурлик тубигача етиб боради. С<sub>орг</sub> микдори 0,1-0,2% ни ташкил қилади.

Океан поғонасида океан ичидаги сув ости тепаликлари купинча риф қурилмалари – атолллар билан яқунланади. Бундай тепаликлар купинча океандаги қадимий вулкан чўққилари саналади ва уларнинг учлари океан сатҳи яқинида абразия орқали кесилган бўлади. Улар гайоталар дейилади (Хесс, 1946). Булар аста-секин ботган сувости тоғларига устама тушган карбонатли ороллар занжиридир. Биринчи атолллар эрта кайнозойда бошланган, деб тахмин қилинади, аммо Бухоро-Хива вилоятида кечки юра атоллари аниқланган (Абдуллаев Г.С. ва б., 2009). Атолллар терриген материаллар ювилиш ҳудудларидан узоқда жойлашган бўлади. Рифлар "карбонатли платформа" деб аталувчи акваторияларда ривожланади ва биоген оҳақтошлардан (чиғанокли, мшанкали, баянусли, фораминиферали, турли детритли) иборат бўлади.

Риф қурилмалари (ороллари) купинча марказида саёз лагуна бўлган ҳалқасимон рифларни ҳосил қилади. Лагуналар чуқурлиги 20-30 м оралиғида жойлашган, камдан-кам ҳолларда 100 метрга етади. Лагуна чўкиндиларида турли организмларнинг булаклари ва майда детрити, сув ўтлари қолдиқлари, камроқ маржон булаклари учрайди. Камроқ микдорда юпқа карбонатли ил чўкмага ўтади (3.13-расм).

Лагунани ўраб турувчи рифлар одатда сувўтли оҳақтошлар ва маржонлар қолдиғи иборат. Маржон рифларининг ҳосил бўлиш чуқурлиги 30 - 45 м дан пастга тушмайди. Улар ўртача йиллик ҳарорат 15-18°C да ривожланади. 28° шимолий кенгликдан 31,9° жанубий кенгликгача тарқалган. Гавайи ороллари атоллари неогеннинг бошларида шакллана бошлаган. Уларнинг ўсиши ҳозирги вақтда ҳам давом этмоқда. Маржон рифларининг ўсиш тезлиги 1000 йил давомида 1500-3500 г/см<sup>2</sup> ни ташкил этади. Органоген карбонатларларнинг ҳосил бўлиши оролли шельфда атолллар лагуналарида арагонитнинг кимёвий чўкмага ўтиши билан бирга кечади. Арид иқлим учун риф оҳақтошларининг доломитлашиши характерли бўлади.

Денгиз томондан атолллар бир неча метрга борувчи саёз уринма тўлқинлар супалари билан ўралган. Уринма тўлқинларнинг яхши сараланган карбонатли булаклари шлейфи

нишаб ( $20^{\circ}$  дан ортик) ёнбағир буйлаб 900 м ва ҳатто 3000 м чуқурликкача бориб етади. Углеродли материал билан билан бир қаторда 4500-5000 м чуқурликда кум-алевритли терриген-карбонатли материалда маржонларнинг йирик бўлаклари ҳам учрайди. Базальтли асосдаги риф қурилмаларининг қалинлиги бурғилаш қудуклари маълумотлари бўйича Бикини атоллида 1266-1389 м гача боради, ҳатто 3000 м гача бўлиши мумкин. Риф сувўтлари детритларидан (26-50%), маржонлар бўлаклари (34%), пелитоморф карбонат (30-53%) ва фораминифера қолдиқларидан (3-9%) ташкил топади.

Атоллларнинг сувусти қисмида ўсимлик қопламаси ривожланади (дарахтлар, буталар). Унинг пасткамликларидаги ботқоқликларда торфяниклар ва ҳатто кўнғир кўмирлар ҳосил бўлиши мумкин. Тинч океанидаги баъзи сув остига ботган аттолллар ва Тинч океани Император тоғларидаги ғайоталар чуққанидан сўнғ чуқур сувли пелагик карбонатли иллар билан қопланган. Асосан бу қатламсиз, оч тусли, сариқ, оч жигарранг, оч кулранг ёки бўз ранглардаги майда заррали чуқиндилар бўлиб, литификация жараёнларида бўрсимон ёки пелитоморф оҳақтошларга айланади, кўпинча биотурбация изларига эга бўлади. Улар, одатда, бевосита базальтли фундаментга (океан қобиғи), базальтлар устида ривожланган латеритли қобиққа (Тинч океанидаги Император тоғлари) ёки атоллларнинг ерусти ороллари чуқиндиларига ётади. Трансформли ер ёриқларида пелагик карбонатли иллар кўпинча чуқурлик офиолитларига - габбро, серпентинит, метабазит ёки тектоник брекчиялар юзасига ётади. Карбонат иллар КТКЧ гача (4000-4500 м) ривожланади. Лизоклиндан юқорида уларнинг таркиби арагонит-кальцитли бўлиб,  $\text{CaCO}_3$  98% гача боради. Пастда улар қизил рангли чуқур сувли гиллар ёки кремнийли чуқиндилар билан алмашади. Экваториал зонадаги юқори биомасулдорликда улар 75-85%  $\text{CaCO}_3$  га ва 10-15% гача биоген кремнеземга эга бўлади.

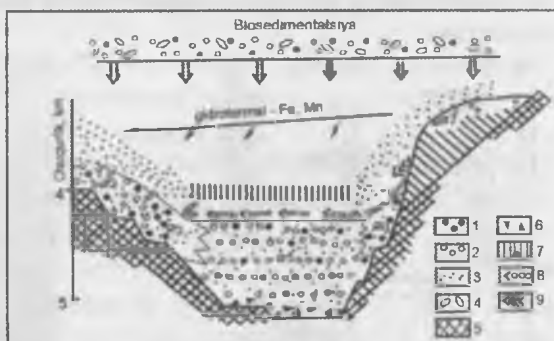
Кенглиги 100 км га боровчи (рифт ботиқликларининг бортлари) Ўрта океан тизмаларининг ўрқачида базальтлар билан контактда металл иллар мавжуд бўлиб, улар темир (темир гидроксидлари ёки темирли смектит қурилишида), баъзан маргенец билан бойиган. Металлар билан бойиш океан рифтларидан чиқаётган (спрединг маркази) металл эксгальция

оркали амалга ошади. Гидротермалар таркибида келаётган металллар ҳавза туби оқимлари ёрдамида ташиб кетилади ва ўқ зонасининг бортларида карбонатлар билан биргаликда шаклланаётган ер пусти базальтлари юзасида чўкмага ўтади.

Плиталар очилганда металл қатлам ёш океан қобиғининг биринчи қатламини ташкил этувчи абиссал пелагик карбонатсиз иллар билан қопланади. Рифт зонасида базальтларнинг қопланишидан то КТКЧ дан пастгача карбонатли чўкиндиларнинг карбонатсиз чўкиндилар билан алмашгунича 20-30 млн. йилга яқин вақт ўтади (Мурдмаа, 1987). Юқорида тасвирланган схема 3.51-расмда кўрсатилган.

Ўрта океан тизмалари рифт зоналарида сувости аппаратлари ёрдамида кузатиш оркали иссиқ ( $250^{\circ}\text{--}350^{\circ}\text{C}$ ) ва нордон ( $\text{pH}=4$ ) сув булоқлари кашф этилган. Бу сувларнинг

булоқлардан чиқиши кенг спектрдаги маъданли ва номаъдан минералларнинг чиқиши билан бирга кечади ва уларнинг чўкмага ўтишида устунсимон қурилмалар ҳосил бўлади. улардан чиқаётган қора ва оқ тутунлар «қора ва оқ чекувчилар» номини олган. "Қора чекувчилар" билан темир, мис, кўрғошин, рух ва бошқа металллар

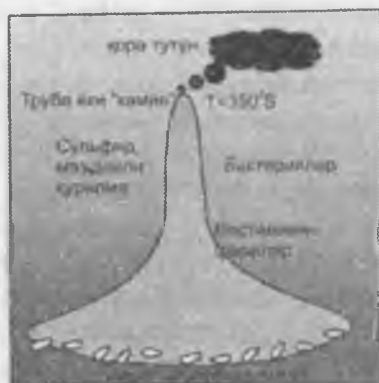


3.51-расм. Ҳинд-Араб Ўрта океан тизмаси ғарбий қанотидаги ботиклик оркали ўтказилган соддалаштирилган кесма. (Мурдмаа, 1987).

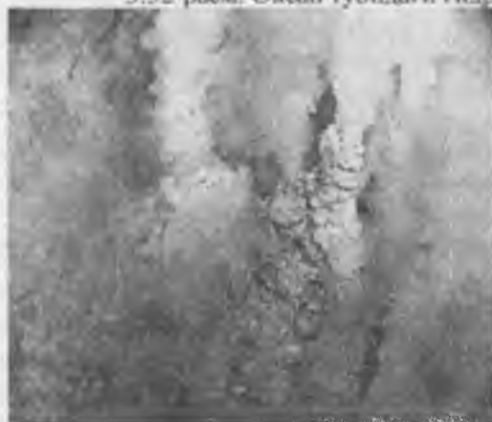
Ø1 – тоғ тизмаси бортларидан ювилган бутун чиғаноқли қумлар ва алевритлар; Ø2 – паст нишабликдаги ёнбағирлардаги бутун чиғаноқли нано-фораминиферли пелагитлар; Ø3 – қайта ётқизилган детритли фораминифер-нанофоссилийли иллар (фораминиферали лизоклиндан чуқурроқ); Ø5 – ботиклик тубидаги карбонатли турбидитлар; 1,2 – планктон фораминифералар (1 – эришга чидамли, 2- чидамсиз); 3 – наннопланктон; 4 – пеллетлар; 5 – туб жинслар; 6 – дағал булакли коллювий; 7 – фораминиферали лизоклин сатҳи; 8 – турбид оқими; 9 – эдафоген материалининг келиб тушиши.

сулфидлари боғлиқ. Унча иссиқ бўлмаган ( $100^{\circ}\text{C}$  гача) "оқ чекувчилар" билан аморф кремнезем, пирит, барит, ангидрит ва бошқа сульфат бирга учрайди. Булоқлардан узоклашган сари эритмадан темир ва марганец гидроксидлари чўкмага ўтади (3.52, 3.53, 3.54, 3.55-расмлар).

Гидротермал фаолияти зонасида ноёб биоценоз – қуёш нурисиз кислородсиз шароитларда яшовчи қисқичбақа, улкан моллюскалар, улкан найсимон чувалчанглар ва тирик организмларининг янги синфи – вестимениферлар кузатилади. Бу жойда фотосинтез (ер юзасида ва океанларнинг устки ёритилган қатламларидаги ҳаётнинг асоси бўлган жараён) хемосинтез билан алмашган.



3.52-расм. Океан тубидаги гидротермал "чекувчилар"



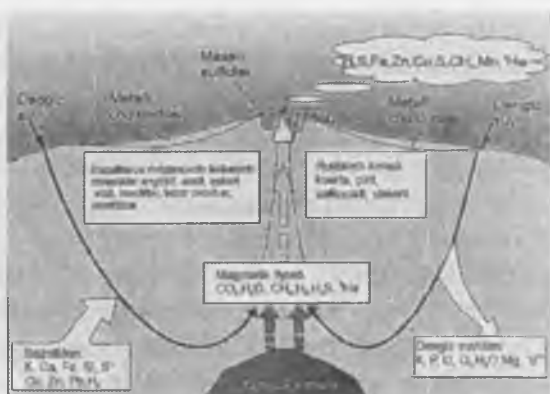
3.53-расм. «Оқ чекувчилар»



3.54-расм. «Қора чекувчилар»



Ўрта океан тизмаларининг кенглиги 500-600 км га боровчи ички (рифт ботиклигига қараган) ва ташки ёнбағирларида, трансформали Ер ёриқлари новларининг ёнбағирларида, вулкан сувости тоғлари ва океан оролларининг ёнбағирларида, ер ёриқлари билан чегараланган нишаб ёнбағирларда, ички



3.55-расм. Океан тубидаги гидротермал "чекувчилар"

океан платолари ва ботикликларида рельефнинг парчаланганлиги ўпирилиш, кулаб тушишга олиб келади ҳамда материалларининг гравитацион чўкиши амалга ошади. Ёстиксимон толеитли базальтлар шаклланади. Бу материаллар пелагик гиллар билан аралашиб, литификация жараёнида оҳакли цементга эга бўлган асосан базальт таркибли (габброидлар, серпантинитлар, ўтаасосли ва б.) океан пўстини ташкил этади.

Литификацияланмаган гравитацион материалдан лой-тошли кўчкилар, турбид оқимлари вужудга келади. Бу сейсмофаол зоналарда айниқса кўпроқ кузатилади.

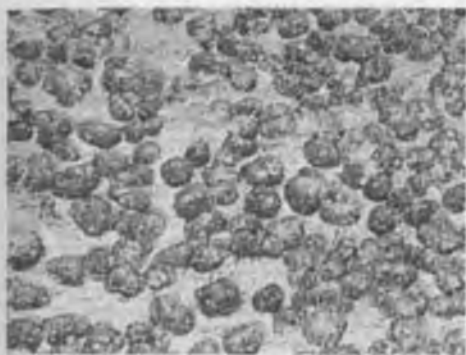
Ўрта океан тизмалари канотларидаги 2500-3500 м ва 4500-5500 м чуқурликларда ёнбағирларнинг нишаблиги 5°-10° гача боради. Уларда пелагик оҳакли иллар билан кўмилган оҳакли биотурбидитлардан таркиб топган каторлар кузатилади. Ўрта океан тизмалари канотларидаги океан пўстининг ботикликларида неоген карбонатли биотурбидитларининг қалинлиги бир неча юз метрга боради (Мурдмаа, 1987). Алевролит элементли аниқ ифодаланган турбидит ритмларининг қалинлиги ўнлаб сантиметрга боради. Ритмларининг устки қисми, одатда, оқ рангли сараланган кокколлитли иллардан ташкил топади. Сейсмик маълумотлар бўйича биотурбидитлар горизонтал қат-қатли линзасимон хосилалардан иборат бўлиб, улар абиссал ботикликлар бортларига қараб тугаб боради. Абиссал тепаликлар,

говлар ва ботикликларнинг ёнбагирлари кўпинча темир-марганец конкрецияларга эга бўлган карбонатли ёки карбонациз пелагик иллар билан қопланган.

Юқорида санаб ўтилган ҳудудлар учун седиментогенез вазияти, пелагик илларнинг турбид ва ҳавза туби оқимлари томонидан қайта ётқизилиши характерлидир. Безруков П.Л. (1976) фикрича айнан ҳавза туби оқимлари темир-марганецли конкрецияларни, майда пелагик илларни «ювишга» сабабчи бўлади. Чунки конкрецияларнинг шаклланиши пелагик чўкинди гулланишнинг узлуклилиги ва жуда паст тезлигига боғлиқ.

Океан сувларида металлар концентрацияси паст бўлганда гидроген (седиментацион) механизм бўйича конкрециялар ўсиши учун конкрецияларнинг маъданли қобиғи сиртидаги микроқатламда реакцияга кирувчи эритманинг доимий янгилиниб туриши лозим бўлади (Скорнякова, Мурдмаа, 1986).

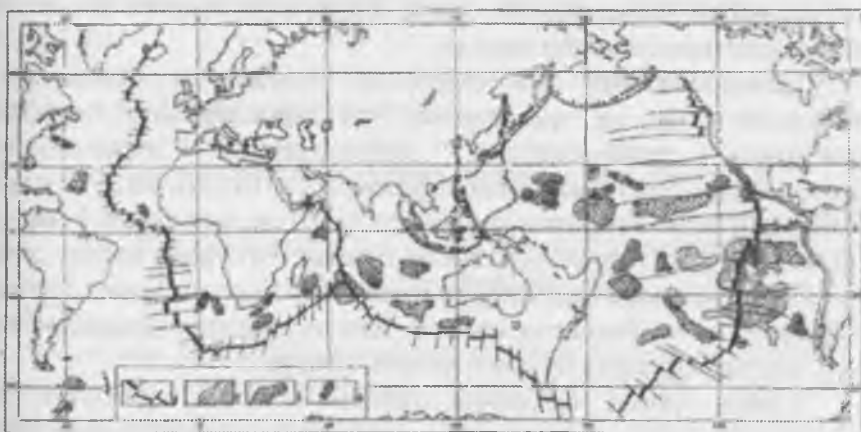
Ҳавза туби сувларнинг ҳаракати конкрецияларнинг диагенетик қайта ўзгариши учун зарур бўлади, аммо фақат пастда ётувчи гил-кремнийли чўкиндиларнинг (радиолярийли) лойхўрлар томонидан жадал биотурбацияланишидагина ўринли бўлади (Скорнякова, Мурдмаа, 1989). Аэроб микробиологик парчаланиш, реакцияга кира оладиган органик моддалар миқдори жуда арзимас бўлса ҳам,  $Eh$  кўрсаткичининг пасайиб кетишига, кучсиз тикловчи шароитларнинг маълум жойлардагина ҳосил бўлишига ва қўмилган марганец гидрооксидларининг тикланган (икки валентли) эрувчи ҳаракатчан шаклга олиб келади. Темирнинг тикланиши учун  $Eh$  нинг анча паст киймати керак бўлади ва у ҳаракатсиз оксидли шаклда қолади. Эриган марганец концентрацияси градиенти унинг диффузия ҳолида ўсаётган конкреция юзасига миграциясини келтириб чиқаради. Уларда марганец миқдорининг ошишига сабаб бўлади. Марганецнинг икки валентли шаклидан оксид ҳолатига ўташи конкрециялар пустида марганец гидрооксидлари миқдорини оширади. Улар фаол сорбентлар бўлганлиги учун металларнинг мусбат зарядли ионларини сўриб олади. Ушбу механизм диагенетик туркумдаги конкрецияларда марганец миқдорининг седиментацион (гидроген) марганецга нисбатан ортиқ бўлишини тушунтиради (3.56-расм). Масалан, уларда марганец миқдори ўртача 24,4%,  $Ni$  - 1,27%,  $Cu$  - 0,22%.  $Mn/Fe > 4$ .



3.56-расм. Жанубий Хитой денгизи тубидаги темир-марганец конкрециялари

Си, Со, Мп буйича алохида худудларнинг темир-марганец конкрециялари миқдори континентда қазиб олинаётган конлар маъданлари миқдори билан таққослаш даражасига етади.

Гидроген турдаги темир-марганец конкрециялар Д.Кронен буйича қуйидаги маъданли компонентларга эга: Мп – 16,02%, Fe – 15,55%, Ni – 0,48%, Со – 0,284%, Си – 0,259%,; рух, кургошин, молибден, титан, ванадий, талий эса фоизнинг улушларини ташкил этади, Ag, Ir, Cd, W, Bi, Y, Hg ва бошқа элементлар қушимча ҳолида учрайди. Асосий маъдан компонентлари: Ni,



3.57-расм. Металли чуқиндиларнинг тарқалиш схемаси. Дунё океанида ТМК ва кобалтли қобиклар. С.Андреев, Е.Гуревич, А.Лисин ва б.нинг материалларидан фойдаланилган. 1-УОТ рифт зонаси; 2-металли чуқиндилар тарқалган вилоятлар; 3-ТМК йирик районлари; 4-сувости тоғларида тарқалган кобалтли қобиклар.

Диагенетик ёки седиментацион-диагенетик морфогенетик турдаги конкрецияларда металлarning юқори концентрацияси (3.57-расм) Тинч ва Ҳинд океанлари экватор зонасидаги гил-

радиолярийли (кремний) илларда кузатилади (Мурдмаа, 1989).

*Галмиролиз* - узок вақт давомида ёш қоплама жинслар йўқ бўлган қадимий жинслар ёки океан ости туб жинслари юзасида ётувчи сувости нураши маҳсулотлари бўлиб, океан сувлари таъсирида бўлади.

Океан тубидаги сувлар совуқ бўлади. Уларнинг ҳарорати одатда 1-2°C, CO<sub>2</sub> ва O<sub>2</sub> эритмалари билан тўйинган. 4500-5000 м чуқурликда кислород миқдори 5-6 мг/л га етади, бу эса галмиролиз кечиши учун муҳим омил ҳисобланади.

Галмиролиз - сувости нурашига нафақат океан тубидаги магматик жинслар учрайди, балки карбонатланиш жараёнининг намоён бўлиши (океан туб жинслари сиртида цемент – “хардграунд”лар ҳосил бўлиши), туб жинс устида темир-марганец қобиклари, атолл, гайот оҳақтошларининг фосфатланиши, жинс юзаларининг тош пармаловчилар ёрдамида қайта ишланиши ва уларнинг устида эпифауна<sup>2</sup> ривожланиши, базальтлар ва гиолокластитлар (базальт таркибли вулкан шишаси) бўйича олачилор рангли (қизил рангли, сариқ, яшил, қўқ) смектит-цеолитли гилларнинг шаклланиши киради.

Галмиролизнинг энг ишончли белгиси – базальтлар, гиолокластитлар ва ҳар қандай туб жинсларининг очилган юзаларида темир-марганец қобикларининг шаклланиши ҳисобланади. Темир-марганец қобиклари Co, Co, Ni, Mn, Pt билан бойиган бўлади. Уларнинг қалинлиги 15-20 см гача етади. Улар 1-1,5 кмдан ортиқ чуқурликда ҳосил бўлади. Чуқурлик ошган сари Mn, Co, Ni миқдори камайиб, Fe ники ошиб боради. Ҳосил бўлиш (ўсиш) тезлиги – бир неча мм/млн. йил ва уларнинг шаклланиши миллионлаб йилларга чўзилиб кетган бўлади.

Сувда эриган кислород миқдори “0” га тушганда ва баланддаги сувларда биомаҳсулдорлик максимумга етганда 500-800 м чуқурликларда оҳақтошларнинг фосфатланиши содир бўлади. Галмиролиз пелагик литогенезда алоҳида аҳамият касб

---

<sup>2</sup> \* эслатма. Эпифауна – чўкинди (грунт) юзасида яшайдиган сўст ҳаракатли ва ҳаракатсиз бентос организмлар – девор еювчилар саналади. Уларнинг организмлари ҳавза тубида дўнглик ҳосил қилади: бўлутлар, маржонлар, мшанкалар, брахиоподалар, мўйлов оёқли қисқичбақалар ва б. шулар жумласидан.

этади, чунки у океан сувлари ҳавза туби қатламининг юкори гидродинамикаси туфайли сувости ювилишининг индикатори ҳисобланади.

### **Назорат саволлари:**

1. Океан поғонасида чуқинди материалнинг чуқмага утишидаги етакчи омил?
2. Чуқур сувли қизил рангли гиллар қандай шартларда ҳосил бўлади ва бунда чуқинди туғланиш тезлиги қандай даражада бўлади?
3. Абиссал чуқиндилар ҳосил бўлиши ва таркибининг шаклланишида карбонат туғланишининг критик чуқурлиги (КТКЧ) қандай аҳамиятга эга?
4. Атолллар (гайоталар), уларнинг ҳосил бўлиши ва мавжуд бўлиши шароитларини гапириб беринг.
5. "Қора" ва "оқ" чекувчилар ва уларнинг океан седиментогенезидаги аҳамияти нималардан иборат?
6. Ўрта океан тизмаларида турбид оқимлари содир бўладими?
7. Абиссал ботиқликлардаги темир-марганец конкрециялари нималар ҳақида баҳолат беради?

## **4 боб. Чуқинди моддалар дифференциацияси**

### **4.1. Чуқинди моддалар дифференциациясининг моҳияти ва турлари**

Ювилиш ҳудудларида магматик, метаморфик ва қадимий чуқинди туб жинслар нураши пайтида гиперген жараёнлар таъсирида (қаранг: гипергенез боби) бу муҳитда бардошли бўлмаган жинслар ва минераллар нурайди ва уларнинг ўрнида янги шароитларга бардошли тоғ жинслари ва минераллар вужудга келиб, қолдиқ жинсларни ташкил қилади. Кимёвий нурашга қисман учраган турли ўлчамдаги булаклар (зарралар) қуринишидаги тоғ жинсларининг механик бурдаланиши ва майдаланиши маҳсулотлари ер юзасидаги ташиш омиллари (сув, шамол) ёрдамида олиб кетилади. Тоғ жинслари ва минераллар кимёвий нураш маҳсулотларининг бошқа қисми коллоид ва

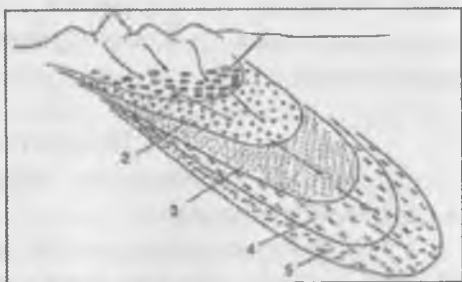
эритмалар шаклида ер усти ва ер ости сувлари оркали ювилиш ҳудудларидан олиб чиқиб кетилади, яъни гиперген жараёнлар натижасида ювилиш ҳудудлари туб жинслари моддаларининг бир-биридан ажралиши (дифференциация) содир бўлади. Бунда нураш маҳсулотлари қолдиқ ва ташилиб кетилган жинсларга ажралади.

Барча ташиб кетилган субстанция янги литогенетик циклни (седиментогенез-диагенез-катагенез) бошлаб беради. Чуқинди ҳосил бўлиш жараёнида

материаллар янада дифференциацияга (ажралишга) учрайди. Булакли ва дағал дисперс материаллар ташилиш йўлларида механик дифференциацияга учрайди. Булақлар ўлчами ва оғирлигига қараб механик бурдаланган материаллар бир-биридан ажралади. Шундай қилиб, ювилиш ҳудуди яқинида йирикроқ ва оғирроқ, ундан узоқлашган сари майда доналар ва зарралар чўкмага ўтади (4.1, 4.2-расмлар). Бу табиий ҳодиса дунёда биринчи марта ўнинчи асрда Марказий Осиё табиатшунос олими Ал Беруний томонидан таърифланган. У шундай деб ёзган: «Тоғлар яқинида йирикроқ жинслар ва булақлар чўкмага ўтади. Тоғлардан узоқлашган сари уларнинг ўлчамлари аста-секин кичрайиб боради».

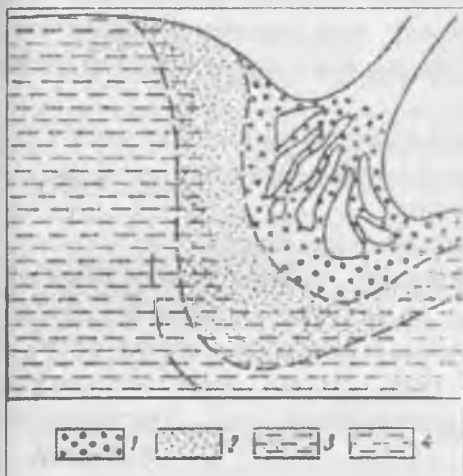
Ер юзасида чуқинди моддаларнинг ташилиши жараёнида ва чўкмага ўтишида чуқинди дифференциацияси (ажралиши) тушунчаси биринчи марта Л.В. Пустовалов томонидан 1940 йили таклиф этилган.

Л.В.Пустовалов чуқинди дифференциацияси деганда туб жинсларнинг бурдаланган материалларини чуқинди ҳосил бўлиш ва тўпланиш зонасида таркибий қисмларга ажралиши ва уларнинг



4.1-расм. Ювилиш ҳудудида тоғ жинсларининг механик парчаланган (бурдаланган) булакли маҳсулотлари дифференциацияси схемаси (физик нураш маҳсулотларининг бўлақлар ўлчамига қараб ажралиши): 1) ғўлак ( $>10$  мм); 2) гравий (10.2 мм); 3) кум (2 мм - 0.05 мм); 4) дағал – уртча алеврит (0.05-0.015); 5) лессимон (майда алеврит-гилли зарралар ( $>0.015-0.005$  мм)).

сифат томонидан янги чуқинди жинсларга айланиш жараёнини тушунган. Унинг ёзишича: «Ҳар бир чуқинди жинслар дастлабки жинсларнинг дифференциацияси маҳсулотидир».



4.2-расм. Дегония. Слор ва Палестин Миссисипи свитаси делтабуйи ётқизикларидаги гилли минералларнинг тақсимланиши (АҚШ) (Т.Смут буйича). Каолинитли қумтошлар: 1-қўп; 2-камрок; гилли сланецлар: 3-аралаш қатламли ҳосилалар; 4-иллитлар.

Чуқинди моддаларнинг дифференциациясига олиб келувчи жараёнларга боғлиқ ҳолда Л.В. Пустовалов механик ва кимёвий дифференциация турларини алоҳида ажратган. Куриб турганимиздек, дифференциация (ажратувчи) жараёни гипергенез босқичидаёқ бошланади.

Л.В. Пустовалов тушунчаси буйича седиментогенез босқичида механик парчаланиш маҳсулотлари механик дифференциацияга учрайди (4.2-расм). Кимёвий парчаланиш (коллоид ва чин эритмалар) маҳсулотлари бурдаланган ва коллоид кимё ва ион эритмалари

конунларига мувофиқ ташилиш йўлларида (миграциясида) сувли муҳитда чуқмага утади. Л.В.Пустовалов кимёвий нураш маҳсулотларининг ажратиш жараёнларини кимёвий чуқинди дифференциация жараёнига бирлаштирган.

Л.В.Пустовалов томонидан ишлаб чиқилган механик ва кимёвий дифференциация конунларига мувофиқ турли компонентларнинг чуқмага утишидаги кетма-кетлик схемаси фақат чуқинди ҳосил бўлишнинг принципаал томонини кўрсатади, лекин унинг барча, қўп қиррали тафсилотларини акс эттирмайди, Буни Л.В.Пустоваловнинг ўзи ҳам таъкидлаган, яъни чуқинди жараёнида чин эритма ҳолида бўлган модда эритмада турлича сақланиш қобилиятига эга бўлади, бу эса уларнинг чуқиш жараёнида ажралиш имкониятини беради. Коллоид ва субколлоид

ҳолда миграцияланувчи моддалар турли омиллар туфайли чукади. Седиментациянинг аниқ шароитларига боғлиқ ҳолда ташилувчи чуқинди материал чуқинди дифференциациясининг етакчи туркуми устиворлигига эга бўлиши мумкин. Бунда аниқ бир генетик типдаги тоғ жинсларининг тоза турлари: гравелитлар, кумлар, гиллар, оҳактошлар, сульфатли ёки хлоридли тузлар ҳосил бўлади.

Шу билан бир вақтда дифференциациянинг бир неча тури биргаликда содир бўлса, турли фазадаги чуқинди материаллар биргаликда чуқмага ўтиши мумкин.

Бунда уларнинг нафақат механик аралашиши (интеграция), балки уларнинг ўзаро таъсири ҳам содир бўлади. Бунинг натижасида ўзаро таъсир қилувчи дифференциация жараёнларнинг маҳсулотлари - аралаш «гибрид» жинслар: гравий-кумли фосфоритлар, гилли гипс (ганч), мергел-гиллардан оҳактошларга ўтувчи жинслар, қизил рангли чуқур сув гиллари ва б. ҳосил бўлади.

Чуқинди дифференциацияси ғояси назарий литологиянинг ривожланиши учун жуда илғор ва истиқболли бўлиб чиқди. Уни янада ривожлантиришда бир катор муҳим камчиликлар аниқланди, лекин улар кейинчалик литогенез назарияси ривожланишида ижобий рол ўйнади. Уларнинг энг асосийлари қуйидагилар:

чуқинди ҳосил бўлиш жараёнларига:

1. иқлимнинг таъсири ҳисобга олинмаган;
2. вулканоген жараёнлар таъсири инobatга олинмаган;
3. хемоген ва биоген жараёнларининг таъсирига етарли эътибор берилмаган.

4. Чуқинди моддалар интеграцияси жараёнларига етарли эътибор берилмаган, яъни "физик-кимёвий ва биологик шароитлар бўйича зриган моддаларнинг барчаси бўлакли материаллар билан бир вақтда чуқмага ўтиши мумкин" (И.М. Страхов, Геологический словарь, 1973).

5. «Пустоваловнинг чуқинди ҳосил бўлиш моҳияти ташилувчи материалнинг дифференциациясидан иборат деган дастлабки ғояси нотўғри бўлиб чиқди...». "... дифференциация ҳодисалари иккинчи даражали аҳамиятга эга, ва кўпинча жуда ноаниқ бўлади. Чуқинди тупланиш ҳавзаси бир неча ювилиш



худудларидан озиқланаётган бўлса, ажралиш эмас (дифференциация), балки аралашиш (интеграция) жараёнлари анча аниқ ифодаланган бўлади” (Н.М.Страхов, Геологический словарь, 1973).

Лекин Н.М. Страхов томонидан арид ва гумид иқлим шароитларида кластик (булакли) материал, дағал дисперсли лойқа (суспензиялар) ва темир, марганец ҳамда бошқа элементларнинг коллоидлари терриген доналарнинг гидравлик эквиваленти сифатида механик дифференциацияга сузсиз қабул қилинган.

Турли чўкинди материалларнинг седиментацион интеграцияси (аралашиши) - дифференциацияга тескари ва у билан генетик боғлиқ. Чўкинди компонентлари нафақат механик аралашади, балки ўзаро бир-бирига таъсир қилади, яъни ягона чўкмага бирлашади, лекин улар ўзларининг таркиби ва фазавий ҳолатлари бўйича турличадир. Геокимёвий томондан бу мувозанатга келмаган қарама-қарши субстрат бўлиб, фақат диагенез босқичидагина муайян геокимёвий мувозанатга эришади ва аниқ бир тоғ жинси ҳосил бўлади.

Етакчи литологлар литогенез жараёнларидаги дифференциация ва интеграция ролини турлича баҳолашади. Масалан, В.И.Попов (1940) чўкинди дифференциацияси, айниқса механик ажралиш чўкинди ҳосил бўлиш жараёнида интеграциядан устивор бўлади, деб ҳисоблайди.

В.И. Попов ва бошқалар (1988) механик дифференциацияда унинг икки турини: эволюцион ва контраст дифференциацияга катта аҳамият беришади. Контраст дифференциацияда битта чўкинди оқимидан кам ҳаракатчан (камроқ ташилувчи) дағал бўлакли материаллар (гравий, қум, алевроит) майда гилли зарралардан контраст ҳолда ажралади. Бу қатламланиш юзалари билан ажралган ва рельефли литологик устунда аниқ кўринувчи бир жинсли седиментацион birlik сифатида қатламлар шаклланишида ўз ифодасини топади. Чўкиндиларнинг турли таркибдаги чўкинди қатламларга ажралиши қатламланишни келтириб чиқаради ва у чўкинди оқимлари динамикаси туфайли содир бўлади. Қатламларнинг ичида ҳам чўкинди оқими динамикаси ўзгаришида турли макроскопик ва микроскопик элементлар ажратилади. Улар устидан ҳам, остидан ҳам зарралар ўлчами ўзгариши бўйича ифодаланган чегаралар билан ажралган

бўлади. Қатлам пастигаги дагал донали материал юқорига қараб майдалашиб боради. Материалнинг бундай сараланиши эволюцион дифференциациянинг намоён бўлиши билан боғлиқ бўлиб, чуқинди қатламида қат-қатликларни шакллантиради. Улар узларининг морфологик белгилари бўйича аниқ бир динамик чуқинди оқими учун характерли бўлади (Попов В.И. ва б., 1988). У полидинамик фацнал таҳлил, токембрийдан тортиб то антропогенгача «соков» чуқинди қатламларни ритмостратиграфик табақалаш ва таққослашга асос қилиб олинган. Бу усул Ўрта Осиёда ва бошқа МДХ мамлакатларида муваффақиятли қўлланиб келинмоқда.

Н.Б. Вассоевич (1949), Д.Г. Сапожников (1950), Н.В. Логвиненко (1952) чуқинди дифференциацияси ва интеграциясини ягона жараённинг икки томони сифатида қарашади.

Ҳозирги пайтда чуқинди моддалар дифференциациясининг қуйидаги турлари ажратилади:

1. Механик дифференциация - булакли материал заррачаларининг ўлчами ва зичлиги бўйича ажралиши (сараланиши);

2. Физикавий ва кимёвий дифференциация - коллоид материалларнинг ажралиши.

3. Хемобиоген дифференциация - организмларнинг ҳаёт-фаолияти натижасида моддаларнинг ажралиши ва чуқмага ўтиши.

4. Кимёвий дифференциация — чин эритмалар шаклида келтирилувчи моддаларнинг ажралиши ва чуқмага ўтиши.

*Механик дифференциация* - ташилиш омилларида (сув, шамол) заррачаларнинг ўлчами ва зичлиги бўйича дифференциацияси натижасида терриган тоғ жинслари ҳосил бўлади. Лекин терриген жинсларнинг барча зарралари бир хил ўлчамдагилари зичлиги бўйича бир-бирига яқин бўлади, бу уларнинг ўлчамлари бўйича сараланишига олиб келади. Аммо бир ўлчамдаги тоғ жинсларининг зарралар билан бирга юқори зичликдаги майдарок мономинерал зарралар ҳам чуқади, яъни чуқинди материаллар интеграцияси содир бўлади.

Мисол учун: олтин ва платина сочилмалари одатда конгломератлар билан боғлиқ. Заррачаларнинг зичлиги бўйича дифференциацияси мономинерал чуқиндиларнинг ҳосил бўлишга

олиб келади, яъни минералогик дифференциацияга учрайди. Минералогик дифференциация нафақат минерал заррачалари зичлигини, балки уларнинг механик таъсирга (ишқаланиш) қаршилиги, яъни гиперген омилларнинг кимёвий таъсирига бардошлигини ҳам кўзда тутати. Шунинг учун минералогик дифференциация чўкиндилярнинг бир неча бор қайта ювилиш ва чўкмага ўтиш цикллари бошидан кечирган чўкиндиляр учун характерли бўлади.

Дағал зарралар ( $1 \cdot 10^{-1}$  мм дан  $1 \cdot 10^{-4}$  мм гача) ҳам терриген доналарнинг гидравлик эквиваленги сифатида механик дифференциация қонунларига бўйсунати.

Механик дифференциация қуруқлик тепаликлари, тоғолди текисликлари майдонида (доимий ва вақтинчалик оқимлар), текислик дарёлари ўзанлари ва қайирларида намоён бўлади (4.1-расм). Бунда ўзан, қайир ва қўл-ботқоқлик ётқизиқлари ажралади. Сувости дельталарида нафақат бўлакли материалларнинг ўлчами бўйича механик дифференцияси, балки коллоид суспензия шаклдаги зарраларнинг дифференцияси ҳам фаол давом этади. Дарёларнинг чуқуқ сувлари билан келтирилган терриген зарраларчалари денгизнинг шўр сувлари (кучли электролит) билан аралашганда чўкмага ўтади. Муаллифлар фикрича, биринчи навбатда нордон муҳитда ҳосил бўлувчи каолинитнинг коллоидлари чўкмага ўтиши лозим. Чунки уларга денгиз сувларининг кучсиз ишқорли муҳити салбий таъсир қилади. Сунгра, иллитларнинг аралаш қатламли коллоидлари коагуляцияга учрайди. Ишқорий шароитда ҳосил бўлган монтмориллонитнинг коллоид суспензиялари энг барқарор саналади. Ушбу хулосани Дегония, Клор ва Палейстан, Миссисипи свитаси ётқизиқларидаги гил минералларининг тақсимланиши тасдиқлайди (Т. Смит bo'yi'cha, 4.2-расм). Бўлакли жинсларда (коллекторлар) ва флюид тўсувчиларда гил минералларининг бундай тақсимланиши терриган коллекторларнинг филтрацион хоссаларини сақлайди ва флюид тўсувчи хусусиятларини оширади. Аккумулятив таналарнинг жойлашуви дельталар ва денгиз ҳавзаси турига, Дунё океани сатҳининг ўзгаришига боғлиқ (4.3-расм).

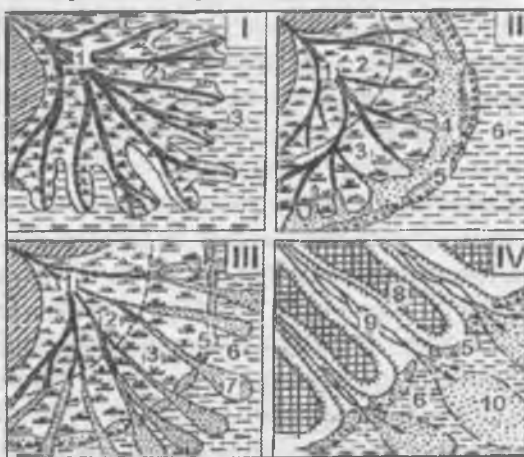
Шельфда механик дифференциация жадаллиги қирғоқ рельефи, шельф тагининг қиялиги, сув динамикаси билан

белгиланади. Куруклик рельефи баланд ва сув туби қиялиги 0,025 дан ортиқ бўлганда пляжда ва бир неча метр чуқурликда харсанглар ва ғулақлар тўпланади. Чуқурлик ошган сари улар кум билан алмашади, улар эса ўз навбатида 60-80 м да алевролитларга ўтади. Шельф туби қиялиги 0,025 дан кам бўлганда сувнинг фаоллиги пасаяди. Пляжда ва бир неча метр чуқурликда кумлар чўкмага ўтади, улар эса чуқурлик томон аста-секин кумли алевроит, алевроитли гил ва гил чўкиндилари билан алмашади.

Булакли материал улчамининг соҳилдан чуқурликка қараб кичрайиб бориши барча ҳудудларда кузатилади. Булакли ётқирикларнинг таркалиш чуқурлиги ҳавзанинг чуқурлигига боғлиқ. Масалан, Қора денгизда кумли ётқириклари 20-30 м, Мексика кўрфазиди 50-80 м, Шимолий Америка Тинч океани соҳилида 90 м гача чуқурликда кузатилган.

Океан шельфларида барча дағал жинслар - харсанглар, ғулақлар, гравий, кум қирғоқ зонасида ва саёз шельфда чўкади. Чуқур шельф — алевроит ва алевропелитли чўкиндилар тўпланиш зонаси саналади.

Токонтинентал поғонада материк ёнбағрида алевроит ва алевропелитли иллар чўкамага ўтади.



4.3-расм. Делталар асосий турларининг моделлари (Л.Фишер, Л.Ф.Браун, Л.Ж.Скотт, Ж.Х.Мк.Тоуен, В.Берген):

I- "қуш оёғи" тури, II-ғовли, III-приливи, IV-эстуарийли фиорд соҳили: 1-узан тармоқлари чўкиндилари; 2-3 дельта текисликлари; 2-флювиал дарё қайирилари; 3-прилив-отлив денгиз чўкиндилари; дельта олди; 4-ғоворти, прилив-отлив кумлари, 5-ғовлар; 6-авандельта алеврогилли чўкиндилари; 7- прилив-отлив кумли ётқириклари; 8-фиордлар соҳили тўб жинслари; 9-фиорд водийлари (кўрфаз); 10-эстуарийларнинг кумли ётқириклари.

Терриген материаллар механик дифференциацияси лойқа оқимларда муҳим рол ўйнайди. Лойқа оқимлар учун материал кўпинча шельфнинг чуқур қисмига соҳилбуйи сувости оқимлари томонидан келтирилади ва шельфга чиқувчи чуқур канонларнинг юқори оқимида чўкмага ўтади. Континент ёнбағрида вужудга келувчи лойқа оқимлар континент этагига чиқарилади, баъзан океан ложасигача етиб боради. Чуқур сувости делталари олиб келган материал ҳам катта аҳамиятга эга. Терриген ётқизикларнинг чуқур сувли делталардаги (фенлар) механик дифференциацияси зоналлиги континентал поғонадаги тоғ этаклари шлейфи ва шельфнинг сувости делталариникидаги зоналликка ухшаш бўлади.

Континент ёнбағрининг пастки қисми ва унинг этакларини камраб олувчи контурли оқимлар чуқурлик делталари ва лойқа оқимлар (чуқурлик ёйилмалари) ётқизикларини 4-5 км чуқурликда ювади ва қайта ётқизади. Узунлиги юзлаб, минглаб километрларга, қалинлиги 2000 м га қадар боровчи аккумулятив ғовларни шакллантиради. Ғовлар майда алевроитли ва пелитли материалдан иборат бўлади. Бу энг кучли, доимий оқимлар бўлиб, ҳавза тубида ташишнинг ва механик дифференциациянинг асосий омили саналади.

**Физик-кимёвий дифференциация.** Ерусти ва ерости сувлари ювилиш ҳудудларидан коллоид ва чин эритмалар ҳолида анча миқдордаги моддаларни олиб чиқади. Коллоид ҳолида гил минераллари, кремнезем, органик модда, темир, марганец, фосфор бирикмалари ва бир қатор кичик элементларни олиб келиши мумкин. Кейингилари кўпинча гил минераллари, органик моддалар, темир ва марганец бирикмаларига сўрилган бўлади. Коллоид заррачалар ўлчамлари  $1 \cdot 10^{-4}$  мм дан  $1 \cdot 10^{-7}$  мм гача боради. Коллоид заррачалар бўлакли ва дағал дисперсли материалларга нисбатан оғирлик кучига камроқ таъсирчан бўлади. Улар юқори ютиш қобилятига, мусбат ёки манфий электр зарядига эга. Шунинг учун электролитлар таъсирида осон коагуляцияланади, карама-қарши белгидаги коллоидлар,  $\gamma$ -нурлар таъсирига учрайди. Гумид зоналарнинг ерусти сувларида кўп миқдорда гумус моддалари мавжуд, шунинг учун ҳам улар жигаррангга бўлади. Шу билан бирга, улар темир оксиди коллоидлари учун "ҳимоя" вазифасини ўтовчи коллоид-

стабилизаторлар бўлиб, денгиз ва кирғоқ зонасидаги минераллашган сувда бардошли бўлганлиги сабабли, қисман чуқади, асосий қисми эса денгиз хавзаларининг марказий қисмигача етиб боради.

Коллоидларнинг чуқмага ўтишида карама-қарши ишораларга эга бўлган коллоидларнинг ўзаро таъсири катта аҳамиятга эга. Масалан, алюминий (+) ва кремнезем (-) коллоидларининг ўзаро таъсирида гил минераллари ҳосил бўлади ва чуқмага ўтади; гил зарралари манфий (-) зарядга эга, юқори даражада минераллашган денгиз сувлари мусбат зарядланган ионлар Na, Ca ва бошқаларга бой. Коллоид заррачаларнинг коагуляцияси уларнинг массаси ва ўлчамининг ортишига олиб келади ва механик дифференциация конунлари асосида булакли заррачаларнинг гидравлик эквивалентлари сифатида сувли муҳитда чуқмага ўтади. Коллоид заррачаларнинг энг фаол чуқмага ўтиши сувости делталарида чучук дарё ва юқори даражада минераллашган денгиз сувлари билан аралашганда содир бўлади. Сохилбўйи сувларининг юқори гидродинамикаси (прилив-отлив оқимлари, дарёлар делталаридаги кучли нефелоид оқимлар ва сохилбўйи сувости оқимлари) туфайли коллоид заррачаларнинг анча қисми шельф зонасидан олиб чиқиб кетилади ва континентал поғонада чуқмага ўтиб, гемипелагик ётқизиқларни шакллантиради.

**Хемобиоген дифференциация.** Тирик организмлар чуқинди материаллар дифференциациясида муҳим рол ўйнайди. Органоген чуқинди жинслар қадимий ва замонавий чуқинди жинсларда кенг тарқалган. Тирик организмлар ўзлари яшаётган сувлардан ва атмосферадан ҳаёти учун зарур бўлган компонентлар ўзлаштириб олиши ва улардан юмшоқ таналари, скелетлари ва чиғанокларини ўстириш учун фойдаланиш имконига эга. Организмларнинг сувли муҳитдан жудаям кам миқдорда бўлган компонентлар ва бирикмаларни ўзлаштириб олиш жараёни, уларнинг муҳим хусусияти бўлиб саналади. Организмлар томонидан ўзлаштирилган кўплаб компонентларнинг концентрацияси денгиз сувидагидан ўнлаб ва юз минглаб марта ортиқ.

Чуқинди материалларнинг хемобиоген дифференциацияси деярли ҳамма жойда учрайди. Масалан, континентал босқичда гумид иқлим шароитларида биоген чуқинди ҳосил бўлишда Ер усти ва сув ўсимликлари етакчи ўринни эгаллайди. Дарё

водийлари, делталари ва соҳилбуйи текисликларидаги кенг ботқоқлашган ўрмонлар кўмир, денгиз ва лагуна фотопланктонлари нефт ва газ ҳосил бўлиши учун бошланғич материал бўлиб ҳисобланади.

Соҳил зонасида ва шельф саёзлигида (100 м чуқурлик) кечадиган биогеохимёвий дифференциация органик йўл билан чуқинди ҳосил бўлишининг асосий жараёни бўлиб, карбонатли катламларни ҳосил қилувчи моллюскалар, игнатанлилар, бентос фораминифералар, оҳакли сув ўтларининг ҳаёт-фаолияти натижаси саналади. Бунда ракушняклар, чиғаноқ детрити, фораминифера ва оҳакли сув ўтлари биогермлари, чиғаноқлар тўплами, чиғаноқ детрит билан бойиган қумлар ҳосил бўлади.

Кальций карбонатнинг (арагонит ва магнезиал кальцит) энг йирик тўплamlари саёз сув экваториал зонасида маржон-сувўтли биогерм оҳактошларда ҳосил бўлади. Уларнинг тулқинлар ва прилив-отлив оқимлари таъсирида парчаланишидан кўп миқдорда терриген карбонатли материал риф этакларида, риф лагуналарида тўпланади ва кўпинча янги риф қурилмалари учун «карбонатли» ёстиқни ҳосил қилади.

Континент ёнбагирида фораминифералар, птероподалар ҳаёт-фаолияти фораминиферали ва фораминифера-птероподали, птероподали қумлар ва илларнинг шаклланишини таъминлайди.

5800-6000 м чуқурликдаги континентал этакнинг энг узоқ жойларида гемипелагик чуқиндиларнинг асосий қисмини биоген гиллар ташкил этади. Токонтинентал поғонанинг Тинч океани ҳалқаси замонавий гемипелагик кремний-углеродли илларининг таркиби вулканизмга синхрон даврларда тўпланган туфодиатомли, диатом-радиолярийли ётқизиклардан иборат (Ю.А. Богданов, 1978).

Океан поғонасида океан ложаси абиссал ботикликларида чуқинди тўпланиш ва чуқинди материаллар дифференциацияси планктон фораминифералар, коколитофоридлар, радиолярийлар ва диатом сувўтлари ҳаёт-фаолияти билан белгиланади. Паст ва урта кенгликларда глобигеринали иллар, тропик зонада-коколитофоридли иллар, юқори кенгликларда диатомли ва экватор яқинида эса радиолярийли иллар шаклланади, кизил рангли чуқурлик гиллари ҳам биофилтрация орқали фекал гранулаларининг парчаланишидан, уларнинг чириган қисмидан ҳосил бўлади.

**Кимёвий дифференциация** – чин эритмалар билан келтирилган моддаларнинг ажралиб чўкмага утиши. Чин (ионли) эритмалар орқали барча тез эрийдиган тузлар: ишқор ва ишқорий-ер металлари-нинг хлоридлари, сульфатлари, карбонатлари (бикарбонатлар кўринишида), кам миқдорда кремнезем, органик моддалар, темир, марганец ва фосфор бирикмалари ташилади. Чин эритмалар заррачалари ўлчами  $1 \cdot 10^{-7}$  мм дан кичик. Ион эритмалардан чўкмага утиш асосан қуйидагиларга боғлиқ:

1. Эритмада модданинг концентрацияси. Чўкинди ҳосил бўлиши тегишли модда тўйиниш даражасига етганда содир бўлади.

2. Ҳарорат ва босимнинг ошиши. Ушбу ҳолатда қўпчилик бирикмаларнинг эрувчанлиги ошади.

3. Эритманинг нордон-ишқорий шароити (pH) ва оксидлаш-тиклаш имконияти (Eh) эритмада мавжуд тузларнинг концентрациясига боғлиқ. Айниқса, эритмада эриган газ таркиби муҳим бўлиб, у эритмадаги геохимёвий муҳитни вужудга келтиради.

4. Эриган тузларнинг таркиби. Эритмада баъзи тузларнинг мавжудлиги бошқа тузларнинг эрувчанлигини оширади.

Тузларнинг чўкмага утишига сабаб бўлувчи омиллар рўйхатидан кўрииб турибдики, кимёвий дифференциацияга энг муҳим таъсир кўрсатувчи куч арид иқлим шароити ҳисобланади.

Континентал поғонада (тоғолди ва чекка текисликларда) гумид иқлим шароитида кальций ва темир карбонатлари чўкмага ўтади. Шельфда - кальций, темир, марганец карбонатлари ва фосфатлари чўқади. Осонлик билан эрийдиган хлоридлар ва сульфатлар эритмада қолади.

Чўкинди ҳосил бўлишида кальций карбонатнинг миқдори катта бўлади. Қуйи кенгликларда (денгиз ва океанларнинг экваториал ва субэкваториал зоналари) сув доимий ёки даврий равишда бикарбонатлар билан тўйинган ёки ўта тўйинган бўлади. Сувнинг исиши, тўлқинлар, сувўтларининг ҳаёт фаолияти (фотосинтез) сувда карбонат ангидрид миқдорини доимий равишда камайтириб туради, бу эса карбонат мувозанатини бузади. Кальций карбонат сувдан арагонит, кальцит ёки магнезиал кальцит кўринишида чўкмага ўтади. Кальций карбонатнинг чўкмага утиши саёз шельф зонасида, атолллар, рифлар ва



лагуналарда содир бўлади. Ҳозирги денгизларда доломитларнинг чўкмага ўтиши кузатилмайди.

Арид иқлим шароитларида ион (чин) эритмалардан чўкинди материалларнинг кимёвий дифференциацияси учун идеал шарт-шароитлар яратилган бўлади ва осон эрувчи хлорид ва сульфат тузлари чўкмага ўтади.

Лекин арид иқлим шароитларида туб жинсларнинг нураш жараёни кимёвий нурашнинг карбонатли фазасидаёқ тугайди. Шунинг учун, арид минтақалардан келаётган бутун терриген материал таркоқ майда дисперсли карбонатлар билан бойиган бўлади. Оҳактошларнинг алоҳида горизонтлар шаклида чўкмага ўтиши континентал поғонанинг чекка текисликлари дарёларининг қайирларида ва қолдиқ қўлларда кузатилади. Барча континентичи қўллари ва денгизлар шельфида терриген чўкиндиликлар кальций карбонат билан ўта тўйинган ва унинг чўкмага ўтиши юқори карбонатликка ( $> 5\%$ ) эга бўлган терриген материаллар билан бирга кечади.  $\text{CaCO}_3$  миқдори 10-12% га қадар етганда булакли жинсларнинг аутиген минераллари саналади.

Кимёвий дифференциация континент галогенезида (континентал қўлларда) кенг намоён бўлади. Арид зоналарининг четларидан марказига қараб континентал қўлларнинг кимёвий таркиби қуйидаги тартибда ўзгариб боради: содали, сульфатли, хлоридли. Барча туркумдаги қўлларда хемоген дифференциация кальцит чўкмага ўтишидан бошланади ва сувларнинг кимёвий таркибига қараб сульфат ёки хлоридлар билан алмашади ва галит чўқиши билан тугайди. Калий чўкмага ўтиши континент галогенезга хос эмас.

Континентал галогенез - Ер тарихида ноёб ҳодиса бўлиб, фақат палеогендан бери маълум. Галоген чўкиндиликларнинг асосий қисми денгиз шельфидаги туз ҳосил қилувчи ҳавзаларда: денгиздан ажралиб қолган лагуналарда, қуруқликка анча кириб борган тор кўрфазларда, денгиздан сувусти ва сувусти тепаликлари билан ажратилган эпиконтинентал денгизларнинг чекка қисмларида чўкмага ўтади.

Токонтинентал поғонада арид иқлим шароитида батинал ботиқликларининг саёзлашувида, афтидан, муз босишга синхрон ҳолда умумий сув айланишида сувнинг анча қисми музликлар таркибида тупланганда галоген чўкиндиликлар шаклланиши мумкин

(Зейболд ва Бергер, 1984). Ёш тузли жинслар бутун Ўрта Ер денгизида, Қизил денгизда, Африка ғарбий соҳилларида ва грабенларда, Данияда ва Шотландияда, Марокашда, Анголанинг ғарбий соҳилларида, Мексика кўрфазида учрайди.

Шундай қилиб, бир вақтнинг ўзида бўлакли ётқириклар чўкмага ўтиши ва механик дифференциация билан бир вақтда физик-кимёвий дифференциация амалга ошади, механик дифференциация конунларига мувофиқ терриген зарраларнинг гидравлик муқобили сифатида коллоидлар чўкмага ўтади. Чўкинди моддалар массасининг энг муҳим қисмлари  $\text{CaCO}_3$  ва  $\text{SiO}_2$  биоген йўл билан, яъни хемобиоген дифференциация орқали чўкмага ўтади. Чин эритмалардан моддаларнинг ажралиши ва чўкмага ўтиши кимёвий дифференциация жараёнида амалга ошади. Чўкинди тўпланишнинг ҳар бир муайян вазиятида дифференциациянинг маълум бир тури устивор бўлади ва унда "соф" чизикдаги (гравелитлар, кумтошлар, гиллар, оҳактошлар, сульфат ва хлорид тузлари) жинслар чўкмага ўтади. Агар чўкинди ҳосил бўлишида дифференциациянинг бир неча тури иштирок этса, унда "гибрид" жанслар – мергеллар, қизил рангли чукурсув гиллари ва б. ҳосил бўлади.

Денгиз ҳавзасидаги чўкинди дифференциациясининг умумий схемаси 4.4-расмда кўрсатилган.

Ушбу чўкинди дифференциацияси схемасидан қуйидаги хулосалар келиб чиқади:

1. Континент поғонасининг энг баланд нуқтасидан океан поғонасининг абиссал ботикликларигача чўкинди материал ташилишида тортишиш кучлари таъсирида ҳаракатланувчи оқимлар этакчи аҳамиятта эга бўлади.



4.4-расм. Сув ҳавзасида моддаларнинг чўкинди дифференциацияси схемаси: 1-хемоген, 2-хемобиоген, 3-механик ва физик-кимёвий дифференциация (Н.В. Логвиненко, 1984).

2. Чўкинди материални ташиш омиллари чўкиндининг келиб чиқишидан катъий назар (физик-кимёвий, хемобиоген, биоген ва хемоген), гравитацион кучлар таъсирида юзага келади.

3. Континентал поғонада (куруклик текисликлари, тоғолди текисликлари, чекка куруклик текисликлари) гумид, арид ва нивал иқлимда чўкинди материалларнинг тақсимланиши ва чўкмага ўтишида механик дифференциация етакчи аҳамиятга эга бўлади. Физик-кимёвий, хемобиоген, хемоген дифференциация иккинчи даражали аҳамиятга эга. Интеграция фаоллиги бўйича дифференциациядан кейин туради.

4. Чўкинди интеграциясида кескин ўзгариш сувости делтасида ва шельфда, яъни оқимларнинг охирги ҳавзасида бошланади. Континентал поғонадаги сувости делталари ва шельфда чўкинди материалларнинг тўпланишида механик ва физик-кимёвий дифференциация етакчи ўринни эгаллайди. Хемобиоген дифференциация сезиларли аҳамиятга эга бўлади. Уринма тўлқинлар зонасида ва континент шельфида, айниқса экваториал зонада хемобиоген ва кимёвий дифференциация муҳим рол ўйнайди.

5. Токонтинентал поғонада механик дифференциация муҳим аҳамиятга эга бўлади. Хемобиоген дифференциация гемипелагик чўкинди ҳосил бўлишда, айниқса ОМ микдори ошишида етакчи аҳамиятга эга. Шельфда чўкинди материал келтирилишида моддалар интеграцияси салмоқли ҳисса қўшади.

6. Максимал чўкинди интеграцияси океандаги абиссал чуқурликларда қизил рангли чуқурсув гилларида намоён бўлади, улар ўзининг таркиби ва келиб чиқиши бўйича полиген (кўп компонентли) чўкиндилар ҳисобланади.

Океан абиссал ботикликларида, экваториал КТКЧ дан юқорида ва Дунё океанининг юқори шимолий ва жанубий кенгликларида чўкинди материал шаклланишида хемобиоген дифференциация етакчи аҳамиятга эга бўлиб, бунда абиссал ботикликлар чўкиндиларининг асосий массасини ташкил этувчи карбонатли, кремнийли иллар шаклланади.

7. Контраст ва эволюцион дифференциация ер юзаси рельефининг барча поғоналарида чўкинди материаллар дифференциация давомида содир бўлади. Улардан биринчиси чўкинди жинсларнинг қатламларини шакллантиради. Иккинчи

эса уларнинг структуравий-текстура хусусиятларини ҳосил қилади ва фацциал таҳлилнинг етакчи омили ҳисобланади.

### **Назорат саволлари:**

1. Чўкинди материаллар дифференциациясининг қандай асосий турларини биласиз?
2. Дифференциация ва интеграциянинг таърифини беринг.
3. Контраст ва эволюцион дифференциациялар ўртасида қандай фарқ бор?

### **4.2. Ҳозирги замон чўкинди ҳосил бўлиш тезлиги ва мутлоқ массаси**

Ер юзасида чўкинди ҳосил бўлиш жараёни жуда нотекис кечади. Юқори ва паст тезликдаги чўкинди ҳосил бўлиш майдонлари кузатилади. Континентлардан келтирилган терриген материалларнинг асосий массаси уларнинг атрофида седиментация қамбарлари ва циркум-континентал зоналик ҳосил бўлишига сабаб бўлади. А.П.Лисицин маълумотлари бўйича континентбўйи вилоятларда (шельф, дарё-денгиз, континент ёнбағри ва континент этаклари чегарасида, дарё-денгиз чегарасидаги дельталарда) континентлардан келаётган терриген материаллар 93% гача, шу жумладан токонтинентал поғонада – 90% гача чўкади.

Седиментогенез тезлиги ва ҳосил бўлаётган чўкиндиларнинг мутлоқ массаси седиментация ҳавзасига келтириладиган чўкиндиларнинг миқдори билан боғлиқ. Бу миқдор ювилиш ҳудудининг оротектоник режими ва иқлими, седиментация ҳавзаси жойлашган литосфера поғоналари рельефи, ювилиш ҳудудидан седиментация ҳавзасигача бўлган масофа, халистатик (сув ҳаракати суст бўлган шартли турғун зона) зоналар ва седиментация ҳавзасининг иқлими билан белгиланади.

Седиментогенез (тупланиш) ювилиш ҳудудининг эрозияси ва денудацияси билан яқин алоқада бўлиб, эрозия ва денудациянинг жадаллиги ювилиш ҳудудининг оротектоник режими билан белгиланади. Энг фаол эрозия ва денудация жараёнлари ювилиш ҳудудининг тоғ ҳосил бўлиш режимида содир бўлади. Энг суст эрозия ва денудация пленоген текислик

ҳосил бўлиш режимида кузатилиб, бунда унга мос ҳолда чўкинди моддаларнинг кам миқдорда чиқиб кетиши кузатилади ва нураш пусти шаклланишига замин яратилади. Денудация шиддати - чўкиндиларни олиб кетилиши денудацион метр билан белгиланади.

Денудацион метр ювилиш ҳудудлари майдони 1 м пасайишига кетган йиллар билан аниқланади. Жанубий Америкадаги Ла-Плата дарёси учун (Паран пасттекислиги сув йиғувчи майдони) денудацион йил 98400 га тенг. Миссисипи дарёси учун (Шимолий Америка Марказий текисликларининг сув тўплаш майдони)- 20100 йил.

Ювилиш ҳудудлари оротектоник режимдаги дарёлар учун: Дунай - 11100 йил, Ганга-Брахмапутра - 7900 йил, Рона - 37000 йил, По- 2400 йил, Иравади - 2000 йил. Гумид иқлимли ҳудудлардаги дарёларда денудация жадаллиги арид зоналарга қараганда юқори бўлади.

Чўкинди тўпланишнинг аномал юқори тезлиги Ганга, Брахмапутра, Иравади ва бошқа дарёларининг дельталарида кузатилади. Улар учун денудацион метрнинг қиймати кам, яъни денудацион метрнинг сонли қиймати денудация жадаллигига тескари пропорционал бўлади.

Ўрта Осиёнинг герцин тектогенезидан кейин шаклланган Турон платформаси (Афғон-Тоҷик, Амударё, Фарғона, Устюрт) ва унга жанубдан туташган Тетиснинг Копетдаг мезозой ва кайнозой седиментация ҳавзаларидаги чўкинди тўпланишининг таҳлили шуни кўрсатадики, ҳудудлардан келтирилган чўкинди материалнинг ҳажми (массаси) ва чўкинди ҳосил бўлиш тезлиги фаол оротектоник режимнинг таъсирини яққол акс эттиради.

Кечки триас, юра, бўр ва палеоген давомида постгерцин Турон платформасида эпиконтинентал қуруқлик ва денгизлар шельфи чўкинди ҳосил бўлиш шароитлари ҳукмронлик қилган. Бунда аста-секин чўкинди тўпланиш майдони кенгайиб, ювилиш ҳудудларининг пенепелинизацияси ва чўкинди тўпланиш тезлиги сусайиб борган. Масалан, (В.И.Троицкий, 2005) кечки триас-эрта юрадан бошлаб чўкинди ҳосил бўлиш тезлиги шаклланиб улгурган Турон плитасида (Афғон-Тоҷик, Амударё, Фарғона, Устюрт) аста-секин 1-3,5 мм/1000 йилдан 0,5-0,8 мм/1000 йилгача сусайиб борган, яъни 2-4 баробар пасайган. Бу вақтда, Тетиснинг Копетдаг ҳавзасида тезлиги 2,7 мм/1000 дан (палеогенда) 43,3

мм/1000 йилгача аста-секин ошиб борган, яъни 15 мартагача ошган.

Ўрта эоценда Алп-Ҳимолай қамбарида коллизия (тўқнашув) жараёнлари бошланган (В.И. Троицкий, 2005) ва Ўрта Осиё ҳудудларига кучланиш узатилиб, ёндош ҳудудларнинг структуравий плани қайта ўзгарган. Шимолий Помирнинг Олойorti ботиклигига устсурилиши бу ерда эоцен кесмасида дағал бўлакли материалларнинг пайдо бўлиши орқали қайд этилади. Неотектоник орогенезнинг бошланиши Эрон, Афғонистон, Помирдаги фаол вулканизм, Иссиқкўл ва Тоюн районларида ишқорли базальт лаваларнинг қуюлиши билан қайд этилади. Фаол вулканизм фаолияти Ўрта Осиёнинг ўрта эоцен ҳавзаларида пирокластик смектит гиллари ҳосил бўлишига ва лютет-бартон чегарасида ювилиш ҳудудлари кўтарилиши ва Ўрта Осиёнинг кечки эоцен ҳавзаларига вулканоген материалнинг олиб келиниши ҳисобига чўкинди тўпланиш тезлиги 4-5 марта ошган.

Кечки олигоцен-эрта миоценда стресс кучланишининг ошиши ҳамда ёндош Фарғона, Амударё ва Афғон-Тожиқ ҳавзаларига тарқалиши денгиз ҳавзалари регрессиясига олиб келган. Фарғона, Амударё ва Афғон-Тожиқ ҳавзаларида денгиз ётқизиклари континентал шароитларда тўпланган катта қалинликдаги қизил рангли чўкиндилар билан алмашган ва чўкинди тўпланиш тезлиги Фарғона ҳавзасида 177 мм/1000 йилдан Афғон-Тожиқ ва Амударё ҳавзаларида 240 мм/1000 йилгача ошган.

Тетиснинг Копетдаг ҳавзасида денгиз ётқизиклари 350 мм/1000 йил тезликда тўпланган.

Помир бурмаланиш зоналари стресс таъсирининг ўсиб бориши плиоцен ва тўртламчи даврларда давом этган бўлиб, бу чўкинди тўпланиш тезлигида ўз аксини топган. Масалан, плиоцен ва тўртламчи даврлар давомида чўкинди тўпланиш тезлиги Афғон-Тожиқ ва Амударё ҳавзаларида 520 мм/1000 йилгача, Фарғона ҳавзасида 177 мм/1000 йилгача ошган бўлиб, бу эса шу вақтда ёпилаётган Тетиснинг Копетдаг ҳавзасидаги чўкинди тўпланиш тезлигидан 4 баробар кўпдир (В.И. Троицкий, 2005).

Жанубий Каспий ботиклигида (субокеан туридаги қобикқа эга Тетис океанининг релекти) плиоцен-антропоген давомида чўкинди тўпланиш тезлиги 3500мм/1000 йилга етган (Гулиев И.Г. ва б., 2005). Жанубий Каспий ботиклигига қуйилган Амударёнинг

сувости делта ётқизиклари плиоцен-антропогендаги тезлиги 800-850 мм/1000 йилни (шиддатли седиментация) ташкил этган (А.П. Лисицин).

Голоценда Амударё Зарафшон дарёси узанини Кабакли райнида ўзига қўшиб олган ва Орол денгизига қараб оккан. Турон плитасининг (Сирдарё микроплитаси) ҳозирги Амударё ва Жанубий Оролбўйи қисмида узан ва делта ётқизикларнинг тулланиш тезлиги Жанубий Каспий ҳавзасида қадимий плиоцен-плейстоцен чўкинди жинслар билан солиштирганда бироз ортиқроқлиги диққатга сазовордир. Б.И. Пинхасов (2005) маълумотларига кўра Амударёнинг Орол делтаси ётқизикларининг тулланиш тезлиги 850-900 мм/1000 йилни ташкил этади. Бу кўрсаткич бир-бирига яқин. Турон платформасида чўкинди ҳосил бўлиш тезлигининг сақланиши ва хатто ошишига сабаб, Амударё-Помир ва унга ёндош бўлган Жанубий Тиён-Шон ва Ҳиндиқуш ювилиш ҳудудларининг кўтарилишидир.

Чўкинди ҳосил бўлиш тезлиги орғиши Фарғона тоғоралиғи ботиклигида (ювилиш ҳудуди Ўрта ва Жанубий Тиён-Шон) 500 мм/1000 йилдан (плиоцен-антропоген) 666 мм/1000 метргача етиши билан тасдиқланади. Бошқа томондан қараганда Амударёнинг Жанубий Оролбўйи делтасида чўкинди ҳосил бўлиши хавза тубининг чўкиши ҳисобига эмас, балки Орол ботиклигининг голоценда дефлацион чўкинди тулланиши билан боғлиқ. Бу ботиклик Заунгуз-Қизилкум эрта плиоцен платосининг кечки плейстоцен вақтида шаклланган.

Орол денгизи ботиклиги ва эрозион грабен-чуқурликлари (Қашқадарё, Денгизкул ва б.) шаклланишидаги дефлацион жараёнлар, афтидан, Алп-Ҳимолай камбари томонидан стресс кучланишлар узатилиши билан боғлиқ ва у Турон платформасига купинча силжима деформация шаклида сусайган тарзда етиб келган.

"Илгари мезозой-палеоген Турон платформаси таркибига кирган Ўрта Осиё текисликлари кечки кайнозой босқичида геодинамик жараёнларнинг анъанавий тушунчаларига мос келмайдиган бошқача кўриниши билан фарқ қилган» (В.И. Троицкий, 2005). Шунинг учун ҳам Орол денгизининг голоцен Амударё делтасида чўкинди ҳосил бўлиш тезлиги постгерцин

Турон платформаси шароитларида тупланган юра, бўр ва палеоген ётқизиклари тупланиш тезликларидан икки карра ортиқроқ ва платформалар учун хос бўлган тушунчага тўғри келмайди. Ахир, Ғарбий Тиён-Шондаги ороген вилояти неотектоник босқичидаги (кечки олигоцен-антропоген) вертикал ҳаракатларнинг қўлами 10-12 км га боради, ороген ва платформа чегараси Помир бурмаларидан шимолий-ғарбий ва ғарб-шимолий-ғарбга қараб аста-секин силжиб боради, платформадан янги ва янги ҳудудларни қўшиб олади. Шу йўналишда чўкинди тупланиш тезлиги ҳам ортиб боради.

Демак, континентал босқичда тоғоралиғи ботиқликлари, чекка текисликлар, сувости делталари ва шельфларда чўкинди тупланиш тезлиги ва қўмилиб бораётган чўкиндиликларнинг массаси ювилиш ҳудудларининг оротектоник режими ва седиментация ҳавзасининг бурмаланиш тезлиги билан тартибга солинади, яъни турли ишорадаги (кўтарилиш-ботиш) тектоник ҳаракатлар комбинацияси билан боғлиқ бўлади.

Фаргона, Афғон-Тожиқ. Амударё ҳавзаларида ва Жанубий Каспийнинг плиоцен Палеоамударё сувости делтасида неотектоник босқичда чўкинди ҳосил бўлиш тезлигининг шиддатли кечиши, неотектоник босқичда бу ҳавзаларда чўкинди ҳосил бўлиши уларнинг букланишини қисман компенсацияловчи кўтарилаётган ювилиш ҳудудларидан келтирилаётган чўкиндиликларнинг ошиб боришидан далолат беради.

Мезозой ва кайнозойнинг саёз сувли шельф ҳавзаларида ҳатто сувости делтаси ётқизиклари кенг тарқалганда ҳам чўкинди тупланишнинг паст тезлиги сақланиб қолган. Бу ювилиш ҳудудлари ва чўкинди тупланишнинг пленоген режими балан боғлиқ. Амударё голоцен делтаси чўкинди ҳосил бўлишнинг юқори тезлиги платформа учун хос эмаслиги ювилиш ҳудудларининг кўтарилиши, олиб чиқиладиган чўкинди материал миқдорининг ошиши кечки плиоцен-плейстоценда Орол денгизининг дефляция ботиқликларида сақланиши билан белгиланган.

Ер тарихида компрессияланмаган чўкинди ҳосил бўлишнинг характерли мисоли бўлиб катта қалинликдаги паралик қўмирли қатламлар саналади. Улар саёз сувли денгиз шельфи, сувости делталари ва дарё ётқизикларининг узаро алмашиб ётишидан



иборат бўлиб, қалинлиги 3000-10000 метрга (куйи рейн-вестфал, Донбасс кўмир ҳавзалари) бориши мумкин.

Замонавий тоқонтинент поғонада чуқинди тўпланиши компенсацияланмаган характерга эга бўлиб, атлантика ва тинч океани туридаги қирғоқларда қайт этилади. Замонавий чуқиндиларнинг тарқалиш кенглиги Тинч океани соҳилларида 2500 км. Ҳинд ва Атлантика океани соҳилларида 400-3000 км, Антарктида соҳилларида 700-1000 км га боради. Аккумулятив таналарнинг қалинлиги одатда 10-12 км, максимал қалинлиги 18-20 км боради (Мурдмаа, 1987). Улар, асосан, чуқур канонлар ва дарёларнинг чуқур делталари ётқиқиқларидан иборат бўлиб, литофера чуқинди жинсларнинг энг қатта қалинликдаги ҳосилаларини ташкил қилади.

Чуқинди тўпланиш тезлиги сув тўплаш майдони ва чуқинди ҳосил бўлиш ҳавзаси катталигига боғлиқ. Сув тўплаш майдони қанча катта ва ҳавза ўлчами қанча кичик бўлса чуқинди тўпланиш тезлиги шунча юқори бўлади. Масалан, Атлантика океанининг сув тўплаш майдони унинг майдонига нисбати 0,3, Тинч океани учун 0,04, Ҳинд океани учун эса 0,09 га тенг. Шу йўналишда чуқинди ҳосил бўлиш тезлиги ва седиментация ҳавзасига келтириладиган чуқинди материаллар миқдори ошади.

Океан поғонасида терриген, вулканоген зарраларнинг субвертикал чуқмага ўтиши ҳукмронлик қилади. Органоген материал эса асосан океан сувининг юқори қатламида ҳосил бўлади. Чуқинди ҳосил бўлиш тезлиги кенг ораликларда ўзгаради. Чуқиндилар Ўрта океан тизмалари рифт водийлари ва океан дўнгликларида ҳавза туби оқимлари, сувости кўчкилари ва турбид оқимлари ёрдамида механик ташилади ҳамда ўртача чуқиш тезлиги тоқонтинентал поғонадаги пелагик чуқиндилардан деярли ўн марта кам бўлади (Попов ва б., 1991).

Океанларнинг абиссал ботикликларида пелагик қизил рангли гилларнинг чуқмага ўтиш тезлиги 3 мм/1000 йилдан кам (Мурдмаа, 1987). Абиссал ботикликлар компецияланмаган характердаги чуқинди тўпланиш ҳавзалари саналади. Чунки келиб тушаётган чуқиндилар уларни тўлдириш учун етарли эмас.

Шундай қилиб, ётқиқиқлари қалинлиги ва уларнинг таркиби седиментация ҳавзасининг кўтариладиган ювилиш ҳудудига нисбатан ботиш жадаллиги кўрсаткичи ҳисобланади ва

компенсацияланган чўкинди тўпланиш вазиятининг геотектоник режими ҳақида далолат беради. Бу генетик томондан бир жинсли чўкиндилар - терриген, карбонатли, тузли ётқизиклар ҳосил бўлишига сабаб бўлади. Геодинамик режимни ўзгариши ва тектоник ҳаракатлар Ер юзасининг морфологияси, иқлим ўзгариши, тўлдирувчи материалнинг миқдори ва характери, яъни чўкинди тўпланиш шароитларини белгилайди.

#### **Назорат саволлари:**

1. *Денудацион метр нима? Унинг қийматини нима ифодалайди?*
2. *Компенсацияланган ва компенсацияланмаган чўкинди тўпланиши нима ва улар нималар тўғрисида далолат беради?*

#### **4.3. Ер тарихида чўкинди ҳосил бўлиш (литогенез) эволюцияси**

Магматик, метаморфик ва чўкинди тоғ жинслари геология фанининг асосий далилий ашёлари ҳисобланади. Улар Ернинг доимий ўзгарувчи геологик тарихини акс эттиради. Ўзгаришларнинг асосий кучи - ички геосфералар геодинамикасидир. Геодинамика ер қобиғининг ўсиш жадаллигига сабаб бўлади, мантия жинсларининг суюқланган маҳсулотларини Ер юзасига чиқаради ва уларнинг дифференциацияси магматик жинслар таркибининг ўта асослидан асосли, ўрта ва нордонгача эволюциясини амалга оширади. Демак литосфера ва ер юзасини ташкил этувчи дастлабки тоғ жинслар бўлиб магматик жинслар саналади.

Ер қобиғи ривожланишининг геосинклинал гипотезаси ҳукмронлик қилган вақтлардаёқ Ф.Кларк ва В.И.Голдшмидт чўкинди жинслар — бу магматик жинсларнинг нураш ва кўчирилиш маҳсулотлари эканлиги, унда чўкинди жинсларнинг умумий кимёвий таркиби, асосий кимёвий элементларнинг мувозанати сақланиб қолишини аниқлашган. Лекин бунда эндоген жараёнлар, гидросфера ва атмосфера орқали келтирилган учувчи компонентлар ҳисобга олинмаган эди.

Кейинчалик А.Б. Ронов ва б. ювилиш ҳудудларини ташкил этувчи тоғ жинслари ва уларнинг седиментация ҳавзаларига қайта кўчирилиб ётқизилиш маҳсулотларига мантия ва ер пустидан

ювинил эритмаларнинг қўшилиши сабабли тулик баланс йўқлигини аниқлашган. Масалан, чуқинди катламда кальций, магний, темир, марганец ва кремнеземнинг ортиқлиги чуқинди моддаларнинг қўшимча чуқурлик манбаи борлиги тўғрисида гувоҳлик беради. Ўрта океан тизмаларида Дунё океани сувлари чуқурлик циркуляциясида гидротермал жараёнлар муҳим аҳамиятга эга бўлган. Шу билан бирга, газсимон компонентлар ва эритмалар океан сувига қўшилган, континент ва океан седиментация жараёнларида қатнашган. Шундай қилиб, геодинамика ювилиш ҳудудларидаги тоғ жинслари таркибини ўзгартириш билан бир қаторда Ернинг ташки қобиклари (атмосфера, гидросфера, биосфера) таркибини ўзгартиради. Бунда иқлим таъсири ҳам иштирок этади.

Иқлим ва органик дунё (биосфера) Ер тарихида ландшафт-фациал шароитларда нураш пўстидаги геохимёвий вазиятларни келтириб чиқарган, чуқинди материаллар ташилиши, дифференциацияси ва тўпланишини амалга оширган.

А.Б. Ронов, А.А.Ярошевский, АА Мигдисов томонидан магматик ва чуқинди жинслар таркибининг вақтга боғлиқ ҳолда эоархей, архей ва протерозойдандан бошлаб бутун фанерозойда Ер пўсти шаклланишининг асосий босқичларидаги ўзгаришлар тенденцияси (эволюцияси) ёритилди.

Бу Ер юзасига эриган магма маҳсулотларини чиқарган чуқурлик магматик жараёнлар эволюцияси натижаси бўлиб, чуқурлик геосфералари геодинамикаси сабабли вужудга келган.

Чуқинди ҳосил бўлиш жараёнлари эволюцияси стратисфера чуқинди формациялари таркибида акс этади, жумладан:

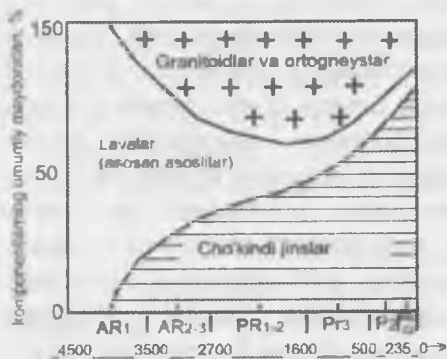
1. Қадимий чуқинди ҳавзаларига материал етказиб берувчи ювилиш ҳудудларининг петрографик таркибининг вақт давомида ўзгариши.

2. Вақт давомида седиментация шароитларининг ўзгариши – Ернинг ташки қобиклари (атмосфера, гидросфера, биосфера) таркибининг эволюцияси.

3. Ерусти ва сувости вулканизм маҳсулотларининг (пирокластика, вулкан газлари, гидротермалар) қўшимча ҳолда седиментация ҳавзасига келиб тушиши.

Ювилиш ҳудудлари петрографик таркибининг вақт давомида ўзгариши 4.5-расмда акс эттирилган. Бу расмдан кўриниб

турибдики, ювилиш хуудларининг петрографик таркиби



Мутлоқ вақт, млн йил

4.5-расм. Седиментация ҳавзаларини чўқинди материал билан таъминлаган тепаликларнинг эрозияси жараёнларида қатнашган жинслар турларининг ўзаро муносабати эволюцияси (А.Б. Ронов).

архейдан фанерозойгача доимийлигича сақланиб қолмаган.

Эрта протерозойнинг бошларидаёқ асосий магматик жинслар ўз ўрнини гранитоидлар, кулранг ортогнейслар ва чўқинди жинсларга бўшатиб бериб, етакчилигини йўқотган.

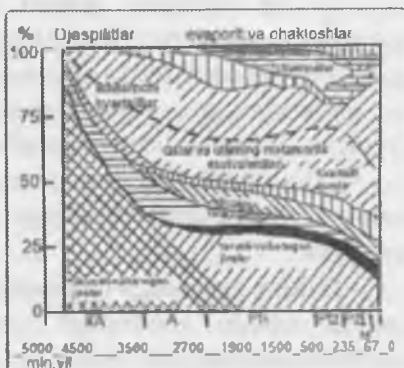
Ювилиш хуудлари чўқинди ва вулканоген жинсларнинг катархейдан то кайнозойгача таркиби ва нисбати эволюциясининг умумий схемаси

4.6-расмда кўрсатилган. Илк аркоз ва кварц кумлари, доломитлар ва эвапоритлар архейда пайдо

булган.

Демак чўқинди жинсларнинг генезиси ва таркиби бўйича таснифидан келиб чиқиб чўқинди тупланиш эволюциясини икки аспектда (Страхов Н.М., Логвиненко Н.В. ва Ронов А.Б. маълумотлар бўйича):

1. Вақт давомида стратисфера тоғ жинсларнинг петрографик ва генетик турлари нисбатининг ўзгариши, чўқинди тупланиш эволюцияси жараёнидагидек, маълум бир тоғ жинсларнинг петрографик ва генетик турлари бошқаларидан олдин пайдо булган. Уларнинг ҳосил бўлиши табиий-географик шароитлар ўзгариши туфайли тўхтаб қолган ва янги шароитларда тоғ жинсларнинг



4.6-расм. Континентлардаги седиментация ҳавзаларида чўқинди ва вулканик жинслар литогик таркиби ва ўзаро нисбати эволюцияси схемаси (А.Б. Ронов).

янги петрографик ва генетик турлари (чукинди формациялари) шаклланишида;

2. Тоғ жинсларининг қандайдир битта петрографик-генетик тури таркибининг эволюциясида кўриб чиқиш лозим.

Ер тарихида седиментогенез ва литогенез эволюцияси - бу геология фанларининг: геодинамика, тектоника, отқинди (магматик) жинслар петрографияси, литология, палеонтология, палеоботаника, тарихий геология, геокимё, гидрокимё, фойдали қазилмалар ҳақидаги таълимот ва кўшни табиатшунослик фанлари - биология, иқлимшунослик, океанология, гидрогеология ва бошқаларнинг чукинди жараёнлари ҳамда уларнинг Ер геологик тарихида қадимий даврлардан ҳозирги кунгача ривожланишининг боришини геологик билишнинг асосий усули бўлган актуалистик, қиёсий литологик усулдан фойдаланилган ҳолда очиб бериш демакдир.

Ер тарихида чукинди ҳосил бўлиш эволюцияси ва литогенезни ўрганиш ғоясини Валтер (1893) таклиф этган бўлиб, у фақат биоген жинсларнинг эволюциясига қаратилган ва жинс ҳосил килувчи организмлар гуруҳи ўзгаришига асосланган эди. Делли ва Штендман (1911 й) хемоген жинслар эволюциясини кўриб чиқишган.

Россия геологик мактабида чукинди тўпланиш эволюциясини ўрганиш муайян чукинди фойдали қазилмалар: темир маъданлари (Страхов 1941, 1947), карбонатлар (Страхов, 1951), кўмир тўпланиш (Жемчужников, 1948-1955), кремнийли жинслар (Каледа, 1956) мисолида ўрганиш кенг ривож топди. Н.М.Страхов (1948, 1950, 1960-1962, 1971) чукинди жараёнлар эволюцияси маълумотларини умумлаштирди. Кейинчалик А.Б.Ронов томонидан ювилиш ҳудудлари ва чукинди тўпланиш вилоятларида чукинди ва вулкан жинслар литологик таркиби ва нисбати эволюцияси ишлаб чиқилди (1965, 1976, 1991).

Н.М.Страхов бўйича чукинди тўпланиш жараёни қайтмас эволюцияга асосланган. Бу Ернинг ташқи қобиклари эволюцияси - атмосфера, гидросфера ва биосферанинг ўзгариши туфайли вужудга келади, Ер тарихини уларнинг эволюциясини таҳлил этмасдан туриб тушуниш мумкин эмас. Чунки Ер ташқи сфералари умуман седиментогенез ва литогенезнинг ривожланиш босқичларини белгилайди. Ташқи геосфераларнинг шаклланиш ва

ривожланиш боскичлари Ер ички қобиғининг геодинамикаси, Ер пустининг шаклланиши, унинг геодинамик цикллarda континентал қобикқа айланиши, континентлар шаклланиши ва литосфера тектогенези билан белгиланади.

Шу асосда уларнинг ҳосиласи сифатида бошқа глобал жараёнлар ҳам ривожланади: магма-тектоник жараёнлар, атмосфера ва гидросферанинг шаклланиши, гидросферанинг. Дунё океанида сатхининг ўзгариши, умуман иклимнинг ўзгариши, ҳаётнинг пайдо бўлиши ва биосфера шаклланиши шулар жумласидандир. Чўкинди ҳосил бўлиш ва литогенез эволюцияси жараёни шуларнинг асосида кўриб чикилади.

Н.И.Страхов Ер эволюцияси тарихида азой (жонсиз), архей, протерозой-рифей ва фанерозой (замонавий) каби тўртта асосий босқичларни ажратади.

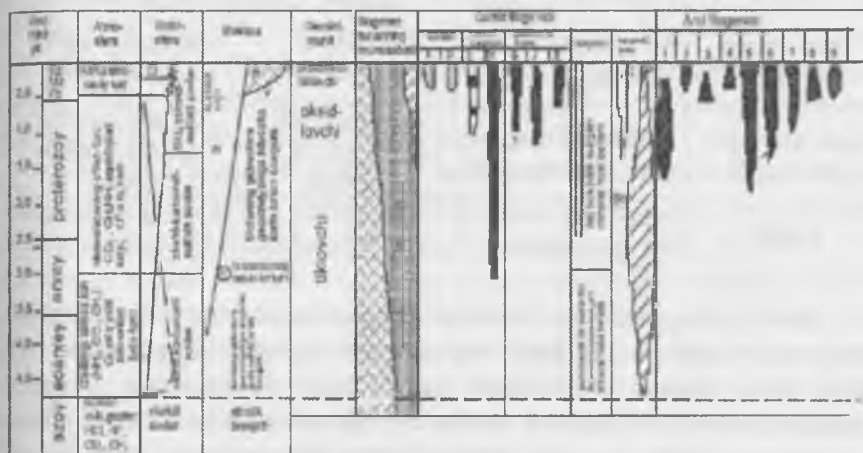
**1. Азой<sup>3\*</sup> (жонсиз) босқичи** Н.И. Страхов томонидан гипотетик қайта тикланган: юқори мантиянинг зоналли суюқланиши Ер юзасига қайноқ лава ва кулни етказиб берган. уларнинг дегазацияси давомида сув буғлари конденсацияланиб дастлабки океанни, вулкан газлари эса дастлабки атмосферани ҳосил қилган. В.Е.Хаин бўйича – бу дастлабки протоконтинентал (дастлабки континентал) «кулранггнейсли» Ер қобиғининг шаклланиш босқичидир (4,0-3,5 миллиард йил олдин) – яъни зоархей (эос-тонг, яъни тоархей (архейгача)).

Атмосфера таркиби: сув буғлари, карбонат ангидрит, водород, тез эрийдиган учувчи нордон газлар:  $H_2S$ ,  $HCl$ ,  $HF$  и  $B$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$ , гидросферани тўйинтирган. Шунинг учун хавза туби сувлари кучли нордон бўлган. Атмосферада кислород бўлмаган. Ювилиш ҳудудлари юзасида куруқлик вулкан-чўкинди жинслари, кўпинча физикавий-кимёвий нураш натижаси сифатида булакли материаллар кенг тарқалган (қаранг:4.5, 4.6-расмлар). Хемоген чўкиндилар -бу кейинчалик кварцитларга айланиб кетган эркин кремнезем,  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Fe$ ,  $Al$  хлоридлари, фторидлари, темир ва бошқа оғир металлларнинг сульфидларидир (4.6-расм).  $HCl$  ва  $HF$

---

<sup>3</sup> \* «азой» атамаси Мурчисон томонидан 1845 йили таклиф этилган. Унинг дастлабки маъноси: палеонтологик томондан далилланмаган, ҳали Ерда ҳаёт пайдо бўлмаган пайтида ҳосил болган ётқизиклар. Кейинчалик улар токембрий деб номланган.

(кучли кислота сифатида) тоғ жинслари билан ўзаро таъсири натижасида нейтраллашиб кетган. Сувда фақат карбонат кислотаси ( $H_2CO_3$ ) қолган. Сув ўзининг нордон реакциясини сақлаб қолган, лекин уларнинг хлоридли таркиби хлорид-карбонатли таркибга ўзгарган (4.7-расм.).



4.7-расм. Н.М. Страхов бўйича Ер тарихида литогенез турларининг эволюцияси.

Биосфера: М-денгиз организмлари биомассаси, Н-куруклик организмларининг биомассаси, В-биоснинг курукликка чиқиши. Литогенез турларининг нисбати: ВО - вулкан-чўкинди литогенези, Г-гумид, А-арид, Л-музлик (нивал). Кўмир: К-континентал, П-паралитик. Ёнувчи сланецлар: Б-бентоген, ПЛ-планктоген, 6-глауконитлар; 7-хемоген кремнийли жинслари; 8-биоген кремнийли жинслар. Карбонат жинслар: 2-органоген оҳактошлар; 3а- оҳактошлар; 3б-хемоген доломитлар. Арид литогенези: 1-денгизлардаги бирламчи хемоген доломитлар; 2-седиментоген-диагенетик доломитлар; мажбурий босқич сифатида лагуна доломит ҳосилалари; 4-уша, факултатив; 5-фосфорит; 6- Ca-Pb-Zn маъданлари; 7-гипс; 8-галит; 9-калий-магний тузлари.

**2. Ёоархей эраси.** Атмосфера ўзининг аввалги таркибини сақлаб қолади. Уларда ҳали нордон вулкан газлари -  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_2S$ ,  $SO_3$  ва  $CH_4$ , мавжуд бўлган, лекин улар фақат қўшимчалар шаклида бўлган. Атмосфера таркиби азот-аммиак-карбонат ангиридли бўлган. Қуёш радиацияси таъсирида сув буғлари ва карбонат ангидритнинг фотодиссоцияциясида вужудга келган жуда кам миқдордаги кислород билан аммиакнинг оксидланиши азотнинг сезиларли миқдордаги ҳосил бўлишига имкон яратган

## Ернинг геологик тарихида атмосфера таркибининг ўзгариши

| Вақт                  | Газ таркиби                       |                                                                         | Атмосфера тури                  |
|-----------------------|-----------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|
|                       | Етакчи                            | Иккинчи даражали                                                        |                                 |
| Кайнозой              | азот, кислород                    | Карбонат ангидрит                                                       | Карбонат -кислород-азотли       |
| Эрта палеозой-рифей   | азот, карбонат ангидрит, кислород | аммиак?<br>метан?                                                       | кислород-карбонат-азотли        |
| Эрта протерозой-архей | карбонат ангидрит, аммиак, азот   | кислород, HF, HCl, H <sub>2</sub> S, SO <sub>3</sub> ва CH <sub>4</sub> | кислород-азот-аммиак-карбонатли |
| Архей                 | карбонат ангидрит. амиак          | азот, HF, HCl, H <sub>2</sub> S, SO <sub>3</sub> ва CH <sub>4</sub>     | азот-аммиак-карбонатли          |

Австралияда яқинда топилган строматолитларга (кўк-яшил сувўтлари) қараганда Дунё океанининг саёзликларида ёши 3,5 млрд. йил бўлган дастлабки карбонатли биогермлар мавжуд бўлган. Бу фотосинтезнинг пайдо бўлганлигидан далолат беради. Аммиакнинг фотосинтез жараёнида ҳосил бўлган кислород билан оксидланиши миқдори ошган. Атмосферада анча миқдорда азот, жуда кам миқдорда кислород пайдо бўлган. Аммо бу атмосфера эволюциясида сезиларли сакраш бўлиб, атмосфера архейнинг бошларида азот-аммиак-карбонат ангидритлидан архей-эрта протерозойнинг бошларига келиб кислород-азот-аммиак-карбонат ангидритлига айланган.

Архей зонининг атмосферасида кислороднинг мавжудлиги ҳақида архейнинг метачўкинди жинсларида ангидрит (CaCO<sub>4</sub>) ва баритнинг (BaCO<sub>4</sub>) топилмалар ҳам далолат бериши мумкин. Ўртача ҳарорат 65-80°C оралиғида ўзгариб турган ва океанлар сувларининг ҳарорати 60-70°C дан 100°C етган бўлиши мумкин, атмосфера босими эса 12,8 атм гача кўтарилиб, бу океанлар сувлари қайнаб кетишининг олдини олган (Страхов, Перелман).

Архей бошларида гидросфера хлорид-карбонатли бўлган, лекин биоген келиб чиқишга эга кислороднинг (строматолит натижасида) пайдо бўлиши архей охирига - протерозойнинг бошларига келиб хлорид-карбонат-сулфатли таркибга эга бўлишига олиб келади, яъни гидросфера геохимёвий муҳитига бевосита ва атмосферанинг гикловчи геохимёвий муҳитига



билвосита таъсир эта бошлайди. Литогенез аксарият ҳолларда ҳали вулкан-чўкиндилигича қолади (4.7-расм қаранг), лекин энди грауваклар, аркозлар, кварц қумлари, гилли жинсларнинг метаморфлашган муқобиллари ва бирламчи карбонатли жинслар, эҳтимол доломитлар кенг тарқалади (қаранг: 4.6-расм). Биринчи чўкинди жинсларнинг пайдо бўлиши ювилиш ҳудудларида тоғ жинслари таркиби нисбатини ўзгартиради, унда гранитлар, ортогнейслар ва чўкинди жинслар етакча бўла бошлайди. Ювилиш ҳудудлари таркибида асосий магматик жинслар ўзининг устиворлик мавқеини йўқотади (қаранг: 4.5-расм).

**3. Протерозой-рифей<sup>4</sup> босқичи** фотосинтезнинг кенг ривожланиши билан характерланади, бу атмосфера таркибининг ўзгаришига, карбонат ангидрит-кислород-азотли таркибга эга бўлишига олиб келади. Унда, чамаси, ҳали камроқ миқдорда метан ва аммиак сақланиб қолади, лекин сезиларли миқдорда кислороднинг мавжудлиги седиментация муҳитини кескин ўзгартиради. Сув туплаш майдонларида (ювилиш ҳудудлари майдонида) металлар сульфидларининг кучли оксидланиши ҳамда  $SO_4^{2-}$  гача вулкан эксгалляцияси бошланади. Сульфат ионлари билан бойитилган Дунё океани сувлари хлорид сульфатлига, нордондан ишқорлига айланади, яъни таркиби бўйича улар ҳозирги Дунё океани сувларига яқинлашади. Чўкинди ҳосил бўлишда биринчи марта органик материалга бойиган жинслар (шунгит), эҳтимол, планктонли метаморфик ёнувчи сланецлар пайдо бўлади. Шунгитнинг пайдо бўлиши Дунё океани биосферасида органик моддалар биомассасининг ошиб борганлигидан ва денгиз организмларининг чўкинди тупланишга бевосита таъсир эта бошлаганидан далолат беради. Дунё океани сувларида анча миқдорда эриган кислороднинг мавжудлиги архей ва эрта протерозойдаги чўкинди тупланиш тикловчи муҳитининг кечки протерозой-рифейда оксидловчи муҳитга алмашилишига олиб келади (4.7-расм).

Кечки протерозой-рифейда диагенез жараёнида биринчи марта икки босқичли оксидловчи-тикловчи муҳит пайдо бўлади.

---

<sup>4</sup> "Рифей" Шацкий томонидан биринчи марта Жанубий Уралда 1945 йили ажратилган. Мутлок ёши бўйича тахминан кечки протерозойга мос келади: 1550-650 млн йил

Биринчи марта биоген сувутли охактошли жинслар ва, эхтимол, доломитлар, глауконитлар, яшмагача метаморфлашган хемоген темирсиз кремнийли жинслар пайдо бўлган (4.7-расм). Гумид литогенезида хемоген доломитларнинг ҳосил бўлиши тухтайди. Улар охактошлар билан алмашади.

Протерозой-рифей боскичида аридли чукинди тўпланиш шароитлари пайдо бўлади – дастлабки хемоген доломитлар, чукиндиларнинг арид учлиги Cu-Pb, Zn, гипс, фосфоритлар ҳосил бўлади.

Дастлабки континент манзаралари жонсиз эди, чунки ҳали куруклик фито-биоценози мавжуд бўлмаган. Ҳаёт факат сувли мухитдагина мавжуд бўлган. Ўртача йиллик ҳарорат юкори (25-50°C), юкори атмосфера босими 2,5-8 атм (Страхов, Перелман) ва оксидловчи геохимёвий мухит нам-тропик протосаванна (дастлабки саванна) ва протосахроли ландшафт иқлим зоналарининг ривожланишига ҳисса қўшган. Куруклик-атмосфера тизимида тезкор сув алмашиши (чунки ҳали ўсимликлар бўлмаган) тез-тез такрорланувчи ювилиш ва нураш маҳсулотларини жадал кўчириш ва уларнинг ўзгаришига олиб келган (Страхов, 1962). Нам гумид тропик иқлимда алюмосиликатлар гидрослюда ва каолинитга жадаллик билан айланган, даврий равишда куриб турувчи нам курукликларда каолинит ядроси парчаланиб бокситлар шаклланган. Биринчи марта, афтидан, табиати ишқорий бўлган денгиз сувларида вулкан пирокластикасидан монтмориллонит шаклланиши учун шарт-шароитлар яратилган.

Лекин энг муҳим воқеа куёшнинг зарарли ультрабинафша нурига қарши атмосферада Ер юзасини ҳимояловчи озон катлами ҳосил бўлиши, ҳамда бунинг натижасида фанерозойнинг бошида (570 млн. йил олдин) Ернинг органик дунёси нафақат океанларнинг сувида, балки континентларнинг ҳаётсиз юзаларини ҳам эгаллаш имконига эга бўлгани саналади (Троицкий В.И., 2005.).

Бу ҳодисалар планетар микёсда чукинди тўпланиш шароитларини тубдан ўзгартирган ва ўрта девон эпохасида чукинди тўпланишнинг оксидловчи муҳити оксидловчи-тиқловчи муҳитга айланган (4.7-расм).

Нордон жинсларнинг парчаланишида нурашга чидамли бўлган қолдиқ маҳсулот сифатида кўп миқдорда кварц ҳосил

бўлган. Шунинг учун, кечки протерозойда квац кумларининг энг қалин қатламлари учрайди. Оксидланиш жараёнларининг жадаллиги ва ўсимлик қопламасининг йуклиги ҳам гумид ва ҳам арид иқлим шароитларида қизил рангли ётқизикларнинг кенг тарқалишига олиб келган. Шунинг учун ҳам протерозойда қизил рангли ётқизиклар арид иқлимнинг кўрсаткичи бўлаолмайди.

**4. Фанерозой (замонавий) босқич** (570 миллион йил аввал - ҳозиргача).

Эртабайкал геодинамик босқичида кечки рифейда (850-700 миллион йил олдин) қадимий континент Родиниянинг парчаланиши бошланади (Троицкий, 2005). Фанерозойнинг бошларида, яъни эрта палеозойда Гондвана мегаконтиненти (540 млн. йил олдин) ва Япетус, Осиё ва Палеотетис палеоокеанлари билан ажратилган материкларнинг Лавразия гуруҳи мавжуд бўлган. Шарқий ярим шарни 600 миллион йил олдин вужудга келган континентлар ва ғарбий ярим шарни Пацифик океани (Тинч океани) эгаллаган эди. Кейинчалик улар Тинч океанини ҳосил қилган.

Океан ярим шарида, эҳтимол, океан плиталари тарқалиши (дивергенция) жараёнлари устиворлик қилган ва улар Тинч океанига қараб силжиган (Троицкий В.И., 2005). Тинч океани плиталарининг субдукцияси континентал яримшар чегарасида тўқнашуви билан бирга кечган ва, афтидан, континентлар қобиғининг қалинлашуви, янги океанлар ва континентларнинг ҳосил бўлишига сабабчи бўлган. Бу жараёнлар туфайли палеозойнинг охирида Пангея-2 суперконтиненти (Вегенер Пангеяси) пайдо бўлган.

Каледон геодинамик босқичида (кембрий-ордовик-силур, баъзи жойларда эрта девон) Япетуснинг тўлиқ, Осиё ва Палеотетис палеоокеанларининг қисман ёпилиши содир бўлади. Кейингисида Қозоқ микроконтиненти вужудга келади. Япетуснинг ёпилиши Лавразия, Болтиқбуйи, Сибир ва Хитой палеоконтинентларини бирлаштирган Лавруссия континентининг ҳосил бўлишига олиб келган.

Герцин геодинамик босқичида Осиё палеоокеани Урол ва Туркистон ҳавзалари ёпилиши туфайли карбонда Пангей-2 суперконтиненти (Вегенер Пангеяси) вужудга кела бошлаган (Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е.). Вегенер Пангеяси шаклланиши перм

охири-эрта триасда унга Кимерий микроконтинентлари (Мизий, Кавказорти, Эрон, Марказий Помир ва Жангитонг қушилганларидан сўнг яқунланган (Троицкий В.И., 2005). Вегенер Пангеяси (Пангея-2) ярим доирага ўхшаш бўлиб, унга Палеотетис-Панталаса қўлтиғи кириб турган. Ўрта триас - ўрта юрада Вегенер Пангеяси парчалана бошлаган ва у охиригача шаклланиб бўлган Тетис океани орқали Лавразия ва Гондванага бўлинган. Тарқалаётган материклар ва ҳосил бўлаётган палеоокеанлар контури (шакли) ҳозирги ҳолатига яқинлашган, Тетис океани эса шарқда Тинч океани ва ғарбда Атлантика океанигача чузилган. Кечки бур-палеогенда Пангея-2 нинг парчаланиши яқунланади. Чегаралари ҳозирги шаклига яқин бўлган ёш океанлар: Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанлари ҳосил бўлади (4.18, 4.19-расмлар). Кечки эоценда яқинлашиб келаётган Африка, Ҳинд-Австралия ва Араб плиталари босими остида Тетис океанининг ёпилиши бошланади. Ёпилган Тетис Гондвана ва Евроосиё материк плиталари орасида Тинч океанидан Атлантика океанигача чўзилган Алп-Ҳимолай камарини ҳосил қилади. Олигоценда Ернинг яқунловчи (неотектоник) ривожланиш босқичи бошланади. Неоген ва антропогенда Ҳинд-Австралия плитасининг шимолга сурилиши Марказий Осиё тоғ тизмалари: Помир, Ҳиндикуш, Тиён-Шон, Кун-Лун, Олтой, Байкал тоғли ўлкасини ҳосил қилади.

Тинч океани хавзасининг шарқий қисмида Тинч океани плитаси спредингида анд туридати фаол чет шаклланиши бошланади. Бунда Шимолий Америка континенти томонидан Шарқий Тинч океани Ўрта океан тизмаси спрединг ўқи қопланади. Ғарбида замонавий ороллар ёйлари, чекка денгизлар шаклланади.

Ушбу санаб ўтилган ҳодисалар геодинамик жараёнлар жадаллигининг ўсиши (қучайиши) ва, демак, геодинамика туфайли вужудга келган бугун планетар жараёнлар билан бирга кечган. Ёш платформаларнинг шаклланиши (Скиф, Турон, Ғарбий Сибир ва бошқалар.) континентал қобик майдонининг кескин ортишига ва, эҳтимол, океан аквагориясининг қисқаришига олиб келган. Уларнинг биринчиси вулкан-чуқинди литогенези майдонининг қисқаришига, арид ва нивал литогенез майдонининг хенгайишига сабабчи бўлган. Тоғ қурилмалари баландлигининг ва

кенглигининг ошиши Дунё океанига келтирилаётган терриген материаллар ҳажмининг кўпайишига сабабчи бўлган. Неогендан бошлаб терриген ётқизикларнинг калин қатламлари (10000-20000 м) шаклланган ҳамда Дунё океанида уларнинг акваторияси кенгайган (Мурдмаа О.И., 1987). Агар Дунё океанининг ҳажми кечки рифейдан бошлаб амалда ўзгармасдан ( $1.37 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ , Троицкий, 2005) қолганини ҳисобга олсак, демак минераллашуви ва таркиби (35%) ҳам амалда ўзгармаган (туз тупланиши даврларида қисқа муддатли шўрланишда ўзгарган дейилса), унинг чуқурлиги ошиб борган деган хулоса чиқади. Ҳақиқатан ҳозирги кунда литосфера юзасининг мутлоқ баландлиги ўзгариши 20 км га яқин, лизоклиннинг чуқурлиги эса 4500-4900 м га боради.

Ер қобиғининг эволюцияси, афтидан, неотектоник босқичда олигоцендан бошланган ва аста-секин босқичма-босқич (олигоцен-эрта миоцен, ўрта-кечки плиоцендан плиоцен-тўртламчигача) ошиб бориб антропогенда энг юкори нуқтасига етган (Троицкий, 2005).

Седиментация эволюцияси ва Ернинг геологик тарихининг ҳозирги босқичида литогенез турларининг ривожланишига ўтишдан аввал иқлим ўзгаришининг бош омиларини таҳлил қилиш лозим. Чунки ташқи геосфералар (гидросфера, атмосфера ва биосфера) эволюцияси асосан иқлим ўзгариши билан боғлиқ. У эса, ўз навбатида, бутун литогенетик цикллار йўналганлиги билан белгиланади (Н.М.Страхов ва Н.Б. Вассоевич, қаранг: 1-боб).

Иқлимнинг ўзгариши икки асосий омиллар томонидан белгиланади: Ердан ташқаридаги ва Ернинг ривожланиши жараёнлари оқибатида.

Ердан ташқаридаги омиллар, бу асосан Қуёшдан таралаётган нурларнинг иссиқлиги. У экватордан қутбларгача Ер юзасида табиий ландшафтларнинг иқлим зоналлигини белгилайди.

Кейинги 4,6 млрд. йил давомида Қуёшнинг ёрқинлиги 37% га ошган. Ҳозирги пайтда Ер юзасида ёруғлик оқимининг зичлиги  $8.38 \text{ ватт} / \text{м}^2$  ни ташкил етади. Қуёш нури энергиясини ўзлаштириш Ер юзасининг атмосфера таркиби ва қуёш албедоси (қайтариш қобиляти) катталигига боғлиқ. Қуёш энергиясининг 80%и қутб ландшафтлари қора ва муз қопламидан қайтарилади (0,8 алbedo), океанларнинг сув юзасидан - 8-10% (0,08-0,1 алbedo), яъни, ун марта кам; саҳроларнинг қумли қопламаси 0,3-0,4 ва

бутун Ер юзасиники 0,39 га тенг. Шундай килиб, Дунё океани куёш энергиясини тўпловчи бўлса, континентлар куёш энергиясини сарфловчидир (совутгич).

Дунё океани ва континентлар юзаларининг тақсимланиши Ернинг ривожланиши жараёнлари — унинг ички сфералари геодинамикаси билан белгиланади. Улар Ер юзасида материкларнинг пайдо бўлиши ва парчаланиб кетиши, Урта океан тизмаларининг шаклланиши (Дунё океани ҳажмининг ўзгариши) ва материкларда орогенез вақтида тоғ тизмаларининг вужудга келишида ўз аксини топган.

Бу барча санаб ўтилган ҳодисалар тектономагматик (вулканоген) жараёнлар ривожланишига, Дунё океани трансгрессияси ва регрессияси, вулкан газлари ва чанглари олиб чиқилиши туфайли атмосфера ва гидросфера таркибининг ўзгаришига олиб келади. Атмосферанинг вулкан чиқиндилари билан ифлосланиши, унинг қайтариш имкониятларини кескин ошириб юборади, бу эса иқлимнинг совуб кетишига сабабчи бўлади.

Масалан, Гренландия континентал муз қопламасини бурғилаш ишлари натижасида континент музликлари чуқур горизонтларидаги вулкан материаллари Европа ва бошқа минтақалардаги эрамиздан олдинги икки минг йилликларда совук, ҳосилсиз йиллар билан синхронлиги аниқланган.

Фаол вулканизм эпохаларида атмосферада карбонат ангидрид ва сув буғлари миқдорининг ошиши атмосферанинг куёш нурларини ўтказиш қобилиятини оширади ва шу билан бир вақтда унинг коинотга қайтишини камайтиради, яъни иқлимнинг илишини ва намгарчиликнинг ошишини таъминлайди ("иссиқхона эффекти").

М.И.Будко, А.Б.Ронов, А.Л.Яншин ва бошқаларнинг тадқиқотлари фанерозойдаги фаол вулканизм эпохаларига (атмосферага катта ҳажмдаги карбонат ангидриднинг чиқиши) синхрон ҳолда ҳосил бўлувчи карбонатли жинслар ва бошқа жинсларнинг юқори карбонатлилиги ва чуқинди жинсларда тупланган органик углероднинг (Сорг) умумий массаси ошиши билан таққослаш натижасида уларнинг бевосита алоқадорлигини аниқлаган (4.8-расм).

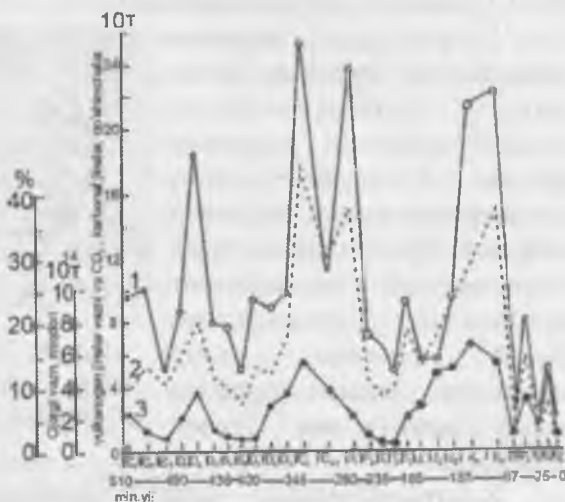
Ўрта Осиёда юқори девон - куйи карбон карбонатли жинсларининг органик моддалар билан 21% гача бойиган карбонатлар тўпланиши бунга ёрқин мисол бўлади, бунда  $\text{Corg. } 21:1.33 = 17,3\%$ .

Шундай қилиб, вулканизмнинг намоён бўлиши Дунё океанида биотанинг гуркираб ривожланишига, органик моддалар тўпланишига ва Дунё океанида нефт яратувчи свиталарининг шаклланишига сабабчи бўлади.

Чукма ҳосил бўлиш жараёнларига экваториал ва қутбий минтақалар орасида атмосфера ҳарорати градиентларининг ўзгариб туриши сезиларли таъсир

этади. Экваторда исиган ҳаво оқимлари шимолий ва жанубий яримшардаги қутб зоналари томон ҳаракат қилади. Ҳарорат градиентига Дунё океани юза сувлари ҳам бўйсунди. Экваториал илиқ сувлар ҳаво массалари билан олиб кетилади ҳамда ўзининг миқёси бўйича улкан оқимларни ҳосил қилиб, экватордан қутб районларигача етиб боради. Бунга мисол қилиб, Атлантика океанидаги Голфстрим ва Тинч океанидаги Куро-Сиво илиқ оқимларини келтириш мумкин. Улар қутб ҳудудларидан экваторга қараб ҳаракатланувчи совуқ ҳавза туби компенсацион оқимларини вужудга келтиради. Кейингилари кориолис кучи таъсирида континентларнинг шарқий четига (контурига) бурилади ва контур оқимлари дейилади (4.9-расм).

Сувнинг асосий қисми Антарктида ва Арктикададан



4.8-расм. Вакт давомида вулканоген жинслар массасининг ўзгариши (1), карбонатли жинслар ва бошқа жинслардаги карбонат қўшимчаларида  $\text{CO}_2$  нинг умумий массаси (2), чуқиндиларда сақланган органик углерод массаси (Corg), (М.И. Будико, А.Б. Ронов, А.Л. Яншин бўйича)

ҳаракатланади. Кориолис кучи таъсирида асосий оқимлар океанларнинг ғарбий қисмига сурилади. Стрелкалар билан совук ҳавза туби оқимларининг ёйилиш йўналишини кўрсатилган (В.И.Троицкий, 2005дан олинган).

Улар терриген материаллар ташишда улкан микёсли геологик ишларни амалга оширади. Кислород билан 4-6 мг/л гача бойитилган совук оқимлар нафақат Дунё океани туби ботикликлари сувларининг ҳароратини ўзгартиради, балки океаннинг чуқур қисмидаги чуқинди тўпланиш шароитларига ҳам таъсир кўрсатади.



4.9-расм. Дунё океани ҳавзатуби совук оқимлари циркуляцияси схемаси (Р.В.Стьюарт).

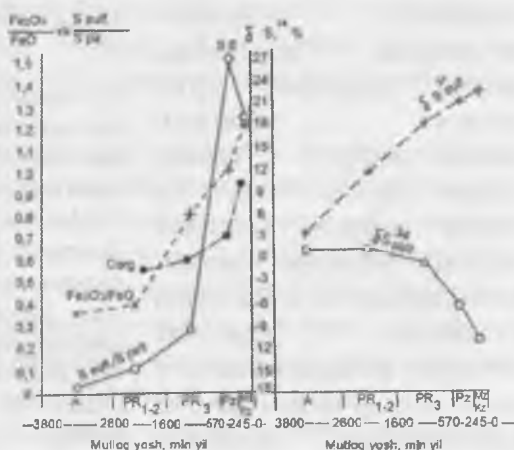
Континентларнинг иқлим зоналлигига ва чуқинди ҳосил бўлиш жараёнларига тоғ қурилмаларини шакллантирувчи орогенез сезиларли таъсир кўрсатади. Масалан, герцин орогенезида вужудга келган Уролидларнинг баландлиги 3000 м га боради. Уларнинг баландлиги биринчи марта Хабаков томонидан ишлаб чиқилган конгломератлар шлейфидаги бўлақлар катталигидан келиб чиқувчи усул ёрдамида аниқланган (Хабаков, Динамическая палеогеография (1948)). В.Г. Кузнецов (2012) томонидан Осиё байкалидлари (2000 м гача), Евросиё кимеридлари (6000 м) ва Осиё алпидлари (8000-9000 м гача) баландликлари келтирилган. Демак, Уролидлардан кимеридларигача ва улардан алпидларга қараб нафақат бўлақларнинг ва конгломератлар шлейфидаги бўлақларнинг ўлчами ва келтирилаётган терриген материаллар ҳажми ошиб борган, балки уларнинг ёнбағирларида ёгин-сочинлар миқдорининг ошишига ва континент томонга қараган тоғ этакларида арид зоналар шаклланишига олиб келган. Юқори тоғли ўлкаларда вертикал иқлим зоналлиги шаклланган, уларнинг чуққиларида музликлар пайдо бўлган. Бу тоғ музликларидан дарёлар вужудга келиб, улар гумид ва арид ландшафтларидан ўтиб, Дунё океанига терриген материалларнинг улкан массасини



ташиб келтирган.

Ўролидлардан алпидларга қараб тоғ қурилмалари баландлигининг ошиб бориши геодинамик жараёнларнинг аста-секин ошиб борганлигининг далолатидир. Масалан, ороген қамарларининг шаклланиши изостазия қонунига мувофиқ, континентал қобик ва континентлар майдони океан қобиғи ҳисобига ошган.

Дунё океани сувларининг таркиби ва шўрлиги кечки протерозойдан буён деярли ўзгармасдан қолган. Аммо Дунё океани сувлари эволюцияси атмосфера эволюцияси билан чамбарчас боғлиқлиги туфайли гидросферанинг фанерозойдан бошлаб эволюцияси атмосферанинг газ таркиби эволюцияси билан боғлиқ бўлган. Бу тўғрида юқорида келтирилган Будико М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. маълумотлари (4.8-расм), шунингдек, А.Б. Роновнинг атмосферага келиб қушилаётган кислород массасининг барқарор ошиб бориши атмосферанинг оксидлаш салоҳиятининг ошишига сабаб бўлганлиги тўғрисидаги маълумотлари далолат беради. Бунинг оқибати - олтингугурт ангидрит ва водород сулфидининг сульфат-ионгача ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) оксидланиши океан сувларининг сульфатлар билан бойишига олиб келган ва натижада сульфат эвапоритлари тупланиши авж олган. Атмосферадаги кислород массаси ошиши туфайли сульфид ҳосил бўлиши ва сульфат-редукцияси амалга ошган (4.10, 4.11-расмлар).



4.10-расм Чўкинди жинсларда вақт давомида Сорғ микдори, олтингугурт шакли, темир ва олтингугурт изотоп таркибининг ўзгариши нисбати катталиги (А.Б.Ронов, А.А.Мигдисов).

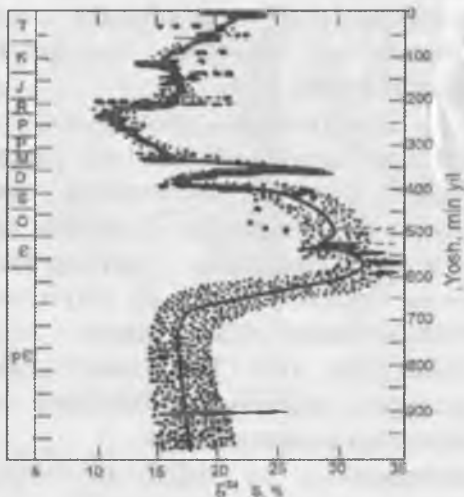
Фанерозой мобайнида атмосферадаги кислород массаси нотекис ўсиб борган (М.И. Будико, А.Б. Ронов, А.Л. Яншин

бўйича). Энг паст миқдори кечки кембрий, эрта девон ва триасда, Энг юқори миқдори эса эрта карбон, юра ва бўрда қайд этилган. Бу бевосита сульфатли галогенезнинг кучайиб ва сусайиб борган, даврлари билан боғлиқ.

Геокимёвий муҳитини (кислород ва карбонат ангидридни) тартибга солувчи Дунё океани сувларида эриган асосий газлар миқдорининг ўзгариши седиментациянинг геокимёвий шароитларини ўзгаришига сабаб бўлган.

Агар эрта фанерозойда атмосфера таркибига вулкан-экзальацион жараёнлар, иқлим ўзгариши, Дунё океани биотаси ривожланиши таъсир қилган бўлса, ҳаёт Ер устига чиққан девондан бошлаб қуруқлик биотаси (ўсимликлар ва ҳайвонлар) томонидан карбонат ангидрит истеъмоли кескин ортиб кетади ва фотосинтез жараёнларида қушимча кислороднинг пайдо бўлиши туфайли атмосферанинг газ таркибида карбонат ангидрид миқдори кескин камайиб ва, аксинча, кислород миқдори ошиб кетган.

Атмосферанинг таркиби ҳозиргига яқин – карбонат ангидритли-кислород-азотли бўлган. Ўртача йиллик ҳарорат 15-25°C гача пасайган, Ер юзасига яқинида атмосфера босими аста-секин 2,5 дан 1 атм гача камайган (Страхов, Перелман). Гидросферага денгиз ва қуруқлик биотасининг бевосита таъсири



4.11-расм.  $\text{SO}_4^{2-}$  ионларини ўзлаштириш жараёнларининг умумий тенденциясини кўрсатувчи, кембрий, девон, перм ва эрта бўрда максимумга етган сульфат редукцияловчи бактериялар фаолияти туфайли уларнинг қайта ўзгаришини денгиз эвапоритлари изотоп таркиби бўйича умумлаштирилган маълумотлари (G.E. Clayhji, W.T.Holser, I.R. Kaplan, H.Sakai, I.Zak) В.И.Троицкийдан олинган (2005).

туфайли чукинди тупланиш муҳити оксидловчидан оксидловчи-тикловчига айланган бўлиб, бу чукинди ҳосил бўлиш шароитларини кескин ўзгартирган (4.7-расм).

Дунё океани сувларида карбонат ангидрит миқдори атмосфера билан модда алмашиши туфайли пасайган ва ҳозирги вақтда унинг миқдори атмосферадагига нисбатан 50 баробар юқори. Лекин Дунё океанида карбонат ангидрит Ердаги карбонат ангидритнинг асосий қисми тупланган. Бу карбонат ангидритнинг ҳавза туби сувларида ҳароратнинг пасайишида эрувчанлиги юқори даражада бўлиши туфайлидир. Атмосфера ва гидросферага асосий табиий карбонат ангидрид етказиб берувчи бўлиб Ерусти ва сувости вулканизми ҳисобланади.

#### **4.4. Фанерозойдаги асосий иқлимий ҳодисалар ва уларнинг белгилари.**

Протерозой-рифей охирига келиб континентлар юзасида ва Дунё океани акваториясида чукинди ҳосил бўлиш ҳавзаларида вулканоген-чукинди, гумид, арид ва нивал литогенези ҳукм сурган (4.7-расм.).

А.П. Лисицин томонидан ўтган асрдаёқ океанда чукинди тупланиши Дунё океанидаги иқлимий зоналикка бўйсунishi ва континентларда чукинди ҳосил бўлишнинг иқлимий зоналиги билан боғлиқлиги аниқланган. Шундай қилиб, чукинди ҳосил бўлиш Ер юзасидаги ягона глобал жараён бўлиб, у континентлар ва океанлардаги седиментогенезнинг умумий зоналик қонунларига бўйсunaди. Континентал ва океан седиментогенези иқлим кўрсаткичлар бир-бирига ўхшайди.

**Гумид иқлим кўрсаткичлари:** континентларда каолинитгли қолдиқ нураш қобиқлари, континентда ва денгиз ҳавзаларида кўчириб ётқизилган каолинитлар, кўмир (паралитик ва континентал), юқори даражада камолатга етган мономинерал ва нурашга бордошли минераллар устиворлик қилувчи олигомиктли булакли ётқизиқлар, оҳаксиз кизил рангли ётқизиқлар, йилда даврий равишда қурғоқчил бўладиган пенепленларнинг туб бокситлари ва мезофил ўсимликлар иссиқ гумид иқлим тўғрисида гувоҳлик беради. Тропик денгизлар учун устрица банкалари, карбонат таркибли қалин чиғаноқли бентос, маржонлар, кизил

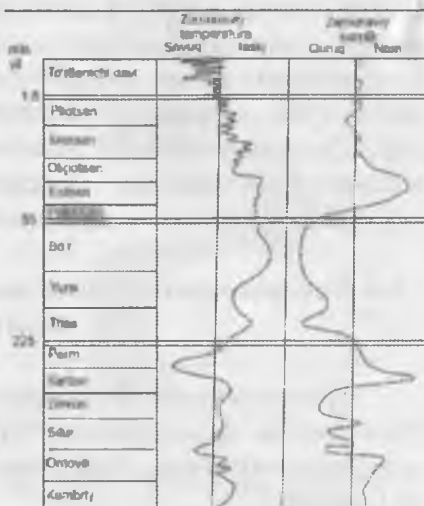
сувўтли оҳактошлар, фораминиферали чуқиндилар ва ёзув бўри, радиолярийли иллар характерли бўлади. Муътадил иқлим зоналарига диатомитли иллар характерлидир.

**Арид иқлим кўрсаткичлари:** доломитлар, гипс ва бошқа сулфат тузлари, хлорид тузлари, қизил рангли карбонатли ётқизиклар.

куриш  
кўпбурчаклари (тақирлар),  
ёмгир томчилари излари, туз кристаллари тамғалари, гидрослюда, монтмориллонит, палигорскитли гиллар ҳамда гипслашган ва карбонат нураш қобиқлари, карбонатли ётқизиклари орасида седиментацион целестин, гипс, флюорит, ратовкитнинг қўшимчалари мавжудлиги, полимиктли кум ва алевритли чуқинди жинслар, грауваккалар, глауконитлар ва фосфоритлар гумид иқлимнинг аридлашувини кўрсатади. Ксерофит (қурғоқчиликка чидамли) флора кузатилади. Глауконитлар ва фосфоритлар гумид иқлимнинг аридлашаётганлигини билдиради.

**Совуқ иқлим кўрсаткичлари:** континентларда флювиогляциал (музлик) ётқизиклари, денгизларда мариногляциал чуқиндилар, чуқиндиларнинг полимикт таркиби, сараланишнинг йўқлиги, тасмали гиллар ҳамда жинсларнинг кулранглилиги характерли бўлади.

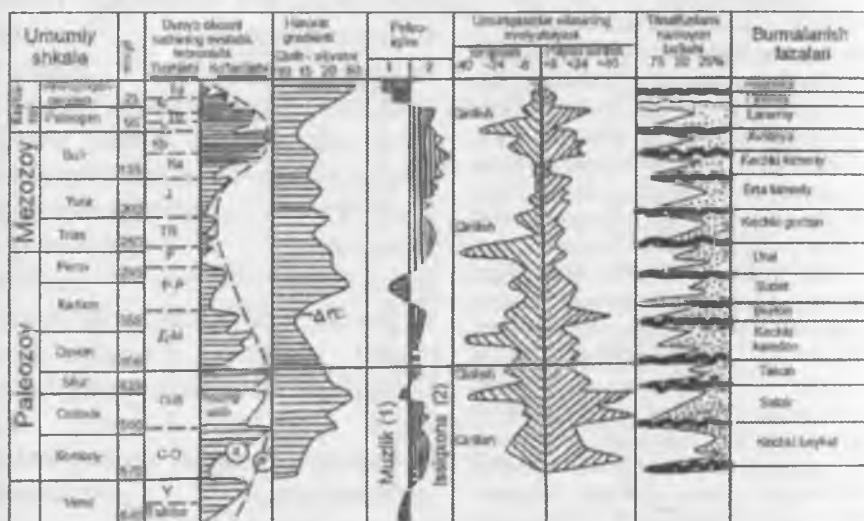
**Фанерозой иқлими.** Палеоиклимни ўрганиш нафақат назарий геологиянинг асосий мақсадларидан ҳисобланади, балки фойдали қазилмаларни башорат қилишда ва қидиришда катта амалий аҳамиятга эга. Палеоиклимий тадқиқотлар ҳозирги литосфера плиталари ишчи парадигмалари – литосфера плиталари тектоникасидан келиб чиқувчи геологик кўрсаткичларда (индикаторларда) муҳим аҳамиятга эга.



4.12-расм. Фанерозойдаги ҳарорат ва ёгин-сочинлар микдори узгаришининг умумлаштирилган тарихи (И.А. Фракес).

Планетар иқлим шароитларининг ўзгариши асосан ҳарорат режими ва атмосфера ёғин-сочинларининг миқдори билан билан белгиланади. Ҳарорат режими Ер экватори (юқори ҳарорат) ва кутблари (жуда паст ҳарорат) орасида ҳарорат тебранишлари билан характерланади. Бу совуқ иқлим турига хос бўлади. Юқори намлик ва кутблар орасида ҳароратнинг ўзгармаслиги оранжерия иқлимига хосдир. Фанерозойда нивал иқлим кечки ордовик, кечки карбон-эрта пермда ва миоцен-антропогенда кузатилган бўлиб, максимал совуш антропогенга тўғри келади.

Фанерозойнинг бошқа вақт ораликларида ҳозиргига нисбатан юқори ҳароратли иссиқхона (оранжерия) иқлими ҳукм сурган (4.12-расм), экватор ва кутблар орасидаги ҳарорат ўзгариши градиенти паст бўлган (4.13-расм).



4.13-расм. Иқлим ўзгариши билан денгиз умурткасизларининг ривожланишини эволюцион тенденциясини таққослаш (Дунё океани сатҳининг эвстатик ўзгариши П.Р. Ваил буйича, палеоиклимий ўзгариш Н.М. Страхов, Н.А. Ясаманов буйича, Л.А. Фракес, Ж.Е. Франсис, Ж.И. Сиктус буйича; оилалар эволюцияси Ж.Л.Сутбилл, Б.М.Фуннелл буйича; стратиграфик танаффуслар А.А.Пронин буйича; бурмаланиш фазалари Г.Штиле буйича).

| Stratigraphik shkala | min. yil | Maʼmuriy chegaralar | Maʼmuriy chegaralar |
|----------------------|----------|---------------------|---------------------|
| Andropogen neogen    | 23       | VII                 | 4 11 16             |
| Paleogen             | 65       | VI                  | 1 15 17             |
| Bo'g                 | 135      | V                   | 1 11 14             |
| Yura                 | 203      | IV                  | 1 11 13             |
| Trias                | 250      | III                 | 1 11 13             |
| Perm                 | 285      | II                  | 1 11 13             |
| Karbon               | 355      | I                   | 1 11 13             |
| Devon                | 408      | II                  | 1 11 13             |
| Silur                | 435      | I                   | 1 11 13             |
| Ordovik              | 500      | I                   | 1 11 13             |
| Kembriy              | 540      | I                   | 1 11 13             |

4.14-расм. Нефт ярагувчи, кумирли ва тузли формациялар тупланишининг асосий даврлари (Б.Тессот). Нефт ярагувчи: I - силур (Сахрои Кабр, Волга-Ўрол, Канада, Ғарбий Техас ҳавзалари); II- девон (Сахрои Кабр, Волга -Урол ҳавзаси, Канада, Ғарбий Техас.); III - карбон - перм (Ғарбий Техас, Қояли тоғлар); IV - юра (Якин Шарқ, Мексика, Шимолий денгиз, Ғарбий Сибир, Австралия, Ўрта Осиё); V – бўр (Якин Шарқ, Канада, АКШ, Венесуела, Эквадор, Колумбия, Ғарбий Сибир, Ўрта Осиё), VI-VII - кайнозой (Индонезия, Калифорни-я, Венесуела, Кавказ, Марказий Осиё); кўмирли, захираси % да: I-карбон-13 (Шимолий Америка, Еуропа), 2-перм-30 (Гондвана, Сибир, Хитой, юра-12 (Шимолий Америка, Осиё, Австралия); бўр-15 (Америка, Сибир, Хитой); кайнозой-25 (Шимолий Америка, Узоқ Шарқ); тузли - 3 та асосий циклда тупланган: 1-палеозой (қуйи кембрий, девон, перм); 2- триас-бўр (максимал: урта-юкори триас, юкори юра); 3-юкори бўр-кайнозой, аниқ ифодаланган миоцен максимуми.

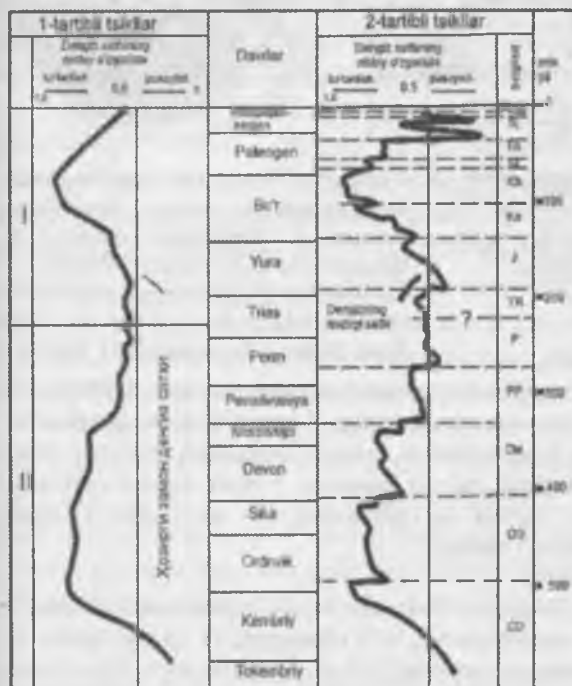
Ернинг геологик ўтмишида палеоклимий кенглик зоналлиги мавжудлигига биринчи марта Вегенер А. ва Кеппен А. эътибор беришган. Страхов Н.М. ва бошқалар палеоклимий қайта тиклашда Ернинг геологик ривожланишдаги фиксистик дунёқарашдан келиб чиққанлар. Улар геологик иқлим кўрсаткичлари сифатида ҳал этилмаган палеоклимий парадоксга дуч келишган. Чунки континентлардаги ҳозирги иқлимий зоналлик Ернинг геологик ўтмишидагисига мос эмас эди. Мисол учун, кечки ордовик муз босиши Жанубий Америка шимоли-ғарбида аниқланган; Африканинг шимолида кечки карбон тиллитлари топилган; экваториал гумид камари Грендландия, Шпицберген, Скандинавия. Янги Ер, Шимолий Ўрол ва бошқаларни қамраб олган. Лекин мобилистик асосдаги палеоклимий зоналликни қайта тиклаш натижасида бу парадокс барҳам топди.

Эрта кембрийда барча континентларда тропик иқлимга якин иссиқ бўлганлиги тўғрисида карбонатлар, сульфат-эвапорит ётқиқиқларининг кенг тарқалиши далолат беради (4.12; 4.13-расмлар). Эрта кембрийда бутун

фанерозой галогенезидан устун бўлган сульфат-хлорид тузларининг максимал тўпланганлиги кузатилади. Туз тўпланиши маркалари: Маккензи (Канада), Шарқий Сибир, Эрон, Покистон.

Кечки кембрийда туз тўпланиши кескин пасаяди, бу иқлимнинг гумидланиб борганлигини курсатади (4.14-расм).

Эрта ордовикда кечки кембрийдаги иқлим шароитлари сақланиб қолган. Умуман олганда иқлимнинг гумидланиб бориши кучайган. Кечки ордовикда фанерозойдаги биринчи муз босиш эпохаси аниқланган (Жанубий Африканинг шимолий-шарқи, Африканинг шимолий-ғарби) (4.13-расм).



4.15-расм. Дунё океани сатҳининг эвстатик ўзгариши даврийлиги (П.Р.Вайл)

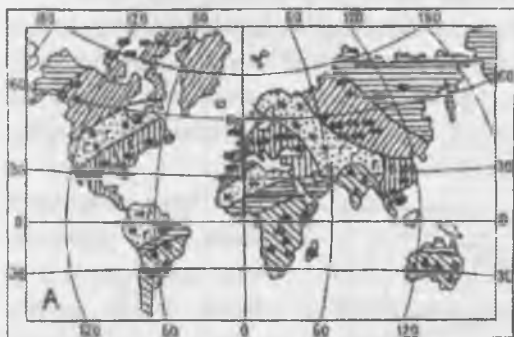
тузларига эга бўлган галогенезнинг юкори чўққиси кузатилган (Сибир, Ғарбий Канада, Марказий Европа, Днепр-Донецк ботиқлиги ва Белоруссия Припятининг тузли ҳавзалари).

Эрта карбонда девоннинг арид ва семиарид (ярим-арид) иқлими илиқ тропик иқлим билан алмашинади (Европа,

Эрта силурда кечки ордовик охирида бошланган глобал исийш давом этган, ёнувчи граптолитли сланецлар тўпланган (4.12-расм). Кечки силурда планетар микёсда регрессия кузатилади. Қизил рангли ётқизиклар, доломитлар ва гипс тўпланади (4.13; 4.15-расмлар).

Эрта девон кечки силурнинг арид иқлимини мерос қилиб олган ва қурғоқчиликнинг кучайиши микёси бўйича иккинчи энг йирик калий

Гренландия, Аппалачи, Австралияда кўмир, Шарқий Европа ва Шимолий Америкада карбонат тўпланиши, рифоген массивлар. гумид туркумидаги нураш қобиғи ва бокситлар тўпланиши) (4.12-расм).



|        |   |    |    |    |
|--------|---|----|----|----|
| Б 1    | 5 | 9  | 13 | 17 |
| К 2    | 6 | 10 | 14 | 18 |
| FeMn 3 | 7 | 11 | 15 | 19 |
| 4      | 8 | 12 | 16 |    |

4.16-расм. Кечки карбонда йернинг материкларида иқлим зоналиги схемаси. А - фиксистик асосда, Н.А. Ясаманов ва С.А. Ушаков буйича; Б – мобилистик асосда геодинамик қайта тиклаш (Л.П. Зоненшайн ва В.Е. Хаин буйича) Троицкий В.И. (2005)

А - фиксистик асосда:

1-боксит, 2-каолин, 3-чўкинди темир ва марганец маъданлари, 4-кўмир, 5-натрий ва калий тузлари, 6-гипс, ангидритлар, 7-карбонатли қизил рангли ётқизиклар, 8-тиллитлар, 9-иссиқликни севувчи термофил (тропик) фауналар комплекси, 10-мўътадил иқлим фаунаси. Гумид иқлим минтақалари: 11-экваториал, 12- тропик ва субтропик, 13- мўътадил. 14-арид иқлим минтақалари: 15-нивал камар.

Б – мобилистик асосда:

16- куруклик, 17-денгиз, 18-океан. 19-гумид иқлим иқлим минтақалари: I – экваториал, II - тропик ва субтропик, III – мўътадил, IV - арид иқлим, V - совуқ иқлим. СА - Шимолий Америка, ШЕ - Шарқий Европа, КЗ – Қозогистон, ЮК - Жанубий Хитой, СК - Шимолий Хитой, ИК - Ҳиндхитой.

**Ўрта ва кечки карбон** иқлими совуқ бўлган ва палеозойдаги энг кучли муз босиш содир бўлган ва жанубий кутб ҳудуди муз билан қопланган (Жанубий Африка, 4.16-расм). Кечки карбонда шимолий арид минтақасида (Шимолий Америка, Шимолий Европа, Шимолий Каспийбўйи ва Шимолий Чу-Сарису-Сирдарё ҳавзалари) туз, гипс ва қизил рангли ётқизиклар тўпланган.



Карбонда Ер континентлари юзасини ўсимлик қопламаси тулиқ эгаллаб олган ҳамда замонавий иқлим зоналлигига ўхшаш иқлим зоналиги шаклланиши яқунланган (4.16- расм).

**Перм даври** палеозой эрасида энг иссиқ давр бўлган. Пермда кембрий галогенезида галитли босқич билан яқунланган туз захирасидан деярли қолишмайдиган тузларнинг улкан массаси тўпланган. Перм даврида энг қалин калий тузлари ҳосил бўлган. Улар галитдан сўнг тузли рапанинг концентрацияси анча ошгандан сўнг чуқмага ўтган. Пермда карбондаёқ шаклланган иқлим зоналиги янада аниқ ифодаланган. Масалан, шимолий арид камари қуйидаги: Шимолий Америкада-Шимолий Мексика, ва Шарқий Гренландия, Герман-Шимолий денгиз, Шарқий Европа ва Чу-Сарисув туз тўпланиш ҳавзаларини қамраб олган.

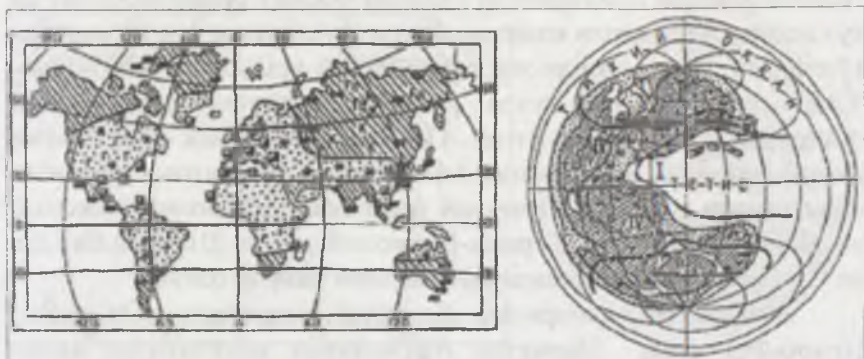
Жанубий арид камари эса Жанубий Американинг Олданд ва Педро-Фог ҳамда Марказий Африканинг континентал қизил рангли ётқизиклари тўпланган ҳавзаларини ўз ичига олгани. Ушбу арид камарлари орасида экваториал минтақада Жанубий Европа ва Хитойдаги каолинит ва бокситли нураш қобиклари ва боксит конлари жойлашган. Жанубий ва шимолий яримшарнинг юқори кенгликларида мўътадил иқлим ҳукмронлик қилган бўлиб, унда Печора, Марказий Сибир, Ҳиндистон, Мадагаскар, Австралия, Жанубий Америка ва Антарктида қумир ҳавзалари шаклланган.

**Триас** Ернинг максимал қуриган тропик иқлими ва арид галогенези кенг тарқалган даври ҳисобланади (қаранг:4.14, 4.12-расмлар). Арид зонаси Палеотетиснинг Панталаса қўлиғига параллел жойлашган бўлиб, Пангея-2 нинг марказий континентал қисмида қизил рангли карбонатлашган ётқизикларининг кенг арид минтақасига бирлашиб, Тинч океанигача чўзилган.

Саҳролар Шимолий Америка, Европа, Африканинг катта қисмини ва Жанубий Американи эгаллаган (4.17-расм). Галогенез Корат ва Сичуан ҳавзасида (Хитой), Шарқий Африка, Мадагаскар ва Жанубий-Ғарбий Европа ҳавзаларини тарқалган. Экваториал иқлим Алп, Кавказ, Помир тоғларидаги тўсиқ риф бўйича аниқланади.

**Эрта ва ўрта юрада** триаснинг қурғоқчил иқлими гумид иқлим эпохаси билан алмашинади. Бу тўғрида қумирли ётқизикларнинг кенг тарқалганлиги далолат беради. Галоген ётқизиклар Гондвананинг парчаланишидан юзага келаётган рифт

зоналарида: Шарқий Африканинг Сомали ва Мозамбик соҳилларида, Шимолий-Ғарбий Африканинг ҳозирги континентал этакларида, Шимолий Америка ва Марказий Атлантикада бурғилаш орқали урганилган.



4.17-расм. Ўрта-кечки триасда Ернинг материк яримшаридаги иқлимий зоналлик схемаси.

А - Н.А.Ясаманов, С.А.Ушаков, М.А.Жарков бўйича фиксистик асосда қўшимчалар билан.

Б – мобилистик асосда иқлим зоналиги (Л.П. Зоненшайн ва В.Е. Хаин бўйича геодинамик қайта тиклаш, қўшимчалар билан). Шартли белгилар 4.16-расмда берилган.

**Кечки юрада** иқлим аридлиги яна триасдаги иқлимни эслатади. Тетиснинг шимолий шельф денгизларидаги эвапоритлар нормал шўрликда ҳосил бўлган жинслардан тусиқ рифлари билан ажралиб туради. Бу рифлар Ўрта Осиёдан Эрон орқали Жанубий Европача чўзилган. Тетис эвапоритларининг жанубий камари Африканинг шимоли ва шаркида аниқланган. Уларни ажратувчи Тетис сувлари, эҳтимол, экваториал иқлим зонасида жойлашган. Лавразия ва Гондвананинг шимолий ва жанубий арид минтақалари, триасдаги каби, ғарбда тутшиб кетган ва яна ягона арид ўлкани ҳосил қилган ва унда гипсли континентал қизил рангли ётқиқиқлар тўпланган. Юқори кутб кенгликларда илик гумид иқлим ҳукмронлик қилган.

**Эрта бўрда** ҳам кечки юрадаги иқлим зоналиги ва чўкинди тўпланиш шароитлари хусусиятлари мавжуд бўлган. Пангея-2 нинг эрта юрада бошланган деструкцияси давом этган. Гумид экваториал иқлим минтақаси нотекис тарқалган бўлиб Жанубий Американинг ғарбий соҳиллари, Калимантана ва Суматра

ороллари кўмирли ётқизиклари ҳамда Марказий Африкадаги бокситлар бўйича аниқланган. Гумид ва тропик иклими камарлари жанубий ва шимолий яримшарда (Марказий Осиё, Шимолий Америка, Шимолий, Шарқий ва Жануби-Шарқий Осиё, Ҳиндистоннинг жанубий чети, Африка, Жанубий Америка, Австралия ва Антарктида) кўмирли ётқизиклар ва бокситлар бўйича ажратилади. Кечки бўрда мўътадил иқлим зонаси Евроосиё ва Шимолий Америка, Австралия ва Антарктидани ўз ичига олиб кенгайди. Экваториал гумид зонаси Марказий Африка ва Жанубий Африканинг шимолини эгаллайди. Ғарбда Тетис янги очилган Атлантика океани билан туташиб кетади (4.18-расм).

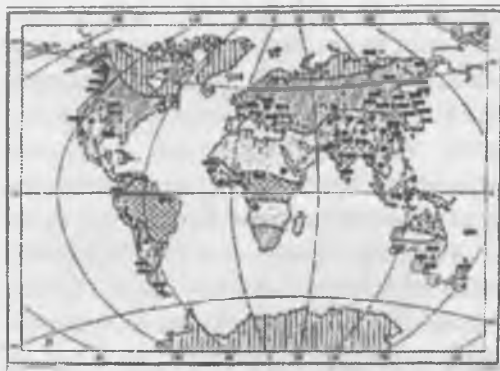


4.18-расм. Кечки бур охирида (маастрихт) Ернинг материк ярим шаридаги иқлимий зоналик схемаси. А-фиксистик асосда А.Б.Ронов ва А.Н.Балуховский бўйича; Б-мобилистик асосда (Л.П.Зоненшайн бўйича геодинамик қайта тиклаш, қўшимчалар билан). Шартли белгилар 4.16-расмда берилган. Троицкий В.И. (2005).

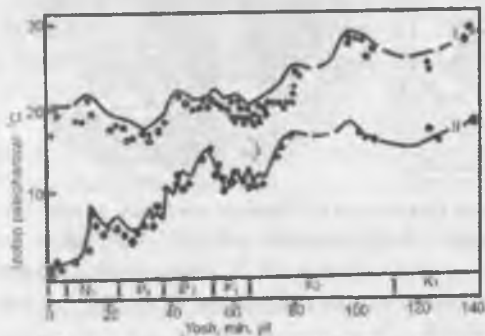
Эрта ва кечки палеогенда (палеоцен ва эоцен) кечки бўрдаги иқлим зоналиги сақланиб қолади. Ёш Атлантика, Ҳинд, Шимолий муз океанлари пайдо бўлган, Тетис эса денгиз шельфлари тизими орқали Тинч океани ҳамда Атлантика, Ҳинд, Шимолий муз океанлар билан туташиб кетган (4.19-расм).

Кечки эоценда жанубдан сурилиб келаётган парчаланган Гондванадан ҳосил бўлган янги Ҳинд-Австралия ва Африка континентал плиталари таъсирида Тетис океани ёпила бошлайди.

Бу олигоценда Тетис шельф денгизларининг регрессиясига олиб келган, Алп-Ҳимолай камари шакллана бошлаган. Бунда ички материк денгизлари Каспий, Қора, Ўрта Ер денгизлари - қолдик ҳавзалар сақланиб қолади.



4.19-расм. Эоцен охирида континентал яримшарда иқлим зоналлиги схемаси. А - фиксistik асосда А.Б. Ронов ва А.Н. Балуховский бўйича. Б - мобилистик асосда иқлим зоналлиги (Л.П. Зоненшайн ва В.Е. Хаин бўйича геодинамик қайта тиклаш, қўшимчалар билан). Шартли белгилар 4.16-расмда берилган. Троицкий В.И. (2005).



4.20-расм. Тинч океанининг тропик қисмида чуқур бургулаш кернларидаги микрофосилияларда кислороднинг изотоп таркибини таҳлил қилиш асосида бур ва кайнозойдаги юза ва туб сувларида ҳароратнинг тақсимланиши (Р.Доунглас, С.М. Савин, Ф.Вудрутф). I-планктон фораминифералар ва кокколитофоридлар таҳлилидан келиб чиққан юза сувларининг палеохарорати; II - бентос фораминифераларга асосланган туб сувларининг палеохарорати. (Троицкий В.И., 2005).

Литосфера юзасида эса Ернинг замонавий курунишини шакллантирган неотектоник босқич бошланган. Олигоценда иқлим кескин совуб кетган. Совиш Дунё океани сувлари юза ва туб оқимлари ҳароратининг пасайиши билан бирга кечган ва бу уларнинг табиати ва динамикаси ўзгаришига сабаб бўлган (4.20-расм). Экватордаги юза ва туб сувлари ҳарорати орасидаги фарк кечки бўрдан эоценгача деярли ўзгаришсиз қолган ва  $\approx 10^{\circ}\text{C}$  ни ташкил этган. Кескин фаркланиш кечки эоцен - эрта олигоцендан

бошланади ва кечки олигоценда ҳароратлар фарқи  $14-15^{\circ}\text{C}$  га етган. Ҳароратнинг кейинги пасайиши кечки плиоценда

кузатилади. Тўртламчи даврда ҳароратлар орасидаги фарқ  $25^{\circ}\text{C}$  га етади. Эҳтимол кечки плиоценда ҳозирги экватордан қутбларга қараб сув юзасида иссиқ оқимлар тизими шаклланган, улар чуқурликка тушиб қутб вилоятларидан қарши ҳаракатланувчи совуқроқ ва зичроқ туб оқимларини ташкил этган. Улар кислород ва карбонат ангидритга бойиган бўлиб, бу океан ботикликларида чуқинди тўпланиш геохимёвий вазиятининг ўзгаришига олиб келган (масалан, карбонат тўпланиш критик чуқурлигининг ўзгариши, темир-марганец конкрециялари, туб жинсларда темир-марганецли, фосфат-кобальтли қобиқлар ҳосил бўлиши). Иқлимий зоналлик янада контрастли бўлади.

**Неогенда** ҳароратнинг юқори контрастлиги экваториал камарда фаол бўғланиш, қутбларга қараб атмосфера ёғингарчилигининг иқлимий зоналликка мувофиқ экваториал тропик иқлимдан арид, гумид ва нивал зоналарга қайта тақсимланишини тақозо этган. Ёш баланд неотектоник тоғ қурилмаларининг шаклланиши атмосфера ҳаво массасининг циркуляциясига ва ёғингарчиликнинг қайта тақсимлашига сезиларли таъсир кўрсатган.

**Миоцендаги планетар миқёсдаги совуш** Антарктиданинг ажралиб қолишига ва унинг атрофида илиқ экваториал сувларнинг кириб келишига тўсқинлик қилувчи совуқ айлана оқимларнинг пайдо бўлишига олиб келган. Шунинг учун, континент музликлари Антарктидада миоцендаёқ пайдо бўлган. Шимолий яримшарда иссиқ ҳарорат Голфстрим туфайли сақланиб қолинган ва муз қопламаси шаклланиши фақат плиоцендагина содир бўлган.

Миоценда йилнинг фасллари ўртасида ҳароратнинг кескин ўзгариши кузатила бошланади, ўртача йиллик ҳарорат камаяди, ёғингарчилик ва атмосферанинг нисбий намлига ҳам пасаяди (қаранг: 4.12-расм). Натижада - арид зоналарнинг ўртача йиллик ҳарорати ҳаво қуруқлиги туфайли мезозой ва палеозойдагидан анча паст бўлади ва туз тўпланиши қурғокчил зоналарда ҳам паст ҳароратларда амалга ошади. Муқобили – ҳозирги Қорабўғозгўл бўлиб, унда Каспий денгизидан минерализацияси 13,2 ‰ бўлган сувлар кириб келганда ҳатто ҳарорат ( $-18^{\circ}\text{C}$ ) бўлганда ҳам мирабилит чўкмага утади. Миоценда фанерозойдаги галогенезнинг энг охириги чўққиси кузатилган ва у нафақат шимолий арид



зонасида (қаранг: 4.14-расм), Тетис билан боғлиқ бўлган реликт сув хавзаларида, Атлантика ва Ҳинд океанларида қайд этилади, балки куруклик окмас қўллари-ботикликларида ҳам учрайди.

Жанубий арид камарида (Африка жануби. Марказий Австралия, Жанубий Американинг ғарби ва жанубида) қизил ва чипор рангли юқори карбонатли гипсли ётқизиклар тўпланган. Экваториал камарда латеритли нураш қобиғи, латеритлар, қўмирли ётқизиклар шаклланган.

Плиоцен ва антропогенда иқлимнинг глобал совиши содир бўлган. У бир неча бор қисқа иссиқ даврлари билан алмашилиб турган (қаранг: 4.12-расм). Шунинг учун, муз босиш фазасида совуқ иқлим зоналари экваторга силжиган, музориалиғи фазаларида эса юқори кенгликларга кайтган. Денгиз ва континентал ўсимлик ва ҳайвонлар дунёси ҳам иқлим зоналари миграциясига мувофиқ силжиган ва чуқинди ҳосил бўлиш зоналиғи аралашиб кетган.

**Антропоген** иқлимнинг тез-тез алмашилиши ва контрастлиғи билан характерланади. Ҳароратнинг кескин контраст ўзгариши юқори ва ҳатто ўрта кенгликларда ҳам кузатилган. Музлик эпохалари музориалиғи эпохалари билан алмашиб турган. Табиийки, муз босиш эпохалари паст ҳарорат билан боғлиқ. Аммо кечки миоцен ва эрта плиоценга нисбатан муз қопламаси қалинлигининг ошиши ва майдонининг (қаранг: 4.12-расм) кенгайиши атмосферанинг юқори намлиғи билан боғлиқ бўлган. Шимолий яримшарда музликлар марказлари бўлиб музларининг қалинлиғи 3000 м га борган Канада ва Болтиқбўйи қалқонлар ҳисобланган. Сузиб юрувчи музлар Шимолий Муз океани ва унинг шельф денгизларини қоплаб олган. Шимолий яримшар материкларида муз босиш эпохаларида муз қопламаси чегараси Шимолий Америкада Буюк Қўллардан жануброққа ҳам тушиб келган, чунки уларнинг ботиклари музлар билан тирнаб ташланган. Евроосиёда муз босиш Лондон, Варшава, Киев, Воронеж, Об ва Иртишнинг қўшилиш кенгликлариғача етиб келган. Антарктида бутунлай муз билан қопланган. Евроосиё ва Шимолий Американинг шимолий чеккалариғача қалинлиғи бир неча юз метрга боровчи абадий музликлар вужудга келган.

Дунё океанининг гляциоэвстатик регрессияси ва трансгрессиясига муз босиш ва муз ориалиғи эпохаларининг алмашилиши

сабабчи бўлган. Муз босиш эпохаларида сувнинг улкан ҳажми музларда жамланган ҳамда океан сатҳи 100 м дан ортиқ пасайган, Дунё океанига қуюлувчи дарёлар, қуриб қолган шельфни қирқиб ўтиб чуқур дельталарни ҳосил қилган (фенлар, 3-бўлим). Музлик даврлари оралиқларида Дунё океани сатҳи тахминан 10м гача кўтарилган.

18-16 минг йиллар илгани бошланган сунгги фландр музоралиғи (замонавий) эпохаси гляциоэвстатик трансгрессиясида Дунё океани сатҳи муз қопламаси эриши ҳисобига 100-120м га кўтарилган. Гляциоэвстатик трансгрессия натижасида океanning сатҳи, қирғоқ чизиғи ҳолати ва соҳил чизиғидан билан биргаликда миграцияланган сувости дельталарининг ҳозирга ҳолати юзага келган.

**Седиментация эволюцияси** нефт геологияси, хусусан коллектор-жинслар (булакли, карбонатли, кремнеземли) ва флюид тўсувчи жинслар (гиллар ва тузлар), каустобиолитлар: нефт ҳосил қилувчи свиталар, ёнувчи сланецлар ва кумирли формациялар мисолида кўриб чиқилади. Кейингилари углеводород газлари генераторлари сифатида қаралади.

**Терриген чуқинди жинсларнинг шаклланиши ва эволюцияси** ювилиш ҳудудлари туб жинслари таркибининг эволюциясини, ва ювилиш ҳудудларидаги нураш жараёнлари ва чуқинди материалнинг седиментация ҳавзаларига ташилиши давомида терриген компонентларининг қайта ўзгариш даражасини энг аниқ акс эттиради.

Эрта архей кулранг гнейсларида циркон доналарининг топилиши ва эоархей денгиз катламларида метаморфизмга учраган турбидитларнинг мавжудлиги континентларда сувли муҳитда ташилиш мавжудлиги ва чуқинди материалнинг нисбатан чуқур сувли (2-3 км гача) шароитларда, эҳтимол, токонинентал поғона шароитларда тупланганлиги ҳақида далолат беради.

Энг қадимий булакли жинслар бўлиб эоархейда (азой, катархей, 4.6-расм) ривожланган грауваккалар ва уларнинг қадимий муқобиллари саналади. Уларнинг максимал ривожланиши архей эонида содир бўлиб, кайнозойга қараб аста-секин сусайиб борган. Протерозойда аркозалар, фанерозойда эса олигомиктли ва мономиктли кумтошлар жуда кенг тарқалган. Мономиктли кварц кумтошли жинслар архей эонида пайдо

бўлган. Уларнинг бўлакли жинслардаги миқдори (улуши) аста-секин ошиб борган ва фанерозойда максимумга эришган. Бу ҳақда, биринчи навбатда, кимёвий нураш жараёнлари эволюцияси (усиш суръатлари) ва ювилиш ҳудудларида чуқинди жинсларнинг ошиб борганлиги далолат беради. Бўлакли жинсларнинг улуши турли муаллифлар томонидан 12-20% деб баҳоланади.

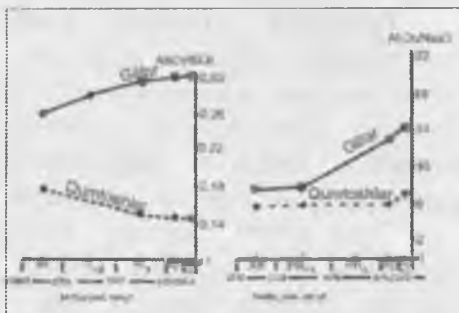
Эрта-урта протерозойда ювилиш ҳудудлари таркибида хали гранитоидлар ва ортогнейслар устивор бўлган. Кечки протерозойга келиб уларнинг улуши қадимий платформалар қалқонлари чуқиндилар билан қопланиши сабабли аста-секин камайиб борган (қаранг: 4.5-расм). Кейинги ҳолат чуқинди ҳосил бўлиш ҳавзаларига ташиб келтириляётган бўлакли материал таркибининг ўзгаришига сабабчи булган. Масалан эрта архейдан эрта протерозойгача кумтошлар таркибида темир, магний, натрий ва алюминий миқдори камайган (Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. бўйича).

Кечки протерозойдан бошлаб экзоген жараёнларда (нураш ва чуқинди ҳосил бўлиш) геохимёвий муҳитнинг ўзгариши туфайли (қаранг: 4.7-расм) бўлакли жинсларда геохимёвий дифференциация кучаяди:

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  қийматлари нисбати камаяди ва  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  қийматлари нисбати ошади (4.21-расм). Шундай қилиб, нураш қобиғида чуқинди моддалар дифференциацияси терриген жинсларнинг ташилиши ва чукмага ўтиши давомида алюмосиликатларнинг парчаланиши ҳисобига кварц билан бойиган.

Ювилиш ҳудудларида терриген жинсларнинг бир неча бор қайта

ётқизилишида архей ва протерозойда терриген жинсларнинг таркиби грауваккалар ва полимикт кумтошлардан фанерозойда олигомиктли ва мономинерал кварцли кумтошларгача ўзгаради.



4.21-расм. Чуқинди жинсларнинг юкорирок камолатли кимёвий дифференциациясини курсатувчи кумли ва гилли жинсларда  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  ва  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  нисбатининг ўзгариши (А.Б.Ронов, А.А.Мигдисов). В.И.Троицкийдан олинган (2005).



**Гиллар ва уларнинг метаморфлашган муқобиллари.** Стратисферанинг умумий таркибида уларнинг миқдори, турли муаллифлар маълумоти бўйича, 56 дан 82% гача боради ва улар стратисферанинг энг кенг тарқалган чўкинди жинслари ҳисобланади (қаранг: 4.6-расм).

Гилларнинг келиб чиқиши - кимёвий ёки терриген. Кимёвий келиб чиқишга эга гилларнинг минераллари – нураш қобиғидаги гидролиз маҳсулотларидир. Булар нураш қобиғининг қолдиқ жинслари- гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, камроқ хлоритли жинслар ҳисобланади. Терриген генезисдаги гиллар – нураш пўсти маҳсулотларининг қайта кўчириб ётқизилиши ва чўкинди жинсларнинг ювилишида ҳосил бўлувчи қайта ётқизилган гил минералларидир.

**Гидрослюда** гиперген бўлиши (нураш қобиғи), диагенез босқичида (1Мд, 1М модификацияси), катагенез (1М модификацияси), юқори ҳароратли метагенез, метаморфизм (2М модификацияси) босқичларида ҳосил бўлиши мумкин. Глауконит - чўкинди келиб чиқишга эга мусковит гуруҳидаги ягона минерал. У литоралдан четдаги эпиконтинентал денгизларда 100-200м чуқурликларда ва океанларнинг 300-500м чуқурликларида органик моддалар билан бойиган туб чўкиндиларнинг юза қисмида ҳосил бўлади. Оксидловчи-тиқловчи муҳит, илиқ семиарид иқлим, трансгрессия ривожланиши ва камолатга етган нураш пўсти, диагенезнинг икки босқичли ривожланиш кўрсаткичи ҳисобланади. Кечки протерозойда пайдо бўлган, чўкинди ҳосил бўлишнинг оксидловчи-тиқловчи муҳити шаклланишини кўрсатади. Эрта девондан бошлаб кенг ривожланган (қаранг: 4.7-расм).

**Каолинитлар** - гипергенез (нураш қобиғи), эпигенез (дала шпатларининг каолинлашиши) маҳсулоти.

**Монтмориллонитлар** - гипергенез (нураш қобиғи) ва денгиз ҳавзаларида пирокластик материалларининг галмиролизиди вужудга келувчи аутиген минераллар.

**Хлоритлар** - гипергенез (камроқ седиментацион хлоритлар ва магматик жинсларнинг нураш қобиғида), катагенетик ва асосан метаморфоген (магматик жинсларнинг гидротермал ўзгариши ва яшил сланецли босқичи) жараёнларида ҳосил бўлади.

Шундай қилиб, гилларни ва уларнинг метаморфик

мукобилларини ташкил этувчи асосий минераллар ҳам гиперген катагенетик, ҳам метаморфик келиб чиқишга эга. Шунинг учун ҳам гилнинг эволюциясини тўғри талқин қилиш учун гидрослюда энг афзал ҳисобланади. Чунки улар барча қайта ўзгариш босқичларидан ўтганда ҳам ўзгаришсиз қолади, фақат бир модификациядан иккинчисига ўтади, холос (1Мд-1м-2М1). Бундан ташқари, каолинит ва монтмориллонитларни қуриб чиқиш керак. Хлоритлар катагенез ва метаморфизмнинг энг ишончли кўрсаткичлари ҳисобланади. Гилларнинг минералогик ва кимёвий таркиби энг кўп маълумот беради.

Гилли жинслар таркибининг эволюцияси атмосфера, гидросфера ва биосферанинг таркиби, ювилиш ҳудудининг релефи, иқлим ўзгариши билан белгиланади. Минерал таркибининг қайта ўзгариши нураш қобиғидан бошланади. оқимнинг охирги ҳавзасигача ташилиш йўлида, диагенез ва катагенез босқичлари давомида то метаморфизмга қадар давом этади. Лекин гил материалларининг асосий минералогик ва геохимёвий тавсифи нураш қобиғида ювилиш ҳудудларидаги тоғ жинсларининг таркибига боғлиқ ҳолда, уларнинг ҳосил бўлиши ландшафт-иқлим шароитлари билан белгиланади.

Троицкий В.И. (2005) гилли жинслар таркиби эволюциясида тўртта асосий босқични ажратади.

**1. Протерозой босқичи.** Бунда гидрослюда, аралаш-қатламли гил минераллари ва хлорит устиворлик қилади. Ушбу рўйхатни каолинит ва монтмориллонит билан тўлдириш керак. Чунки, биринчидан, нордон жинслар нураш қобиғининг юқори камолати катта қалинликдаги кварц қумлари ҳосил бўлишига олиб келган. Бунда қумлар каолинит таркибли камолатга етган нураш қобиғининг ювилиши туфайли шаклланган, чуқинди ҳосил бўлиш геохимёвий муҳити оксидловчи бўлган (қаранг: 4.7-расм). Иккинчидан, гидросфера ишқорий характерга эга бўлган ва вулкан пирокластикасидан монтмориллонит ҳосил бўлган. аралаш-қатламли гил минералларнинг мавжудлиги монтмориллонит борлигидан дарак беради.

**2. Кечки протерозой (венд) – эрта палеозой босқичи** минера-логик таркибида хлоритлар улуши ошиб боради, глауконит пайдо бўлади. Сўнгги минералнинг пайдо бўлиши. байкал орогенези билан боғлиқ бўлиб, Ер юзасида метаморфик

қатламлар очилиб қолган ва 2000 м гача борадиган тоғ қурилмалари вужудга келган бўлиб, бу эрозия фаоллигини оширган, физик нураш жараёнлари кимёвий нурашдан устивор бўлган.

**3. Кечки палеозой босқичи.** Минерал таркибида гидрослюда микдори камаяди, монтмориллонит, аралаш-қатламли ҳосилалар, каолинит ва глауконит микдори ортади (қаранг: 4.7-расм).

**4. Мезозой-кайнозой босқичи.** Гил минералларнинг турлари ортади. Каолинит, монтмориллонит устиворлик қилади, турли модификациядаги гидрослюдадар ва аралаш-қатламли ҳосилалар мавжуд бўлади, глауконит микдори ошади, кайнозойда палигорскит ва сепиолит пайдо бўлади. Алпидларнинг фаол эрозияси бўлакли материаллар, асосан метаморфоген хлоритлар келтирилиши жадаллигини оширади, аутиген хлоритлар (лептохлорит, тюрингит, хлорит-монтмориллонит, корренсит ва бошқалар) пайдо бўлади.

Архейдан то мезозой-кайнозойгача экзоген жараёнлар геохимёвий вазиятининг ўзгариши туфайли (нураш ва седиментогенез) гилли жинслар таркибида геохимёвий дифференциация кучаяди, алюминий микдори ортади, кремнезем ва ишқорлар микдори камаяди (қаранг: 4.21-расм).

**Карбонат жинслар.** Қуйида карбонат жинсларнинг ҳосил бўлиши эволюцияси ва карбонатли жинсларнинг шаклланиши (асосан Троицкий В.И. (2005) бўйича баъзи қўшимчалар билан) ёритилади. Стратисферанинг умумий таркибида турли тадқиқотчилар бўйича уларнинг улуши 6 дан 29% гача боради деб тахмин қилинади. Карбонатли жинсларнинг генезиси - хемобиоген, кимёвий, биоген ва терриген.

Карбонат тўпланиш эволюцияси архейда, эрта ва ўрта протерозойда, асосан атмосфера ва гидросфера таркибининг ўзгариши билан боғлиқ. Кечки протерозойдан (венд) бошлаб карбонат тўпланиш эволюциясига биосфера эволюцияси муҳим таъсири кўрсатган (қаранг: 4.7-расм).

Карбонатли жинсларнинг манбаси бўлиб асосан Дунё океани сувлардаги кальций, магний катионлари ва карбонат ангидрид саналади (қаранг: 4.8-расм). Катионлар тоғ жинслари нураши жараёнларида ювилиш ҳудудларидан келтирилган, карбонат

ангидрит эса ерусти ва сувости вулканизм дегазациясидан ҳосил бўлган. Карбонатли жинсларнинг манбаси полиген.

Н.М. Страхов ва А.Б. Ронов бўйича энг қадимий карбонат жинслар хемоген доломитлар саналади (қаранг. 4.6-4.7-расмлар).

Карбонатли жинсларнинг эволюциясида куйидаги асосий босқичлар ажратилади:

1. Архей-эрта-ўрта протерозой (3.5-1.5 млрд.йил);

2. Кечки протерозой-рифей (венд) (1,5 млрд. йил + 0,57 млрд. йил);

3. Фанерозой (570 миллион йил - ҳозиргача).

**Архей - эрта протерозойга босқичи:** стратисферада 3,5 миллиард йилдан аввалги карбонатли жинсларнинг жуда камлиги (қаранг: 4.6-расм), афтидан, атмосфера таркибининг азот-аммиакли-карбонат ангидритли эканлиги (4.1-жадвал ) ва карбонатларнинг чўкмага ўтишига тўсқинлик қилувчи Дунё океани сувларининг нордон хлорид-карбонатлиги билан боғлиқ (қаранг: 4.7-расм). Строматолитларнинг пайдо бўлиши (3,5 млрд. йил олдин) прокариотлар<sup>5</sup> иштирокида кальций ва магнийнинг аллақачон минерал фазага ўтганлигидан далолат беради.

Атмосфера ва гидросферада карбонат ангидрит микдорининг доимий пасайиб бориши (Казанский Ю.П.) ўрта протерозойнинг охирига келиб денгиз шароитларида гумид иқлимда хемоген доломитларнинг чўкмага ўтиши хемоген оҳактошлар билан алмашишига сабаб бўлган. Хемоген оҳактошлар чўкмага ўтиши билан биргаликда асосан оҳактошлардан иборат бўлган биоген карбонатлар чўкмага ўтиши бошланади (қаранг:4.7-расм).

**Кечки протерозой-рифей (венд) босқичи.** Ўрта протерозой охирида бошланган биоген карбонатларнинг чўкмага ўтиши рифей (венд) охирига келиб ўз максимумига етади. Илик гумид иқлимда тузларнинг концентрацияси ортиши билан денгиз ҳавзаларидан оҳактошли жинсларнинг хемоген йўл билан чўкмага ўтиши ҳам сақланиб қолган. Хемоген доломитларнинг чўкмага ўтиши арид иқлимдаги денгиз ҳавзалари лагуналарига силжиган (қаранг: 4.7-расм) ва палеозойдан бошлаб улар 'вапоритларнинг

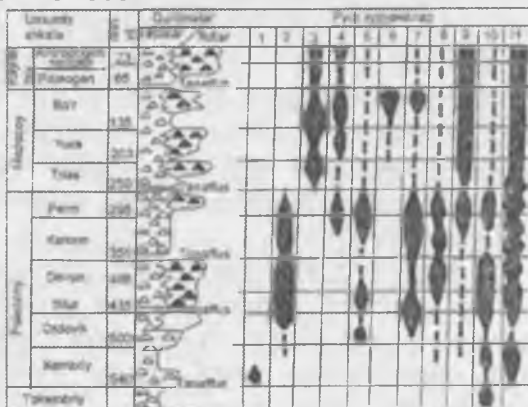
---

<sup>5</sup>\*эслатма. Прокариотлар бир хужайрали тирик организмлар бўлиб, ядро қобиғи бўлмаган бактериялардир.

ажралмас қисми бўлиб қолган.

**Фанерозой босқичи.** Кембрийдан карбонат қурувчи денгиз организмларининг ҳукмронлиги бошланади ва уларнинг биоген оҳақтошли жинслар тупланишидаги умумий массаси қуйидаги кетма-кетликда ошиб борган: археоциатлар → трилобитлар → брахиоподалар → строматопоралар → тўрт нурли маржонлар → фузулинидлар. Мезозой ва кайнозойда уларнинг ўрнини иккитабақалилар, гастроподалар, криноидеялар, олти нурли маржонлар, глабогериналар, кокколитофоридлар ва б.р эгаллаган.

Организмларнинг ҳар бир гуруҳида органоген оҳақтошларни шакллантирувчи фақат ўзига хос усули бўлган ва уларнинг таркиби карбонат тупловчи организмлар эволюцияси билан боғлиқ. Бунга ёрқин мисол бўлиб яқка карбонатли риф массивлари (тепаликлари) ва тусик рифларнинг эволюцияси саналади (4.22-расм). Масалан, риф ҳосил бўлишининг бутун тарихида биогерм ва риф қурилишида риф қурувчи организмлар ҳамжамиятига мувофик



4.22-расм Риф экологик гизими ва уларнинг фанерозойдаги эволюциясининг умумлаштирилган схемаси ((N P James) Риф қурувчилари таркиби 1- археоциатлар, 2-табуляталар, 3-олти нурли маржонлар, 4- саккиз нурли маржонлар, 5-булутлар, 6-рудистлар, 7- мшанкалар, 8-елкаёкли моллюскалар, 9-иккитабақали ва қоринёкли моллюскалар, 10-қук-яшил сув ўтлари (строматолитлар), 11-скелетли қизил рангли сув ўтлари Троицкий В И (2005).

олтита босқични ажратиш мумкин: токембрий - кўк-яшил сув ўтлари (строматолитлар); кембрий - қизил рангли сув ўтлари ва биринчи панжара тузувчилар - археоциатлар; ордовик-девон - ичакбушлиқлилар: табуляталар, тетракораллар (ругозалар), строматопоралар; карбон-перм - кўк-яшил сув ўтлари (строматолитлар), фораминифералар, мшанкалар, табуляталар, тетракораллар (ругозалар), қизил рангли сув ўтлари. брахиоподалар, криноидеялар; ўрта триас - бўр — олти ва саккиз нурли (гидроид) маржонлар, мшанкалар, қизил рангли сув ўтлари,

рудистлар, фораминифералар, гастроподалар, иккитабақали ва кориноёкли моллюскалар; кайнозойда - қизил рангли сув ўтлари, иккитабақали ва кориноёкли моллюскалар, олти ва саккиз нурли (гидроид) маржонлар. Риф қурувчиларнинг алмашилиши планетар микёсда кечган.

Риф қурувчилар тур таркибининг эволюцияси давомида биогерм ва риф қурилмаларни ташкил этувчи карбонатларнинг минералогик таркиби ҳам ўзгарган. Палеозойда кальцит ва магнезиал калцит, мезозойда магнезиал калцит ва арагонит (рудистлар, маржонлар), кайнозойда — арагонит устиворлик қилган. Риф қурилмалари атрофини биокластитлар шлейфи - тўлқинлар зарбаси остида бурдаланиш пайтида ҳосил бўлган бўлакли маҳсулотлар ўраб олган бўлади. Рифоген массивлар ва тўсик рифлари одатда шельфнинг континентал ёнбағрига туташган қошида, ювилиш ҳудудларидан терриген материаллар келтирилиши минимал бўлган жойларда ва дарё дельталаридан узоқда шаклланган.

Карбонат ётқизикларнинг ўзига хос хусусиятларидан бири бўлиб планктон тилласимон сув ўтлари-кокколитофориддарнинг ғилофларидан иборат бўлган ёзув бўрининг ётқизиклари (юкори бўр) мавжудлиги ҳисобланади. Тетис океанининг кечки бўр пелагик ёзув бўри чўкиндиляри 100-300 метр, эҳтимол, ундан ҳам чуқурроқда тўпланган, одатда Европада Англиядан Жанубий-Ғарбий Европа орқали Манғишлоқ, Эмба дарёсигача камар ҳосил қилиб чўзилган. Дунёнинг бошқа минтақаларида эса жуда кам тарқалган.

Карбонат тўпланиш эпохалари континетлардан ташиб келтириляётган терриген материаллар минимал бўлган, илик оранжерияли иқлим, атмосфера ва гидросферада карбонат ангидрит микдорининг юкори бўлишига хисса қўшган фаол вулканизм фаолияти кечган Дунё океанининг йирик эвстатик трансгрессияларига мос келяди. Ушбу ҳодисалавр йиғиндиси ордовик, кечки девон-эрта карбон, эрта перм, кечки юра-кеч бўр, ўрта палеогенда (эоцен) фитопланктонларнинг (озик моддалар массасининг ортиши) ва карбонат қурувчи организмларнинг гурқираб ривожланишини ва хемоген йўл билан карбонатларнинг чўкмага ўтишини таъминлаган (4.8,4.12,4.13,4.22-расмлар).

Ёши 4-3,5 миллиард йил бўлган силицитли (кремнийли)

жинслар катархейдан (эоархей) бошлаб учрайди, улар биоген ва хемоген генезисга эга бўлиб, кейинчалик иккиламчи кварцитларга айланиб кетган (4.6.-расм). Кремнийли тоғ жинслари (формация) энг кенг тарқалган. Темирли кварцитлар (жаспилитлар) архей эонидан маълум. Токембрийда иккита йирик кремний тўпланиш даврлари ажратилади: эрта протерозой ва кечки протерозой-венд-кембрий. Қуйи протерозой темирли кварцитлари (темир маъдани) барча континентларда аниқланган. Уларнинг улуши темир маъданларининг бутун дунё захирасининг 90% га тўғри келади.

Венд-кембрий кремнийли жинслари фтанитлар бўлиб, улар хемоген йўл билан ҳосил бўлган. Бу юпқа қатламли халцедон булиб, гилли ёки органик материалларнинг юпқа қатламчалари билан алмашиб ётади. Кўпинча фтанитларда кремнийли булутлар (спонголитлар) спикулалари топилган. Бу кремний-углеродли жинслар бўлиб, ванадий, титан, фосфор, марганец, хром, молибден, кумуш, мис ва олтин билан бойиган. Ер тарихининг бошқа стратиграфик поғоналарида бундай тоғ жинслари топилмаган. Биоген йўл билан тўпланган кремнийли жинсларнинг излари (кремнийли булутларнинг спикулалари) фақат кембрийдан бошлаб кузатилади (қаранг: 4.7-расм). Палеозойдаги асосий кремний тўпловчи ҳайвон организмлари - кремнийли булутлар, радиолярийлардир (кембрийдан маълум). Радиолярийлар ва булутлар чуқур сувли шароитида юпқа қатламли темирсиз яшмаларни шакллантирган. Улар асосан 50% дан ортиқ радиолярийлар скелетлари, камроқ ҳолларда булутлар спикулалари ва диатомий қолдиқларидан таркиб топган радиоляритларни шакллантирган.

Диатомли сувўтлари юрадан маълум. Кечки мезозойда улар журукликнинг чучук сувли ҳавзаларини эгаллаб олган. Уларнинг гуллаб-яшнаши кечки бўр – палеогенга тўғри келади. Диатомейлар денгиз, камроқ қўл ётқизикларини ташкил этади, ушбу жинсларнинг 50% дан ортиғи диатомий қобиқчаларидан иборат бўлиб, палеоген, неоген ва тўртламчи даврларида учрайди. Фанерозойда кремнеземнинг кимёвий чўкмага ўтиши фақат океан туби тоғ тизмалари спрединги камарида чуқур сувли гидротермал зоналарда содир бўлган.

Эвапоритларнинг (тузли ётқизиклар) чўкмага ўтиши фақат арид иқлим шароитларида денгиз сувларининг буғланиши туфайли

намакобга айланишида амалга ошган. Сувда эриган катион компонентлар (кальций, магний, натрий, калий) ювилиш худудларидаги тоғ жинсларнинг нураш жойлардан келган, анионлар (хлор ва гидрокарбонат-ион) эса вулканоген келиб чиқишга эга. Сульфат-ионлар олтингугуртли вулкан газларининг атмосфера кислороди билан оксидланиш натижасида денгиз сувларида пайдо бўлади. Бу жараён дастлаб архей зонида сув буғининг фотодиссоциацияси давомида ҳосил бўлган кислород ҳисобига юз берган, афтидан, архей-эрта протерозойга келиб атмосфера таркибидаги ҳали оксидланиб улгурмаган олтингугурт газлар мавжуд бўлганда (Ю.П. Казанский бўйича) кечган (қаранг: 4.1-жадвал). Дунё океани сувлари фақат кечки протерозойга келиб хлорид-сульфат таркибига эга бўлган. Бунда атмосфера кислород-карбонат ангидрит-азотли бўлган (4.1-жадвал) ва жуда кўп кислород сув ўтларининг фотосинтези туфайли вужудга келган. Бу кислород олтингугурт газларини сульфат-ионгача оксидлаган (қаранг: 4.7-расм) ва фақат кечки протерозойда (ўрта-кечки рифейда) сульфатли эвапоритларнинг чуқмага ўтиши учун шароит яратилган. Чунки Дунё океани сувларининг таркиби ҳозирдагига яқин бўлган. Ҳавза сувларининг буғланиши натижасида минерализациясининг ошиб бориши давомида тузларнинг кетма-кет чуқиши содир бўлган: кальцит (доломит) - гипс (ангидрит) – галит – силвин – карналлит ва шунга мос равишда хемоген оҳақтошлар, доломитлар, сульфатли тузлар (гипс, ангидрит) натрий ва калийнинг хлоридлари ҳосил бўлган.

Жойлашиш характери бўйича эвапорит ҳавзалари икки гуруҳга бўлинади: денгиз билан алоқаси чекланган нормал шўрликдаги эвапорит ҳавзалари ва кўл эвапорит ҳавзалари.

Ер тарихида туз тўпланишининг бир неча эпохалари ажратилади. Биринчи доломит-сульфатли қатламлар кечки протерозойда пайдо бўлган. Фанерозойда М.И.Страхов ва В.Тиссот томонидан қуйидаги туз тўпланиши эпохалари ажратилади: палеозой - эрта кембрий - сульфат-хлоридли; ўрта - кечки девон - сульфат (глауберит-гипсли) - хлоридли; перм (қўнғур асри) - галит ва калий хлорид тузлари билан калий сульфатли, максимал сульфат-хлоридли: мезозой: триас – кечки юра - эрта бўр - бишофит ва тахгидритли сульфат-хлоридли: кечки бўр - кайнозой хлорид-карбонатли (содали) ва миоценда мессин максимумига етган (4.14-расм).

Шундай қилиб, денгиз эвапоритларининг кайтмас



эволюцияси тузларнинг минерал таркиби ўзгариши билан қайд этилади. Масалан, кечки рифей учун доломит-сулфатли эвапоритлар характерли. Палеозой цикли учун кембрийда сулфат-хлоридлидан (гипс-галитли) кечки пермдаги сулфатли (калий тузлари билан глауберит-гипс) в агалит-силвин- карналитли хлорид тузлар характерли. Калий тузларининг мавжудлиги туз тупловчи ҳавзаларнинг максимал қуюқланишидан (метаморфизми) далолат беради. Мезозой цикли учун бишофит ва тахгидритнинг пайдо бўлиши характерли ҳисобланади.

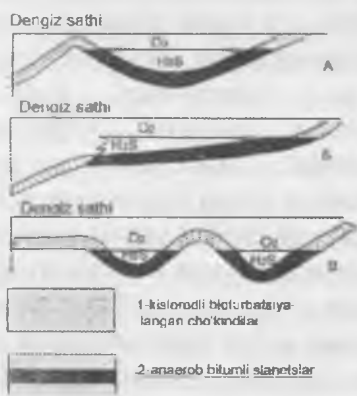
Кечки бўр-кайнозой циклида палеоген хлорид-карбонатли (содали) эвапоритлар пайдо бўлиб, туз тўпланиш қалинлиги 2-3 км гача ва ҳажми  $0,8$  дан  $1,2 \times 10^6 \text{ км}^3$  гача борадиган Мессин максимуми билан характерланади ҳамда бу эвапоритларнинг ҳажмини бутун палеозой цикли эвапоритлари ҳажми билан таққослаш мумкин.

Ер тарихида эвапорит эволюциясининг якуни бўлиб, миоцендан антропогенгача континентал кул ҳавзаларида арид ва семиарид иқлимларда эвапорит тўпланишининг кенг минерал спектрлилиги: карбонатлидан (сода, термонатрит, трона), сулфатли (гипс, астраханит, мирабилит, эпсолит, глауберит, тенардит) хлоридлигача (галит, бишофит, гидрогалит) тузлар тўпланиши саналади. Континентда чуқинди ҳосил булишнинг бош сабабчиси, афтидан, олигоценда бошланган кескин умумпланетар совиш ва атмосферанинг қуриши саналади. Бунда континентлар устида ҳаво массаси оқимлари циркуляциясини ўзгартирган баланд алпид тоғларда ёғингарчиликнинг қайта тақсимланиши ва иқлимнинг қуруқлашиши муҳим рол ўйнаган. Кечки эоценда бошланган Африка, Ҳинд-Австралия ва Арабистон литосфера плиталарининг Евроосиё плитаси билан тўқнашуви структуравий планнинг қайта қурилиши, қадимий Ер ёриқларининг қайталашиши ва янгиларининг пайдо бўлиши туфайли Тиён-Шон ва Олтойнинг тоғоралиғи ботикликларида чуқурлик намакобларининг Ер юзасига чиқиши сулфат-хлоридли тузлар (глауберит – тенардит, гипс, галит) тўпланишига ўз ҳиссани қўшган. Континентал галогенезда калий тузларининг йўқлиги, эҳтимол, ювилиш ҳудудларидаги тоғларнинг фаол ўсиши туфайли кимёвий нураш жараёнларининг сусайиши нураш маҳсулотларидан калийнинг чиқиб кетишига имкон бермаган.

**Каустобиолитлар** - геологик ва геохимий омиллар таъсири остида ўсимлик ва ҳайвон қолдиқларининг қайта ўзгариш маҳсулотлари - органик моддаларга бой жинслардир. Седиментация шароитлари бўйича чўкинди ҳосил бўлишига сингенетик (бир вақтда) бўлган каустобиолитлар (торф, кўмир, сланецлар) ва миграцион табиатга эга бўлган нефт каторидаги эпигенетик каустобиолитлар ажратилади.

Энг қадимий каустобиолитлар бўлиб куйи протерозойнинг метаморфик жинслари - таркибида 20% гача углерод бўлган шунгит<sup>6</sup> саналади (қаранг: 4.7-расм). Улар чўкинди, вулканоген-чўкинди ва вулканоген ётқиқлар таркибида стратификацияланган қатламлар тарзида учрайди. Улар, афтидан, хемоген-биоген-чўкинди генезисга эга. Органик моддалар манбаси - эрта протерозойдаги анаэробли бактерияларлар (архей) ва эрта протерозойдаги фитопланктон (яшил ва кук-яшил сув

утлари) саналади. Шунгитлар, эҳтимол, метаморфизмга учраган ёнувчи сланецлардир. Ёнувчи сланецлар майда заррали гилли, карбонатли ёки кремнийли ёнувчи жинсларга мансуб бўлиб, уларнинг таркибида сапропел каторидаги органик моддалар (кероген) миқдори 10-80% га боради (Клер В.Р. 1986). Келиб чиқиши бўйича улар кўл, денгиз ва океан туркумларига ажратилади. Органик моддалар манбаси зоо- ва фитопланктон бўлиб, камроқ миқдордаги эзилган бентос (ҳавза туби организмлари) ва баъзи нектон организмларининг қолдиқлари (суяк, балиқ тангачалари) учрайди. Қуруқлик яқинида ўсимлик дегроти кузатилади.



4.23-расм. Шельфда ва ички денгизларда битумли сланецларнинг тулланиш модели (A.Hallam, M.J. Bradshaw).

A - ярим чекланган ҳавзалар; B - саёз ички шельф денгизи саёзлиги; B - шельф денгиздаги ботикликлар.

Катта ҳажмдаги органик модданинг кўмилиши, унинг

<sup>6</sup> \* эслатма. Номи Карелия яқинидаги Шунга қишлоғи бўйича берилган

кислородсиз муҳитда, водородсулфидли шароитда тўпланганидан далолат беради. ( 4.23-расм).

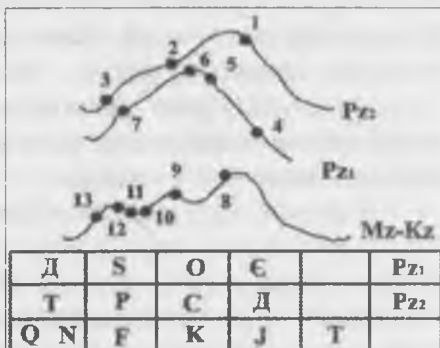
Битумли сланецларнинг олти глобал (умумпланетар) тупланиш давлари ажратилади. Сланецлар ҳосил бўлиши Дунё океани сатҳининг эвстатик трансгрессиялари билан боғлиқ бўлиб, терриген материаллар камрок келиб тушадиган оранжерияли иссиқ иқлим, органик моддалар тупланиши ва сақланишига ҳисса қўшувчи планктон организмларнинг алмашилиши билан бирга кечган (4.13, 4.15, 4.24-расмлар).

**Венд-кембрий, ордовик-силур ва кечки девон – эрта карбон эпохалари** протерозой фитопланктонларини (яшил ва қўқ-яшил сув ўтлари) мерос қилиб олган, зоопланктонлар: радиолярийлар, фораминифералар, граптолитлар, конодонтлар ҳисобига кенгайди.

Кечки карбон-перм эпохаларида ёнувчи сланецлар материкларнинг қўл ҳавзаларида тўпланган.

Мезозойда океан сланецли ҳавзалари пайдо бўлади. Мезозойда жинс ҳосил қилувчи фитопланктон таркиби ҳам алмашинади.

Юрада динофлагелатлар (бир хужайрали сув ўтлари), бўр даврида эса диатомий ва кокколитофоридлар пайдо бўлди. Палеоцен-



4.24-расм. Фанерозойдаги йирик ритмларда юқори битумли қатламларнинг тутган ўрни (В.Д. Наливкин бўйича қўшимчалар билан).

1 - Россия платформаси доманикитлари (юқори девон); 2 - кендерлик сланецлари (юқори карбон); 3-перм битумли мисли сланецлари (Ғарбий Европа); 4 - куонам свитаси (юқори ва қуйи кембрий чегараси); 5 - диктенли сланецлар (қуйи ордовик); 6 - кукурск сланецлари (ўрта ордовик); 7-граптолитли сланецлар (силур); 8 - баженитлар (бажен свитаси, юқори юра-берриас, Ғарбий Сибир); 9 - Турон ёнувчи сланецлари (юқори бўр); 10-палеоцен турон ёнувчи сланецлари (Афғон-Тожиқ ботиклиги); 11- ўрта эоцен турон ёнувчи сланецлари (Сирдарё ҳавзаси, Қизилқум); 12 - Шимолий Кавказ эоценнинг кум свитаси; 13-олигоценнинг менилитли сланецлари (Карпат).

миоценда диатомий ва кокколитофоридлар мерос бўлиб сақланиб қолади, лекин фораминифералар комплексларида алмашиш содир бўлади, ҳайвон (суяклар, балиқлар тангачалари, балиқ тишлари) ва ўсимлик детрити учрайди. Ёнувчи сланецларнинг характерли хусусияти бўлиб улар таркибида ванадий, уран, молибден, рений, селен, нодир элементлар, кумуш, олтин ва бошқа металлларнинг миқдори юқорилиги саналади.

Таркиби ва генезиси бўйича ёнувчи сланецларга Россия платформасининг нефт манбаи ҳисобланувчи юқори девоннинг доманикитлари яқин туради. Нефт яратувчи бўлиб Шимолий Кавказдаги ёнувчи сланецларга эга бўлган майкоп свитаси, Ғарбий Сибирнинг сингенетик нефтга эга бўлган (ин сити<sup>7\*</sup>) баженитлари (юқори юра-берриас баженов свитаси), органик моддалар миқдори 20% гача борувчи Сахалиннинг миоцен пеланг свитаси кремнийли гиллари ҳам саналади.

4.13, 4.14, 4.15, 4.24-расмларни ўзаро солиштирганда шу маълум бўладики, нефт яратувчи қатламлар ва ёнувчи сланецлар синхрон, чунки ёнувчи сланецлар нефт яратувчи қатламларда жойлашган, яъни уларнинг таркибига киради. Уларнинг биргаликда тўпланиши нефт чиқарувчи қатламлар ва ёнувчи сланецлар шаклланиши учун қулай бўлган Дунё океани глобал трансгрессияси билан боғлиқ. Нефт яратувчи қатламлар ва ёнувчи сланецларда органик моддалар тўпланиши нафақат Дунё океани глобал трансгрессияси билан боғлиқ, балки уларга синхрон бўлган атмосфера ва гидросферага вулканоген материал (карбонат ангидрит, кремнийли пирокластика) етказиб берувчи сувусти ва сувости вулканизми билан ҳам боғлиқ бўлиб, карбонат қурувчи ва кремнийли зоо - ва фитопланктон ривожланишини рағбатлантирган. Улар эса қумилиб, нефт яратувчи қатламлар ва ёнувчи сланецларни ҳосил қилган. Эвстатик трансгрессия ва фаол вулканизм эпохалари эса орогенез билан бирга кечган чуқурлик геодинамик жараёнларининг Ер юзасида акс этиши бўлиб ҳисобланади (4.8, 4.13, 4.14, 4.24).

Ёнувчи сланецлар водород миқдорининг 7-10% гача борувчи юқори кўрсаткичи ва учувчи компонентлари юқорилиги (90%) билан характерланади. Эоцен Грин-Ривер формацияси (АҚШ)

---

<sup>7\*</sup> эслатма: in situ - ўз жойида ҳосил бўлган деган маънони англатади.

ёнувчи сланецлари таркибининг эмпирик формуласи -  $C_{215}H_{330}N_5S$ . Ёнувчи сланецлар водород миқдорининг юқорилиги ва карбонизацияси даражасига кўра асфалт ва асфалтитларга яқин.

Типик ёнувчи сланецлар суст ўзгарган қатламларга хос бўлиб, улар диагенез ёки эрта метегенез босқичларини ўтган ва ҳарорати  $125^{\circ}C$  дан ортиқ бўлмаган чуқурликларда ҳосил бўлган. Нефть чиқарувчи қатламлар ва ёнувчи сланецлар ўхшаш шароитларда шаклланган, улар орасида генетик ва геохимёвий фарқ йўқ (Куделский А.В., 2013).

Ёнувчи сланецларнинг энг бой ва энг типик вакиллари дан бири Болтиқбўйи сланецли ҳавзасида тарқалган (Эстония ва Ленинград вилояти) кукерситдир (ордовик-силур). Кукерситда эркин углеводородлар ( $C_7$ - $C_{33}$ , параметр  $C_1$ ) мавжуд эмас. Сланецларни қуруқ ҳайдашда (ҳарорат  $429^{\circ}C$  даги пиролиз) углеводородларнинг чиқиши сланецли смола (кероген, параметр  $C_1$ ) 304 мг/г ёки 304 кг/т бўлади. Бу уларнинг юқори нефть чиқариш имконияти ҳақида далолат беради (Куделский А.В., 2013). Оддий ҳисоб-китобларнинг курсагишича, кукерситларнинг органик моддалари маҳсулдорлиги сланецли смола чиқиши билан энг маҳсулдор нефть яратувчи жинсларнинг солиштирма маҳсулдорлигидан ўн марта кўп ( $20 \text{ кг/м}^3$ , Ларская, 1987). Барча келтирилган маълумотлар, афтидан, ёнувчи сланецлар ўзининг нефть чиқариш имкониятини тўлиқ ишлатмаган, деб тахмин қилишга асос бўлади.

**Фаол кўмир тўпланиши** Дунё океани эвстатик трансгрессиясига: ўрта-кечки карбон, кечки перм, эрта-ўрта юра, эрта бўр, палеоцен-эоцен, миоцен мос келади. Кўмир ҳосил бўлиши ўрта девондан бошланган. Бунда биринчи марта қуруқликка чиққан ўсимликлар (псилофитлар) Ер тарихида энг қадимги майда кўмир конларини шакллантирган. Девондан ҳозиргача кўмир ҳосил қилувчи ўсимликлар дунёси бир неча бор алмашган ва улар бўйича кўмир тўпланиш эпохалари ажратилади (қаранг: 4.14-расм). Ҳар бир эпоха ўзининг кўмир ҳосил қилувчи флора комплекси ва кўмилиш шароитларига эга.

Карбонда кўмир тўпланиш дарахтсимон папоротниклар, лепидоденд-ронлар ва каламитлардан иборат ўсимлик қопламасининг кўмилиб кетиши ҳисобига юзага келиб, иккинчи даражали трансгрессия ва регрессияларнинг алмашилишида

куруқлик ва денгиз чегарасида паралитик кўмир тупланиши устиворлик қилган. Карбон охирида очик уруғли кордаитлар пайдо бўлган.

Пермда денгиз соҳилбўйи (паралитик) кўмир тупланиши билан бир қаторда ўсимлик қоплами янги континентал районларни забт эта бошлайди. Очик уруғли кордаитлар, гинкголи ва игнабарглилар гуллаб-яшнаган.

Эрта-ўрта юра ва эрта бўр кўмир шаклланиши эпохасида ўртача намликдаги тупрокда ўсишга мослашган мезофитли флора ривожланган. Бу муътадил иқлим ўсимликлари - ёпикуруғлилар - саго, секвойалардир. Улар сақланиб қолган папоротникли флорани гулдирган. Мезофитли флора континентларнинг ичига кириб бориб, тоғоралиғи ва рифт водийларини эгаллайди. Эрта бўрда ёпик уруғли ўсимликларнинг пайдо бўлиши барг ташловчи флора – ҳозирги олха ва осиналарнинг аجدодлари ривожланишини таъминлаган. Бўр даврида игнабарглилар ва гуллилар ҳукмронлиғи бошланади. Гуллилар кайнозойда континентларнинг ичкарасига кириб боради, аммо соҳилбўйи ҳудудларида кўмир тупланиши ўз аҳамиятини сақлаб қолади.

Фанерозойда олтита кўмир тупланиш эпохалари ажратилади (қаранг.: 4.14-расм). Уларда кўмирнинг қуйидаги ҳажмдаги захиралари шаклланган: карбон – Дунё захирасининг 13%, перм - 30%, юра - 12%, бўр - 15%, кайнозой (палеоген - неоген) - 25%, жами - дунё захирасининг 95%.

Дастлабки қалин қатламли кўмир тупланиши Дунё океанининг эрта-ўрта карбон эвстатик регрессиясига мос келади (4.13, 4.14, 4.15-расмлар). Геологик тарихда у кечки карбон-эрта перм эвстатик регрессияси билан алмашган бўлиб, кечки карбон - эрта перм нефт яратувчи қатламларини шакллантирган. Геологик вақтнинг мезозой - кайнозой оралиғида шундай асинхронлик сақланиб қолинган - кўмир қатламларининг тупланиши нефт ҳосил қилувчи қатламларнинг шаклланишига олиб келган. Бу органик ўсимлик билан бойиган кўмир қатламлари (ҳосилалар) катагенез босқичида маҳсулдор горизонтлар шаклланиш вақтида катта миқдорда куруқ газни ишлаб чиқарган. Ўсимлик детрити билан паралитик қатламлар айниқса бойиган бўлиб, кўпчилик ҳолларда сувости делталарида жойлашган. Аммо сувости делталарида гумусли ўсимлик детритларидан бошқа фито-

зоопланктоннинг йирик массаси ҳам қўмилиб кетади.

Шундай қилиб, нефт ишлаб чиқарувчи қатламлардан стратиграфик пастда ётувчи қўмир қатламлари нефт яратувчи ётқиқиқлар учун углеводородларнинг қўшимча манбаси бўлиб ҳисобланади ва уларнинг углеводородлилиқ имкониятини оширади. Шунинг учун ҳам, эҳтимол, суюқ ва газсимон углеводородларнинг дунёдаги энг йирик заҳиралари юқори палеозой ва мезокайнозойнинг нефт ва газ ишлаб чиқарувчи қатламлари билан боғлиқлиги бежиз эмас. Бунга мисол бўлиб Амударё, Фарғона, Ғарбий Сибир, Шимолий денгиз, Днепер-Донецк хавзалари ва б. саналади.

Ернинг ташқи қобиклари ва иқлимнинг эволюцияси чўкинди ва жинс ҳосил бўлиш (литогенез) эволюциясини ва литогенез жараёнларида табиий-тарихий, генетик боғлиқ чўкинди жинслар қатламларини (чўкинди формацияларни) шакллантирган. Улар Ернинг геологик ривожланиш тарихида геохронологик тартибда бир-бирини қарисидан ёшига қараб даврий равишда алмаштирган. Яъни чўкинди тупланиш эволюцияланган (доимо ривожланиб ва ўзгариб борган). Улар табиий-географик ва геохимёвий шароитлар ва органик дунёнинг эволюциясига яқиндан боғлиқ бўлган. Чўкинди материаллар ювилиш ҳудудларида, ташилиш йўлларида, седиментация хавзаларида қўмилишида ҳаракатланган. Континентларда, континентал поғонанинг соҳилбўйи сув хавзаларида, абиссал ботикликларда, Ўрта океан тизмалари рифт зоналарида ва Дунё океани қобиғининг субдукция зоналарида чўкмага ўтган. Чўкинди ҳосил бўлишнинг ҳар бир эволюцион босқичида шаклланаётган формация таркибида янги сифат ўзгаришларини келтириб чиқарган. Чунки шаклланувчи формациялар таркибидаги янги сифат ўзгаришларининг кетма-кет ривожланиши ва у-ёки бу белгилар янги чўкинди жинслар ёки фойдали қазилмалар шаклланишига олиб келган. Демак, ювилиш ҳудудларида чўкинди материалларнинг мобилизацияси жараёнлари янги сифат асосида даврий равишда ўзгариб (эволюцияланиб) борган. Масалан, жеспилитлар (темирли кварцитлар) фақат архей ва протерозойда; яшмалар палеозойда; опокалар ва ёзув бўри мезозойда; диатомитлар кайнозойда ҳосил бўлган; континентал галогенез эса фақат миоценда бошланган. Бунга характерли мисол бўлиб факаггина кечки бўрда ҳосил

булган ёзув бўри ётқиқиқлари саналади, ваҳоланки уларни ташкил этувчи тилларанг кокколитофорид сув ўтлари кембрийдан бошлаб маълум эди.

Планетар миқёсда Ернинг қадимий даврлардан бошлаб то ҳозирги кунгача хемоген чуқинди тўпланиш миқдори камайиб ва биоген седиментация миқдори ошиб бориши кузатилади. Биоген седиментация эволюцияси муносабати билан фауна (масалан, риф курувчилар таркибида) ва юқорида таърифланган кумир ҳосил қилувчи флора таркибида ўзгаришлар содир бўлган.

Стратисфера таркибида кембрийдан бошлаб, антропогенгача чуқинди жинслар ва уларнинг метаморфик муқобилларидан иборат булган ювилиш ҳудудларининг майдони ошиб борган. Шунингдек, чуқинди жинсларнинг ҳажми ва мутлоқ массалари ҳамда уларнинг бурдаланиш маҳсулотларини янгидан ҳосил бўлаётган чуқинди жинслардаги улуши ҳам кўпайган. Кейингилари неотектоник босқичга (олигоцен – антропоген) айниқса характерли бўлиб, литосферанинг ҳозирги гипсометрик юзаси шаклланган. Бунда бутун Ер тарихидаги континентларда энг баланд алпид тоғ тизмалари ҳосил бўлган. Дунё океанининг эволюцияси 7000 дан (чуқур сувли новлар) 11000м гача (Мариана ботиклиги – 11022м) етган чуқур океан ботикликлари ҳосил бўлишига олиб келган. Континентлар ва Дунё океани гипсометрик белгилари орасидаги фарк 19000-20000м га етган. Бу эса рельефнинг юқори энергиясини таъминлаган, эрозиянинг ошиши ва континентлардан терриген гравитацион оқимларнинг Дунё океанига келиб тушишига ва шиддатли седиментация содир бўлишига сабабчи булган. Фақат неогенда (қаранг:3.4-бўлим) токонтенинтал босқичда тўпланган терриген чуқиндилар танасининг қалинлиги ўртача 10-12км га ва максимал қалинлиги эса 18-20 км га боради (Мурдмаа, 1987). Улар, асосан, сувости делталари ва чуқур канонларнинг чуқиндиларидан иборат. Континентлардаги тоғоралиғи ботикликларда олигоцен-антропоген континентал қизил рангли молассларининг қалинлиги 7000м дан (Фарғона) - 10000м гача (Афғон-Тожиқ депрессияси) етади.

### ***Назорат саволлари:***

1. Н.М. Страхов буйича Ернинг геологик тарихида чуқинди ҳосил бўлиш эволюциясининг асосий босқичларини айтиб беринг.
2. Қайси геологик вақтларда органик дунё материклар



юзасини ўзлаштириш имкониятига эга бўлган ва бу қандай ҳодисалар натижасида вужудга келган?

3. Қайси геологик вақтларда органик дунё қуруқликқ чиққан ва бу нима билан тасдиқланади?

4. Ер юзасидаги ҳозиргига ухшаган иқлимий зоналик қайси геологик вақтларда узил-кесил шаклланган?

5. Нефть ҳосил қилувчи свиталар тупланишининг қанақа эпохаларини биласиз, улар кўмир тупланиш эпохалари билан қандай боғланган?

6. Қадимий палеоиклимнинг қандай литологик аломатлари бор?

7. Ернинг ривожланиш неотектоник босқичида қандай глобал геологик ҳодисалар содир бўлган ва бўлмақда?

### **5-боб. Диагенез – бўшқоқ чуқиндиларнинг чуқинди жинсларга айланиш босқичи**

#### **5.1. Гумид ва океан чуқиндиларининг субаквал диагенези**

Диагенез атамаси (юнонча dia-ҳаракатнинг якунланганлигини англатади, genesis -яратилиш, пайдо бўлиш) немис геологи В.Гюмбел томонидан 1888 йили таклиф этилган.

Диагенез деб чуқинди юзасидан пастда чуқинди бўлақларга таъсир килувчи физикавий ва кимёвий жараёнларнинг биргаликда кечишига айтилади. Бўлақли, кимёвий ва биокимёвий йўллар билан чуқмага ўтган материаллардан ташқари чуқиндида кислород, темир, марганец, кремний гидрооксидлари эритмалари ҳамда бактериялар ва органик моддалар бўлади. Шундай қилиб, чуқинди кислородли бирикмалардан иборат, яъни темир, марганец ва бошқа элементларнинг оксидли ва гидрооксидли бирикмаларининг тикланиши кечадиган мураккаб мувозанатланмаган кўп компонентли тизим бўлиб, турли хил ўзгаришлар кечади. Диагенезда чуқиндининг янги муҳитда физик-кимёвий шароитларида мувозанатга келиши амалга ошади.

Диагенез босқичида чуқиндининг зичлашиши, намлигининг камайиши гил эритмаларидан янги минералларнинг ҳосил бўлиши, муайян минералларнинг эриб кетиши ва бошқаларининг ҳосил бўлиши, чуқиндида моддаларнинг қайта тақсимланиши

жараёнлари кечади. Янгидан ҳосил бўлган минераллар *аутиген*, ташқаридан ташиб келтирилганлари эса *аллотиген* деб аталади.

### Эрта диагенез.

Оқимнинг охириги сув ҳавзаларидаги бушоқ чуқиндилар юқори ғовакликка (80% гача) ва кичикроқ зичликка (1,4-1,5 г/см<sup>3</sup>) эга, таркибида 80-90% гача сув бўлади.

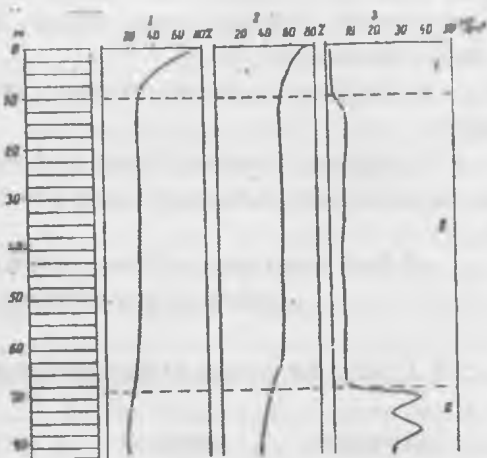
#### Чуқиндилар

терриген, биокимёвий ва кимёвий йўллар билан чўкмага ўтган заррачалардан таркиб топган бўлади. Уларни тўйдирувчи сувлар маълум миқдорда кислород, темир ва марганец гидрооксидлари, кремнезем, органик моддалар ва тирик бактерияларга эга бўлади. Сув таркиби деярли седиментация ҳавзаси туби сувларидан фарқ қилмайди ва одатда карбонатлар, фосфатлар, кремнезем билан тўйинмаган бўлади.

#### Чуқиндиларни

"мувозанатга келишида" кўмилган седиментацион ва тирик (бактериялар) органик моддалар (ОМ) миқдори ва сифати, ил сувларининг кимёвий таркиби ҳамда уларда эриган газлар таркиби

етақчи аҳамиятга эга. Улар геохимёвий (Eh, pH қийматлари) вазиятларни юзага келтиради, демакки физик-кимёвий, кимёвий жараёнлар кечишини назорат қилади (5.1. расм). Ил сувларида



5.1-расм. Литификация жараёнида гилли ҳосилалар физикавий-кимёвий ҳоссаларининг ўзгариши (И.Г.Коробанов ва б., 1965, Безбародова, 1965): I - диагенез зонаси- гилли илнинг субколлоид тизимидаги синерезис таъсирида чуқиндининг бирламчи сувсизланиши (дегидратация); II - диагенез зонаси- мустаҳкамлик чегараси паст бўлганда гил массаси намлиги ва ғоваклигининг доимий камайиб бориши; III - катагенез зонасининг бошланиши (гилларнинг мустаҳкамлик чегараси кескин ошади; намлик ва ғовакликнинг пасайиши эса давом этади); I - намлик; 2 - ғоваклик; 3- мустаҳкамлик чегараси.

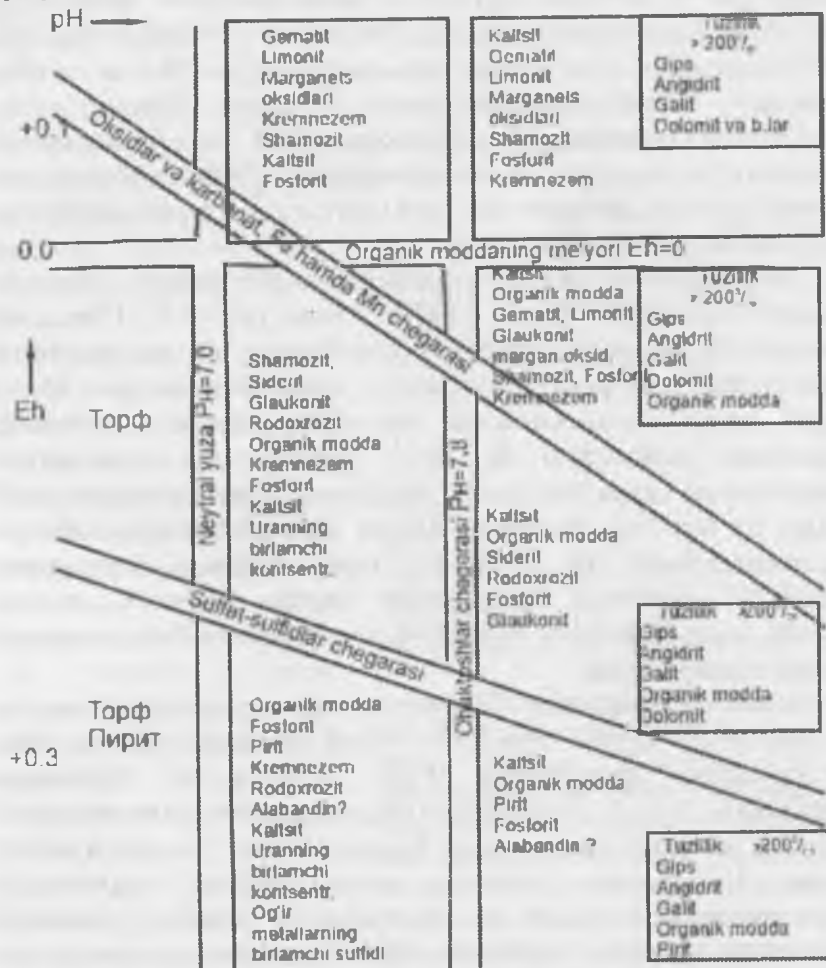
эриган кислород, ОМ, субколлоид ва коллоид заррачалар мавжудлиги оксидловчи катордаги микробиологик жараёнлар учун кулай шароитларни яратади. Масалан, 1 г кумли чўкмада аэроб бактериялар сони 22 минг тагача, алевритда - 78 минг тагача, гилларда - 370 минг тагача етиши мумкин. Шунинг учун, Н.М.Страхов геокимёвий (физик-кимёвий ва биокимёвий) йўналишга боғлиқ ҳолда "мувозанатланувчи" бўшок чўкмада эрта ва кечки диагенезни ажратган. Эрта диагенезда эса оксидловчи ва тикловчи босқичлар ажратилган.

Оксидловчи босқичда ил сувларида муҳит нейтрал ёки суст ишқорий бўлади ( $Eh$ , 0 дан  $+300\text{ mV}$  гача,  $pH \approx 7-8$ ). Кўмилган чўкинди материалларда аэроб бактерияларнинг қизғин фаолияти ривожланади, улар фақат чўкидининг устки қисминигина (40 см) камраб олади. Микробиологик жараёнлар кўмилган коллоид, субколлоид зарраларни ва ҳатто бўлакли алюмосиликатли минералларни (дала шпатлари, слюдалар) парчаланишига олиб келади. Бу эса ил сувларида илгари мавжуд бўлмаган кўплаб компонентларнинг (Ba, Sr ва б.) пайдо бўлиши ва уларнинг таркибида кремнезем, фосфатлар, темир, марганец, калий, кальций, магний, натрий, сульфат ва хлорид ионлар миқдорининг ошишига олиб келади.

Аэроб бактериялар фаолияти ил сувларида эриган кислороднинг сарф бўлишига олиб келади ва органик моддаларнинг парчаланиши  $CO_2$ ,  $NH_3$  ҳосил бўлишини таъминлайди. Бу эса ил сувларида кислородсиз муҳитни келтириб чиқаради ва аэроб бактериялар фаолиятининг тўхташига сабаб бўлади. Оксидловчи босқичда илли чўкмада гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюда туркумидаги аралаш катламли ҳосилалар, каолинит, монтмориллонит, цеолитлар, темир ва марганец гидрооксидлари, глауконит, опал, фосфатлар ҳосил бўлади (5.1-жадвал, 1-устун).

Чўкиндилар кўмилганда кислород йўқолиб, ил сувларда  $CO_2$  ва  $NH_3$  пайдо бўлганда аэроб бактериялар кислородсиз муҳитда яшай оладиган анаэроб бактериялар билан алмашади. Улар ўз ҳаёти учун кислородни темир ва марганец гидрооксидларидан,

сульфат-ионлардан олади. Сульфат-редукцияловчи бактериялар



5.2-расм. Чукинди ҳосил бўлиш муҳитининг Eh ва pH қийматларига боғлиқ ҳолда чукинди минералларнинг мажмуаси (Krambeyn, Garrel, 1960).

кўпчиликни ташкил этади. Улар  $\text{SO}_4^{2-}$  дан  $\text{S}^{6+}$  ни  $\text{S}^{2-}$  га ўтказиши ва водород сульфид ҳосил қилади.

ОМ парчаланганда ил сувлари  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$  билан бойийди ва муҳит нейтрал оксидловчидан  $\text{Eh} = -400 \text{ mV}$  ва  $\text{pH} = 6,5-8,5$  гача тикланади ҳамда эрта диагенезнинг тикловчи босқичи бошланади. Маълум миқдорда  $\text{CO}_2$  нинг ҳосил бўлиши муҳитнинг

нордонлашишига ( $\text{pH}=6.5$ ) ва карбонатларнинг:  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SrCO}_3$  эришига ва  $\text{SiO}_2$  (опал) чўкишига олиб келади. Ил сувларидан газларнинг ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{N}$ ,  $\text{H}$ ) ҳавза туби сувларига чиқиб кетиши нордонликнинг ошишига ( $\text{pH}>7.5$ ) ва карбонатларнинг - сидерит, анкерит, родохрозитнинг чўкмага ўтишига сабабчи бўлади. Темир гидрооксидлари кислородни йўқотиб ва  $\text{pH}$  ни ошириб, лептохлоритларга айланади. Ҳавза туби сувларидан диффузияланган  $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{SO}_4$  бирикмалари ва яна янги  $\text{SO}_4$  ҳосил бўлиши сульфат редукцияга,  $\text{H}_2\text{S}$  пайдо бўлишига олиб келади. Муҳит ишқорли кескин тикловчи бўлиб қолади ва темир сульфидларининг: гидротроилит, троилит, мелниковит, пирит, марказит чўкмага ўтиши бошланади (5.2-расм). Чукинди яшил-кулранг, кулранг-кўк, тўқ кулранг тусга эга бўлади. Гиллардан ютилган комплекслар ва ҳавза туби сувларидан диффузияланган катионлар ўртасида алмашиш реакцияси (масалан кальций ва натрий кабилар) хлор-кальцийли ва гидрокарбонат-натрийли ил сувлари ҳосил бўлишига олиб келади.

Анаэроб бактериялар сони  $1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^7 / \text{см}^3$  бўлиши мумкин. Н.М.Страхов (1960) бўйича диагенез зонасининг қалинлиги 4-10 м га боради. Чукурлик ошган сари бактериал фаолият сусайиб, тўхтайди. Таърифланган эрта диагенезнинг бу схемаси Ер юзасининг термодинамик шароитларида чукур денгиз шельфида денгиз сувлари алевро-гилли чўкиндиликларига характерли бўлиб, уларда ОМ миқдори 0,7-1,2% га боради ва умумлашган хусусиятга эга. Аслида, турли таркибдаги чўкиндиларда диагенез ҳар хил хусусиятларга эга бўлади ва чўкиндиининг структураси ва таркибига боғлиқ ҳолда турлича кечади. 5.1-жадвалда эрта диагенезнинг континентал, токонтинентал ва океан поғоналарида энг кенг тарқалган ҳозирги чўкиндиларда кузатиловчи характерли хусусиятлари умумлаштирилган.

**Тоғолди ва чекка текисликлар континентал чучук сув хавзалари чўкиндиликларининг диагенези.** Парчаланишнинг турли босқичларида бўлган (боткоқликлар, торфяниклар) қум-алеврит-гилли ётқизиклари ОМ га бой бўлади. Ил сувлари купинча чучук, гидрокарбонат-натрий-кальцийли таркибга эга. Қуриганда кислород мавжуд бўлса оксидловчи шароит вужудга келиб, гидрокимёвий кўрсаткичлари  $\text{Eh}>+400 \text{ mV}$  ва  $\text{pH}<5.5$  га боради, каолинит, галлуизит ва темир гидроксидлари ҳосил бўлади.

Чукинди кумилганда кислороднинг кириб бориши пасаяди ёки умуман тўхтаб қолади. Бу вазиятда ОМ парчаланишидан  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  ҳосил бўлади ва нейтрал тикловчи олтингугуртсиз (гелли) шароит пайдо бўлади, муҳит кўрчаткичи  $E_h = 0$  дан  $+200 \text{ mV}$  гачани гашиқил этади (5.1-жадвал, 2-устун).

Темирнинг оксидли бирикмалари закисларга айланади. Закисли бирикмалари алюминий ва кремнезем билан ўзаро таъсир қилиб яшилсимон ва зангори рангли алюмоферисиликаглар ҳосил бўлади (Перелман, 1968). Тог жинсларининг ранги сарик рангдан жигарранг, кулранг, яшил, жигарранг-сарик ва кук-кулрангга ўзгаради. Сидерит ва темирли фосфат – вивианит ( $\text{Fe}_2(\text{PO}_4)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) ҳосил бўлади. Деярли сульфатлар бўлмаган сувларнинг бикарбонат-натрий-кальцийли таркиби водород сульфидли муҳитнинг пайдо бўлишига йўл қўймайди. Бундай вазиятлар эрта-ўрта юрада Фарғона, Жанубий-Ғарбий Ҳисор, Афғон-Тожиқ ва Амударё ҳавзаларидаги тоғ этаклари чиқарув конусларида ва чекка текисликлар қўлларида кузатилган. Айни пайтда, глейли сувлар шимолий ва тропик боткок сувлари учун характерлидир.

Денгиз ҳавзалари билан боғланган кўрфазлардаги сувларда сульфат-ионларнинг мавжудлиги сульфат-редукцияга олиб келади, бунда темир сульфидлари - гидротроилит ( $n\text{-FeS} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3 \cdot \text{H}_2\text{S}$ ), мелниковит ( $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{S}_4$ ), пирит-мелниковит, пирит ва марказит ҳосил бўлади. Чукиндилар қора рангли темир сульфиди коллоидлари гидротроилит, мелниковит чўкмага ўгиши сабаб кулранг, тўқ кулрангга эга бўлади (5.1-жадвал, 5-устун).

**Курукликдаги чучук сувли ва ички денгизларнинг кучли чучуклашган сувлари чукиндиларининг диагенези.** Диагенез автохтон ва аллохтон (курукликдан келтирилган) ОМ билан бойиган ва ил сувларида сульфат-ионлар ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) миқдори кам бўлганда ўзига хос хусусиятларга эга бўлади. Сульфат редукция кучсиз бўлганлиги туфайли  $\text{H}_2\text{S}$  миқдори ҳам кам бўлади. Лекин ОМ парчаланганда илларда кислород йўқолади ва анча миқдорда  $\text{CO}_2$  ва  $\text{CH}_4$  пайдо бўлади, темир ва марганец карбонатларлари шаклланиши учун қулай бўлган нейтрал ва кучсиз ишқорий тикловчи муҳит урнатилади. Лептохлоритлар ҳосил бўлиши мумкин.  $\text{H}_2\text{S}$  миқдори камлига сабабли темир сульфидлари кам учрайди (5.1-жадвал, 3-устун).

**Сув ости делталари ётқизикларининг диагенези.** Ҳозирги пайтда, денгиз ҳавзалари шельфида ва континентал этакларда 2400-2600 км дан 3800 м гача (Конго) ва 4000-4500 м (Миссипи) чуқурликда сувости делталари ётқизиклари (фэнлар) жойлашган. Улар ҳозирги континентларнинг дарё водийлари билан туташган ва ҳозиргига нисбаган океан сатҳи паст бўлган даврларда ҳосил бўлган. Седиментогенез шароитлари бўйича сувости делталарида континентлардан келтирилган аллохтон ОМ устиворлик қилади.

Литологик таркиби бўйича қум-алевритли ғов чўкмалари ажратилади. Уларда асосан гидрокарбонат-натрий-кальцийли таркибга эга чучук сувлар сақланиб қолган бўлиб, ОМ миқдори 3,3% (Акрамходжаев ва б., 1986) ташкил этади. Алеврит-гилли илларда аллохтон ОМ дан ташқари зоо-ва биопланктоннинг автохтон ОМ мавжуд бўлади. Бу фарқ дигенез шароитларини белгилайди (5.1-жадвал, 4 ва 5 устунлар).

Делта оғзи барлари қум-алевритли чўкиндиларида жойлашган ил сувлари эриган кислородга эга бўлади. ОМ аэроб бактериялар билан қайта ишланиши кислороднинг сарф бўлиб кетишига, сувдан  $\text{CO}_2$ , эҳтимол, камроқ миқдорда  $\text{CH}_4$  ажралишига сабаб бўлади. Ил сувларида аста-секин суст тикловчи субишкорий муҳит ( $E_h \approx 0 \text{ mV}$ ,  $\text{pH} > 7,5$ ) ўрнатилади. Тикловчи муҳит суст ифодалаган бўлади, чўкиндиларда кўпинча қизил рангли жинсларнинг кўмилган қолдиқлари учрайди. Уларнинг атрофида аллохтон ўсимлик қолдиқлари туфайли тикловчи ореоллар ҳосил бўлади. Самарали говакликнинг узоқ муддатли сақланиши ОМнинг тўлиқ деструкциясига олиб келиши мумкин. Қумли чўкиндиларнинг илли ОМ билан тез кўмилиб кетишида тикловчи босқичнинг диагенетик минерал ҳосил бўлиши сақланади ва темир (сидерит) ва марганец (родохрозит) карбонатлари билан якунланади.

Делталарнинг алеврит-гилли чўкиндиларида гил зарралари юзасига сўрилган эриган ва дегритусли ОМ, денгиз сувининг кислород, микроорганизмлар ва ҳайвон-филтратларидан билан тўйинган қалинлигидан ўтиб, ҳавза тубига тез чўқади. Седиментациянинг катта тезлиги эрта диагенез оксидловчи босқичининг қисқа вақтлилигини ва ОМ анаэроб бактериал қайта ишланиш босқичини эса, аксинча, узоқ вақтга чўзилишини ҳамда

| Item No. | Description             | Quantity | Unit  | Material |       | Labor |      | Equipment |      | Subtotal |       | Total |
|----------|-------------------------|----------|-------|----------|-------|-------|------|-----------|------|----------|-------|-------|
|          |                         |          |       | Material | Unit  | Labor | Unit | Equipment | Unit | Material | Unit  |       |
| 1        | Excavation and backfill | 100      | cuyd  | 100      | cuyd  | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | cuyd  | 100   |
| 2        | Gravel                  | 100      | cuyd  | 100      | cuyd  | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | cuyd  | 100   |
| 3        | Concrete                | 100      | cuyd  | 100      | cuyd  | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | cuyd  | 100   |
| 4        | Reinforcing steel       | 100      | lb    | 100      | lb    | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | lb    | 100   |
| 5        | Formwork                | 100      | sq ft | 100      | sq ft | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | sq ft | 100   |
| 6        | Paint                   | 100      | gal   | 100      | gal   | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | gal   | 100   |
| 7        | Transportation          | 100      | mi    | 100      | mi    | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | mi    | 100   |
| 8        | Utilities               | 100      | ft    | 100      | ft    | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | ft    | 100   |
| 9        | Landscaping             | 100      | sq ft | 100      | sq ft | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | sq ft | 100   |
| 10       | Other                   | 100      | hr    | 100      | hr    | 100   | hr   | 100       | hr   | 100      | hr    | 100   |



ароматик ва нафтенли УВ ҳосил бўлишини таъминлайди ва шу сабабли уларнинг битумлилиги 10-12% га ошади (Акрамходжаев. Бабадагли, 1986).

Ил сувларида  $\text{CO}_2$  миқдорининг ошиши рН қийматининг пасайишига, карбонатларнинг эриб кетишига олиб келади. Сульфат-редукция давом этади, сувларда  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ , N, H пайдо бўлиши Eh ни -400 mV гача пасайишига, ишқорли шароитнинг ошишига, темир сулфиди, карбонатларнинг чўкмага ўтишига ёрдам беради (5.1-жадвал, 5-устун). Яъни диагенез олдин денгиз ҳавзалари билан боғланган ботқоқлашган кўлтиқлар алевроит-гилли чўкиндилари учун таърифланган схема бўйича амалга ошади.

**Нормал шўрликка эга денгиз шельфи ётқизикларининг диагенези.** Бу сув ҳавзаларида чўкинди тупланиш шароитларига боғлиқ ҳолда ОМ миқдори кенг ораликларда ўзгариши туфайли диагенез шароитлар ҳам ўзгарувчан бўлади. Масалан, шельфнинг соҳилбўйи зонасида (литорал, сублиторал) кум-гравий-ғулакли ва кум-алевритли чўкиндиларда тўлқинланишдаги яхши аэрация натижасида ОМнинг оксидланиши содир бўлади ва унинг миқдори жуда паст ёки умуман бўлмаслиги туфайли ил сувларида кислород миқдори юқори бўлган шароитларда оксидловчи муҳит ҳукмрон бўлади (8 - 9 мг/л). Eh > +400 mV, рН ≈ 8,0. Диагенез давомидаги тикловчи муҳит умуман пайдо бўлмайди ва чўкиндиларда темир ва марганец гидроксидлари кўмилиб кетади (5.1-жадвал, 6-устун).

Бундай вазиятга мисол бўлиб, Ўрта Осиё сумсар ўрта-кечки олигоцен чўкинди ҳавзаси ҳисобланади. Бунда постгерцин орогенезида денудация туфайли текисланган ювилиш ҳудудидан терриген материалнинг жуда кам миқдорда келтирилиши денгиз шельфи саёзлигида ва сувнинг яхши аэрациясида 15-20 м қалинликдаги минтақавий тарқалган малина рангли гиллар тупланган. Нормал шўрликдаги бу ҳавзада краб инлари ва акула тишлари кузатилади (қалинлиги 0,3-10 м бўлган устки кум-алевритли горизонт).

ОМ миқдори паст бўлганда (0,7-1,2% учун) диагенез муҳити суст оксидловчидан кучсиз тикловчигача ўзгариши мумкин. Кучли тўлқинланиш ва прилив-отлив оқимлари, чўкманинг ҳавза туби оқимлари орқали қайта ювилиши эриган кислороднинг

келишини ва чуқманинг яхши аэрациясини таъминлайди ҳамда суст нордон паст ишкорли муҳитни ҳосил қилади ( $E_h \approx 0$  mV, pH = 7,5 - 8,5). Бундай шароит лентохлоритлар, глауконит, фосфат ҳосил бўлиши учун қулай бўлиб, ҳозирда Жанубий-Ғарбий Африка (Атлантика), Шимолий ва Жанубий Америка шельфларида аниқланган (Логвиненко, 1984). Аэрация бўлмаганда алевро-гилли чуқиндиларнинг эрта диагенези юқорида таърифланган схема бўйича ривожланади.

**Континент ёнбағри чуқиндилари диагенези.** Шельфнинг ташки қисми (100-200 м) ва континентал ёнбағирнинг устки қисми чуқиндилари пассатлар зонасидаги чуқур сувларнинг кутарилиши билан боғлиқлиги (апвеллинг) туфайли одатда ОМ билан бойиган бўлади, чунки юза сувлари юқори миқдорда биологик маҳсулдор ҳисобланади. Апвеллинг зонасида биологик маҳсулдорлик қўшни минтақалардагига нисбатан 3-4 барабар юқори.

60-150 м чуқурликда чуқмага утган алеврит-гилли, кремнийли ва карбонатли илларда ОМ миқдори 3-14% гача боради (Д.Е.Гершанович ва А.И.Конюхов маълумотлар бўйича), диатомли илларда 10-15% ни ташкил этади (Н.В.Логвиненко (1984). Ил сувларида юқори миқдорда  $H_2S$  ажратиб чиқарувчи фаол сульфат-редукция ишкорли кескин тикловчи муҳитни ( $E_h$  до -500 mV, pH 8,5 гача) келтириб чиқаради ва чуқиндилар юзасида 1-10 см ва ҳатто 2-3 м чуқурликларда сульфидларнинг чуқмага ўтишига олиб келади (Логвиненко, 1984). Диагенезнинг оксидловчи босқичи кузатилмайди, чунки ҳавза губи сувлари ҳам  $H_2S$  билан бойиган бўлади (5.1-жадвал, 8-устун).

Шельф ва континентал ёнбағирнинг устки қисми орасидаги чегарада, пассатлар зонаси апвеллингида, 200-600 м чуқурликда (Чили ва Перу қирғоқлари замонавий апвеллинги) фосфат, глауконитли кум ва илларнинг кимёвий чуқиши кузатилади. Апвеллинг зонаси Африканинг шимолий-ғарбий соҳилбўйида (Саҳрои Кабир ва Канар ороллари райони), Бенгал кўрфазида, Калифорния соҳиллари ва Ғарбий Австралия қирғоқларида ҳам кузатилади (Бурлин ва б., 1991).

Континентал ёнбағирнинг устки қисмида апвеллингсиз зоналарда ҳавза туби сувларида кислород миқдори кескин камайиб кетади ва 500 м чуқурликда фақатгина 0,5-2 мг/л ни ташкил этади. ОМ миқдори жуда кам. Вулкан кулининг қайта

ишланиши натижасида глауконит, шамозит, цеолит ҳосил бўлади, геохимёвий муҳит нейтрал ёки сулфидлик муҳити ишқорий тус олади (5.1-жадвал, 8-устун).

**Континентал ёнбағрини қўйи қисми ва континент этаклари чуқиндиларининг диагенези.** Континентал этаклар чуқиндилари дарёларнинг чуқур сув ости дельталари чиқарув ёйилмалари (фанлар-турбидитлар) ҳамда чуқур сув чиқарув конуслари (фанлар) ётқизиларидан иборат бўлади.

Чуқур сувли ёйилмалар чуқиндилари (турбидитлар) континентал ёнбағрига лойқа оқимлар орқали келтирилган. Битта оқим қатламининг қалинлиги 80 см дан 140 см гача боради. Турбидит оқимларидан гравитацион чуқмага ўтиш кетма-кетлиги қўйидаги кесмани ташкил этади: лойтошли турбидит, кум-алевритли флюксотурбидит, илли флюксотурбидит, пелитли нефеллоид, гемипелагик горизонтал йўл-йўлли гиллар, пелагик силицитли, карбонатли ва кулли чуқиндилар. Улар бир-бирини кесма бўйича баландга қараб алмаштиради. Флишда ҳар бир ритмининг боши олдингисининг ювилган юзасига ётади. Чуқиндилар пачкасининг гранулометриқ таркиби: ғўлак ва гравий: 3,5-13%; кум 48-71%; алеврит 13-25%; пелит 8-30%; субколлоидлар 8-17%. Медиана диаметри  $Md=0,11-0,17$  мм бўлиб, терриген, карбонатли, кремнийли ёки аралаш таркибли кум-алевритли материал устиворлик қилади. Лойқадан гилли ёки карбонат-гилли материал чуқади. Гилли чуқиндида фораминифералар, диатомейлар, кокколитофоридлар қолдиқлари мавжуд бўлади. Чуқиндилар ранги 2 ёки 3 валентли темир микдорига боғлиқ. Континент ёнбағри этагида бўлакли ва пелитли заррачалар нисбати тахминан 1:2, узокрокда 1:3, 1:4. Уларни ташкил этувчи матариал асосан шельфдан келтирилган, чунки саёз сувли фауна ва флора қолдиқларига ва анча микдорда ОМ га (1,2% гача) эга бўлади. Сакланиб қолган ил сувларининг таркиби одатдаги денгиз сувлари шўрлигига яқин, кислород микдори 4-6 мг/л гача боради.

Юқорида таърифланган кўп компонентли, одатда турли таркибдаги чуқиндилар, анча микдордаги ОМ эрта диагенезнинг юқорида таърифланган схема бўйича тикловчи ишқорли муҳитда кечишини таъминлайди. Бунда ҳам сидерит ва пирит ҳосил бўлади (5.1 жадвал, 9, 10-устунлар).

**Океан поғонаси чўкиндиларининг диагенези.** Абиссал океан ботиқликларининг энг кенг тарқалган ва намунавий чўкиндилари бўлиб чуқур қизил рангли гиллар саналади. Уларда пассив реакцион ОМ микдори жуда кам (0.1-0,2%) бўлади. Абиссал океан ботиқликлар сувларида қислороднинг юқори микдори (5 мг/л ёки ундан кўп) оксидловчи ишқорий муҳит ҳукмронлик қилишига ( $Eh + 400 \text{ mV}$  гача,  $pH \approx 8$ ) қулай шароитлар яратади. Унда цеолитлар, смектитлар ва темир-марганец конкрециялари ҳосил бўлади. Чўкинди тўпланишнинг паст тезлиги, қислород микдорининг ортиқлиги ва реакцион ОМ йўқлиги диагенезда тикловчи муҳит шаклланишига йўл қўймайди ва ил сувларида оксидловчи муҳитда қизил рангли гилларнинг сақланишини таъминлайди.

### *Кечки диагенез*

Чўкинди ҳавзасининг янада чўкиб бориши ва устида ётувчи чўкиндилар қалинлигининг ошиб бориши остида ётган ётқизикларнинг зичлашувиға, биринчи навбатда ил сувларининг сиқиб чиқарилишиға, ғовақдорлигининг пасайишиға ва мустаҳкамлигининг ошишиға, цемент ва конкрецияларнинг пайдо бўлишиға, сувға эға бўлган минералларнинг дегидратациясига ва қайта кристалланишиға олиб келади (5.1-расм).

**Гил ётқизикларининг диагенези.** Н.Г.Коробанов (1965) маълумотлари бўйича Баку ҳудудида плиоцен-туртламчи гилли илларида қуйидагилар аниқланган (5.1-расм):

1. 10 м чуқурликкача ярим суёқ гилли чўкиндиларда субколлоидларнинг ўз-ўзидан парчаланиши ва дегидратацияси содир бўлади ва бунда 25 дан 80% гача сув йўқотилади. Ғовақдорлик 75 дан 50% гача пасаяди, юқорида ётувчи жинсларнинг юкламаси жуда кам (Н.М. Страхов бўйича эрта диагенез зонаси).

2. 10 м чуқурликдан то 70-80 м гача (кечки диагенез зонаси) чўкиндиларнинг ғовақдорлиги 50 дан 40% гача камаёди. Пластик мустаҳкамлиги 2,5 дан 5,5 кг/см<sup>2</sup> гача ортади. Яъни, гилли иллар ўзининг физикавий ва механик кўрсаткичлари бўйича тахминан 1-2 миллион йил давомида бир неча ўн метр чуқурликка ботганда гилларға айланади.

Чуқур сувли чўкиндиларда зичлашиш анча секин кечади. Континент этагида ва абиссал котловиналарда гилли иллар суёт

зичлашган ҳолда сақланиб қолади. Бу ҳодиса «чуқурлик диагенези парадокси» деган номни олган. Уни муаллақлик самараси билан тушунтиришади. Сув ҳавзасининг катта чуқурлигида сувнинг гидростатик босими ҳавза тубидан пастда, юқорида ётувчи чуқиндилар оғирлиги ҳисобига, чуқинди ғовакликларидаги литостатик (геостатик) босимдан бирмунча баланд бўлади. Масалан, ҳавза чуқурлиги 10 м ( $H_1$ ) бўлганда ҳавза тубига 100 м га ботганда ( $H_2$ ) чуқиндида гидростатик ( $P_r$ ) босим:  $P_r = H_1(1,0 \text{ кг/см}^2) + H_2(10 \text{ кг/см}^2) = 1+10 = 11 \text{ кг/см}^2$  бўлади.

Чуқинди модданинг зичлиги  $2,6 \text{ г/см}^3$  (кварц зичлиги) бўлганда чуқинди устуни ҳосил қиладиган литостатик босим тенг бўлади:

$$P_{\text{л}} = 2,6 \times 100 \text{ м} = 26,0 \text{ кг/см}^2$$

ва ил сувлари чуқиндидан сиқиб чиқарилади, чунки  $P_{\text{л}} > P_r$ .

5000 метр океан чуқурликларида ва чуқинди қалинлиги 100 м бўлганда гидростатик босим тенг бўлади:  $P_r = H_1 = 5000 \text{ м} + H_2 = 100 \text{ м} = 510 \text{ кг/см}^2$ , 100 метр чуқинди қалинлигида литостатик босим фақат  $26,0 \text{ кг/см}^2$  ва  $P_{\text{л}} \ll P_r$  бўлади. Ил сувлари чуқиндидан сиқиб чиқарилади. У зичлашмай қолади. Шунинг учун ҳам саёз сувли ҳавзаларда гилли иллар ҳавза тубидан бир неча ўн метрга пастга тушганда фақат бир неча миллионлаб йиллар давомида гилга айланади. Чуқур сувли ҳавзаларда диагенез ётқиқиқлар юзлаб метрга ботганда амалга ошади ва вақт бўйича ўнлаб миллион йилларга чузилиб кетиши мумкин.

**Терриген чуқиндиларнинг диагенези** анча тез якунланади. Чунки тоғ жинсининг терриген скелети юқламани яхши қабул қилади ва улар зичлашмайди. Майда материал доналар орасидаги бўшлиққа сиқиб чиқарилади ва цемент ҳосил қилади. Кечки диагенез босқичида гилли, карбонатли, кремнийли, темирли, гипсли, фосфоритли цемент ёки аралаш полиминерал: гил-карбонатли, гил-темирли цемент ва б. шаклланади. Баъзан цементда диагенетик карбонатлар, дала шпатлари, темир оксидлари, сульфатлари, гил минераллари, фосфатлар, сульфидлар ва бошқалар кузатилади. Улар алевро-гилли чуқиндиларга қараганда ОМ га бой эмас. Самарали ғовакликнинг сақланиши ва кислород билан тўйинганлик ОМнинг тез оксидланишига олиб келади.

Терриген чуқиндиларга гилли горизонтлардан сиқиб

чиқарилган седиментацион сувлар кириб боради. Бунда гилли илларнинг "мувозанат" реакцияси маҳсулотларининг чиқиб кетишига йўл очилади, яъни кечки диагенезнинг ўзига хос рағбатлантирувчиси ҳисобланади. Булакли ва гилли ётқизиклар контактида вужудга келган геохимёвий тўсиқлар кумли горизонтларда, айниқса гиллар билан контактда минерал ҳосил бўлишини таъминлайди.

Гил билан контактда алевро-кумли горизонтлар одатда карбонатли цемент билан ёки нейтрал, ишқорий сул тикловчи муҳитда ҳосил бўлувчи кальцитли, доломитли, сидерит-кремнийли, пиритли конкрециялар занжири билан энг кўп минераллашган бўлади. Кремний конкрецияси Eh муҳитидан қатъи назар кучсиз нордон ёки нейтрал шароитда ҳосил бўлади. Худди шунга ўхшаш тарзда барит ва целестин конкрецияларлари ҳам чуқмага ўтади. Фосфатли уюшиқлар сул тикловчи ёки сул оксидловчи ишқорий муҳитда, темир-марганец уюшиқлари эса оксидловчи ишқорий муҳитда ҳосил бўлади.

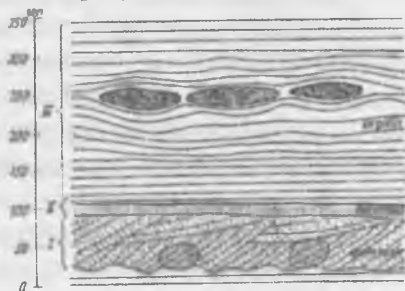
Диагенетик конкрецияларнинг белгилари:

1. Жинсларнинг (чуқинди жинслар) қатламланишига мувофиқ жойлашганлиги (5.3-расм).

2. Конкрецияларнинг турли таркибдаги чуқиндилар орасидаги чегарада жойлашганлиги;

3. Қат-катлик билан конкрециялар муносабати. Қат-катлик конкрецияларни айланиб ўтади, яъни қатламланишни деформациялаб, гуёки суради (5.3-расм);

4. Конкрецияларда деформацияга учрамаган органик қолдиқларнинг (чиғаноқлари) мавжудлиги, тоғ жинсларининг ўзида улар деформацияланган бўлади.



5.3-расм. Қрим таврия терриген флиш формациясида шаклланган конкрециялар (Н.В. Логвиненко, 1984).

1-диагенетик темир карбонатлари; I, II, III - флиш ритмининг элементлари; 2-анча кечки катагенетик (эҳтимол, устама тушган эпигенетик темир сульфидлари). Уларнинг ҳосил бўлиши зичлашган литификацияланган жинсларда кечган, чунки улар бушоқ материалдаги қат-катликларни сурмайди, қат-катликларга устама тушган.

5. Конкрецияларда лойхўрларнинг излари яхши сақлаган бўлади;

6. Ҳсимлик ёки бошқа органик қолдиқлар бўйича псевдоморфоза (конкреция) кузатилади;

7. Конкрецияларнинг массаси майда пелитоморф бўлади;

8. Конкрециялардаги қуриш дарзликлари чўкинди материал ёки иккиламчи минераллар билан тўлдирилган бўлади (5.4, 5.5-расмлар).



5.4-расм. Конкреция ичидаги галенит кристаллари



5.5-расм. Конкреция ичидаги кальцит кристаллари

**Карбонатли чўкиндиларнинг диагенези.** Колониал органиген карбонатли ётқизиклар (маржонли риф оҳактошлари, сувўтли литотаминли оҳактошлар ва б.) қатгик, кўпинча массив тоғ жинслари, шу билан биргаликда ғовақдор, бевосита денгиз сувидан организмлар фаолияти натижасида, бўшоқ сувланган босқични ўтмасдан, тўғридан-тўғри ҳосил бўлади. Диагенетик ўзгаришлар карбонатларнинг эриши ва қайта кристалланиши ва доломитлашиши (арагонит ва магнезиал кальцит) каби трансформациядан иборат бўлади.

Н.В.Логвиненко (1984), карбонат ҳосил бўлиш жараёнларини гаҳлил қилиб, замонавий денгиз ва океанларда, айниқса, илиқ иқлимда, пляж ва литоралнинг карбонатли ётқизиклари ва куп ҳолларда литификацияланмаган бўлади деган хулосага келган. Сувости карбонатли чўкиндиларнинг цементацияси бир неча метрдан 20-30 метргача чуқурликларда оҳактошлар ва доломитлашган оҳактошлар шаклланиши билан кечади.

Эрта босқичда субэрал литорал пляжи шароитларда кальцит ва денгиз шароитларида юқори магнезиал кальцит ва арагонит чўкмага ўтади. Иккинчи даражали минераллар бўлиб

опал, фосфатлар, глауконит, пирит, цеолитлар, монтмориллонит, темир ва марганец оксидлари ва гидрооксидлари саналади. Кечки диагенезда юқори магнезиал кальцит ва арагонит кальцит ва доломит, опал-халцедон ёки кварц билан ўрин алмашади.

Чуқур денгиз шельфи ва океан ложаси гепаликлариди КТКЧдан юқорида карбонатли чуқиндилар фораминиферали ва фораминифера-птероподали кумлар ва алевритлардан иборат бўлиб, магнезиал кальцит билан цементланган. Чуқур шельфнинг ботикликлариди карбонатли кумлар ва алевритлар одагди 5-6% гача ОМ билан бойитилган бўлади. Диагенез тикловчи водородсулфидли ишқорий шароитларда пирит ҳосил бўлиши билан бирга кечади. ОМ миқдори кам бўлганда чуқур шельф, континент этакларнинг устки қисми ва океан ложаси гепаликлариди карбонатли чуқиндилар литогенези ишқорий муҳитда кечади.

Ю.К. Бурлин ва б. (1991) маълумотлари бўйича, Тинч океанидаги пелагик карбонатли иллар 800 м чуқурликдан бошлаб литификацияланади. Планктонларнинг чиғаноқлари қисман эрийди ва кальцит красталларига эга бўлган микритли массага айланади.

Н.В.Логвиненко (1984) фикрича, КТКЧ дан баландда чуқур сувли шароитларда бур, оҳактошлар ва кремнийли оҳактошлар ҳосил бўлади.

В.И.Попов, В.Ю.Запрометов, И.О.Мурдмаа (1991) бўйича кечки диагенезнинг бошларида чуқур сувли пелагик ботикликлар чуқиндилари 30-40% гача сувсизланади ва ярим литификацияланган жинсларга: оҳаклиси бурга, гиллилари эса аргиллитларга айланади. Кечки диагенезнинг якуновчи босқичида (5-10 миллион йилдан ортиқ) уларнинг тўлиқ литификацияси амалга ошади, сувсизланади, ғовақдорлиги кескин камаяди ва тоғ жинсларининг мустаҳкамлиги ошади. Фораминифера-кокколитли иллар ва мергеллар каттик тошга, гиллар эса катагенез босқичини утмасдан туриб (?) – аргиллитларга айланади.

Шундай қилиб, карбонат илларнинг чуқинди жинсларга диагенетик қайта ўзгариш табиати седиментация муҳитига ва структуравий-минералогик хусусиятларига боғлиқ.

**Кремнийли чуқиндиларнинг диагенези.** Н.В.Логвиненко (1984) бўйича кремний диатомли ва радиолярийли илларнинг



диагенези жуда секин кечади ва унлаб миллион йилларга чузилиб кетади. Дастлабки босқичда энг майда чиғаноқлар эриб кетади, коллоид эритмалардан тоғ жинсларидаги ғоваклар бушлиғида кремнезем гелидан опал чўкмага ўтади. Чукур сувли ботикликлардаги кремнийли илларда аутиген минераллар смектитлар, цеолитлар, темир ва марганец оксидлари ҳамда гидроксидлари шундай ҳосил бўлади. Кейинчалик опал кристалланиб кристобалитга, у эса халцедон ва кварцга айланади. В.И.Попов, В.Ю.Запрометов, И.О.Мурдмаа (1991) бўйича кечки диагенезнинг бошларида чукур сувли кремнийли чуқиндиларнинг 30-40% гача қисми сувсизланади ва кремнийли биоген қолдиқларнинг эриши давом этади, улардан цеолитлар ва феррисмектитлар ҳосил бўлади, кейинчалик улардан 5-10 млн. йил давомида диагенетик мажмуа: смектит+цеолит (клиноптилолит)+кристобалит-тридимит шаклланади ва чуқиндилар кремнийли жинсларга - порцелланитларга айланиб кетади.

Кечки диагенезнинг якуний босқичида гулиқ литификация, сувсизланиш, ғовақдорликнинг кескин пасайиши, тоғ жинслари мустаҳкамлигининг ошиши содир бўлади. Кристобалит-тридимитли тоғ жинслари кварц-халцедонли кременларга айланади. Клиноптилолит йуколади ва смектит слюдага ўта бошлайди.

## **5.2. Арид седиментогенези ҳавзалари чуқиндиларининг диагенези**

Арид зоналарда гилли чуқиндиларнинг минералогик таркиби асосан нураш қобиклари ва ювилиш ҳудудларидаги гилли минераллар таркибини акс эттиради. Уларда гидрослюда, смектитлар, хлоритлар устиворлик қилади. Каолинит ва галлуазит қўшимча сифатида учрайди. Ҳавза ётқизикларида гидрослюда, смектитлар ва хлоритлар асосан аллохтон ва жуда кам ҳолларда автохтон характерга эга. Фақат магнезиал силикатлар ва алюмосиликатлар - сепиолит ва палигорскит, сапонит ва Mg-хлоритлар автохтон бўлади. Континентал шўрлашган қўлларда сувларнинг ишқорийлиги юқори бўлганда смектит ва иллит трансформацияга учрайди. Ажралиб қолган шўрлашган

лагуналарда семиарид иқлим шароитларида юқори минераллашган магнийли сувлар келиб тушганда смектит палигорскитга айланади.

Н.В.Логвинеико (1984) буйича, шўр лагуналар ва қўллар чуқиндиларининг диагенези ишқорли оксидловчи нейтрал ва тикловчи муҳитларда содир бўлади. Тузлар ва ёндош жинсларда доломитлардан тортиб то астраханитгача ва ҳосил бўлиш индикаторлари – пиритдан то гематитгача бўлган кенг спектрдаги диагенетик жинс ҳосил қилувчи минераллар ҳосил бўлади.

Хемоген чуқиндилар диагенези, асосан, уларнинг зичлашиши, кристалл оралиғи бушлиғидан рапанинг сиқиб чиқарилиши, седиментогенез минераллари ва рапа минераллари орасидаги ўзаро таъсир билан белгиланади.

Рападан сиқиб чиқарилганда сувга эга бўлган минераллар сувсизланади ва қайта кристалланади. Мисол учун, мирабилит ( $\text{NaSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) тенардитга ( $\text{NaSO}_4$ ), эпсомит ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) эса гексагидритга ( $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) ўтади. Эпсомит ва мирабилитнинг ўзаро таъсири эса астраханит  $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  ҳосил бўлиши билан якунланади.

Хемоген чуқиндилар орасида энг кенг тарқалган жинслар бўлиб гипс ва ангидрит саналади. Уларнинг чуқмага ўтиши эритманинг Eh ва pH кўрсаткичларига боғлиқ эмас, лекин кўпинча оксидловчи ишқорли муҳитда кечади. Гипс билан ангидрит чуқмага ўтгандан сўнг, ҳали чуқма рапа билан тўйинган вақтда (эрта диагенез) гипс ва ангидритларда целестин, флюорит, пирит, кремний конкрециялари ҳосил бўлади.

Диагенетик минерал ҳосил бўлиш йил ёки бир неча йиллик циклда якунига етади ва Страхов [43] буйича: "Тузли ётқизикларнинг эрта литификацияси... бир неча метр чуқурликда, ўнлаб ёки дастлабки юзлаб йиллар давомида туз диагенезининг тез кечиши ҳақида далолат беради." Континентал туз тўпловчи ҳавза (қўл) ва денгиз лагуналари ётқизиклари тоғ жинсларига айланиб кетади.

Қуруқликнинг чучук сув ҳавзаларида семиарид ва арид иқлимлар шароитида сульфат-хлорид-магний-натрий-кальцийли шароитда (Сулин буйича сувнинг сульфат-натрийли тури) ил сувлари турғун шароитда эрта диагенез қуруқликнинг чучуклашган сув ҳавзалари учун характерли схема буйича темир

сулфидлари, баъзан мис сулфидлари: халкозин, халкопирит, соф мис ёки кумуш ҳосил бўлиши билан (5.1-жадвал, 3-устун) ёки сувости делталари учун характерли кумилган денгиз ғоваклик сувлари учун характерли схемаси бўйича темир ва мис сулфидлари: халкозин, халкопирит, баъзан мис, кумуш, баъзан галенит ҳосил бўлиши билан бирга (Сулин бўйича хлор-магнийли сувлар тури (5.1-жадвал, 5-устун)) кечади.

### 5.3. Субаэриал диагенез (экзодиагенез)

Экзодиагенез «Субаерал муҳитда чуқиндининг тоғ жинсига айланиш жараёнини қамраб олиб, субаквал диагенездан оксидланиш, сувсизланиши, сезиларли сикилиш йўқлиги ва литификациянинг сустлиги билан кескин фарқ қилади». Экзодиагенез маҳсулотларига мисол қилиб лёсс (?), морена, оҳакли туфларни келтириш мумкин. Экзодиагенез - баъзан босқичли нураш ҳам дейилади, чунки у ҳам нураш пусти ва тупрок ҳосил бўлиш омиллари таъсирида кечади [5].

Бунга лёсс ва морена яхши мисол бўлади. Морена - музликлар эришидан ҳосил бўладиган ётқизиқлар бўлиб, турли таркибдаги сараланмаган бўлакли материалдан таркиб топган бўлади: глибалар, харсанглар, ғулақлар, шағаллар, гравий-қум-алеврит-гилли материаллар ва б.. Ётқизилиш муҳити оксидловчи бўлиб, органик моддалар кам. Экзодиагенез жараёнлари карбонатларнинг конседиментацион зичлашишида, эриши ва қайта ётқизилишида содир бўлади (чунки ғоваклик сувлари карбонат ангидрит билан бойиган). Бунда майда ишқаланган материал суст гидрослюдаланади, баъзан иккиламчи дала шпатларининг ҳосил бўлганлиги кузатилади [43].

Лёсс - сарғиш-қулранг майда заррали жинс. (унинг батафсил баёни ва шаклланиши шартлари 3.1 бўлимда келтирилган). Гилли фракцияларининг таркибида: гил улуши ( $<0,005$  мм) - 5-30%, алеврит (чанг) ( $0,01-0,005$  мм) улуши - 30-55%, қум ( $>0,25$  мм) улуши 5%дан кам, кўпинча мавжуд эмас. Карбонатлиги 6% дан 20-30% гача. Ғовақдорлиги - 40-55%. Бу ётқизиқларга классик мисол бўлиб Жанубий-Шаркий Европа (Украина, Жанубий Россия), Ўрта Осиё, Шимолий ва Марказий Хитой. Шимолий ва Жанубий Америка текисликлари лёsslари саналади.

Жанубий-Шарқий Европа ва Шимолий Америка лёсслари шамоллар ёрдамида шимолий яримшардаги гумид ва семиарид иқлимларда катта қалинликдаги лёсс қопламасини ҳосил қилган континентал антропоген муз босиш мореналаридан учириб келтирилган. Уларнинг карбонатлилиги Ўрта Осиё ва Хитойдагига қараганда кам. Ўрта Осиё ва Хитойда у 20-30% га боради, чунки бу ерда лёсслар ярим чўл ва чўллардан материалларнинг шамоллар туфайли келтирилиш маҳсулотидир. Чўл иқлимида кимёвий жараёнлар суств кечади, нураш қобиғининг шаклланиши фақат биринчи ишқорий карбонатли фазада тугайди ва бунда юпқа дисперсли карбонатли чанг ҳосил бўлади. Улар чангсимон гил ва алеврит заррачалари билан учириб кетилади, семиарид ва арид иқлимларда тоғолди текисликларида, яссиланган тоғолди тепаликларида бирламчи лёссларнинг қалин қопламаларни ҳосил қилади.

Гумид иқлимнинг бирламчи лёсс қопламаларида карбонатли материалнинг қайта тақсимланиши туфайли унсимон бурга ўхшаш нотўғри шакллардаги ўлчами 2-3 см бўлган ғўддачалар ва гулдор қадимий лёсс горизонтлари пайдо бўлади. Улар “журавчиклар” (шўх) деб аталади. Семиарид ва арид иқлимда шаклланган лёссларда уларнинг юқори карбонатлилиги туфайли нафақат карбонатли ғўддалар, балки кичик қалинликдаги (бир неча сантиметр) қаттиқ цементланган («тош лёсс») горизонтлари кузатилади. Улар оқ, сариқсимон-оқ унсимон массададан иборат бўлиб, қадимий тупроқнинг жимжимадор горизонтларини ҳам ташкил қилади. Уларда биотурбация ва ўсимлик қолдиқлари излари кузатилади. Вақтинчалик сув оқимлари чиқарув конусларида чеккасида ва асосий сув артерияларига (текислик дарёлари) етиб бормаيدиган тоғ дарёларининг «қуруқ» делталарида қатламсиз лёссимон пелитли кўнғирсимон-кулранг ва ёйилма-майда тупроқли зонанинг оч рангли алевролитлари ва алевропелитлари характерли бўлади. Уларда лойхўрларнинг чувалчангсимон (сколитлар), ўсимлик илдизларининг тармоқланган излари, думалоқ чўзинчоқ ғўддалар кузатилади. Ўтлоқ турларида палаксимон ётувчи ўсимлик илдизлари чўзинчоқ гипсли уюшиқлар ва бўшлиқлар деворлари бўйлаб - марганец гидрооксидларининг юпқа қобиқлари ривожланган бўлади. Гаърифланган янги ҳосилалар - чўкиндиларнинг тупроқли қуруқ ўтлоқли майда заррали алевролитли диагенез (экзодиагенез)

фазасини бошидан кечирганлиги натижасидир. Курук ўтлоқли диагенез (экзодиагенез) фазасини нафакат майда заррали ёйилма-майда тупроқли алевролитлар ўтайди, балки ёйилма-майда тупроқли алевролитлар юзасига чўзинчоқ тасма шаклида ётувчи ёйилма кумлари ҳам қатнашади. Намланганда уларда лойхўрларниш гипслашган излари тез-тез кузатилади. Лойхўрлар излари остида ётган алевропелитларга кириб боради, аммо қоплаб ётувчи ётқизикларда кузатилмайди (5.6-расм).

Текислик дарёлари ётқизикларида, арид ва семиарид иклимларда, ўзан кумтошлари ва қайир алевролитларида экзодиагенез кристалланмаган карбонатли пелитоморф цемент шаклланишида намоён бўлади. Цемент миқдори шлифнинг 10 дан 20% гача майдонини ташкил этади. карбонатли кумтош ва алевролитли жинсларнинг умумий миқдори 20-30% га етиши мумкин. Гумид иклимдаги ўзан кумтошлариники эса 2% дан ортик эмас (Волганинг куйи оқими).

Дарё қайирлари куриб қолганда сув босган қайирларда қатламсиз ёки горизонтал қатламли тақирсимон алевропелитлар ҳосил бўлади. Қурук чўл тупроқ-диагенетик фаза (экзодиагенез) шароитида улар зич карбонатлашган бўлиб, карбонатлашган ўсимликлар илдилари бўйича чуқурликка қараб чўзилган понасимон уюшиқлар ("аккиршлар") ҳосил бўлади. Улар Амударё ва Сирдарёнинг ҳозирги қайирлари ва сувусти дельталари учун характерлидир.

Қайирларнинг кўпроқ намланган участкаларида ўтлоқ ўсимликлари ривожланади, сколитлар учрайди. Қуруқлик ва дарё моллюскаларига эга ётқизиклар тупроқ-диагенетик (экзодиагенетик) фазадан ўтади. Тупроқ горизонтининг қалинлиги бир неча диаметрдан метргача боради.

Аккумулятив тақирлар экзодиагенези уларни ташкил этувчи жинсларнинг юқори карбонатлиги билан ифодаланган.



5.6-расм. Майда тупроқли алевролитлар (1) ва дарё ўзанлари кумтошларидаги (2) кум- гипсли сколитлар. Шимолий Фарғона кайнозой моласслари, Сумсар к. В.И. Попов, (1954) бўйича.

Тақирларнинг қаттиқ қопламаси қалинлиги 1, баъзан 1,5 метрга боради. Ўсимликлар кам учрайди.

Мўътадил гумид иқлимда сув инфильтрация зонасида эркин эриган органик кислоталар, кислород ва карбонат ангидрид билан бойиган бўлади. Карбонат ангидрид, асосан, органик моддаларнинг микробиологик оксидланиш йўли билан ҳосил бўлади. Гипергенез зонасида кескин оксидловчи муҳит юзага келади. Ишқорий ва ишқорий-ер элементлари карбонатлар ва силикатларни эритилиб олиб чиқиб кетилади (2.1-жадвал). Темир, алюминий, титан суст ҳаракатчан бўлади.

Экзодиагенез ортзандлар-зичлашган ва цементлашган участкалардаги подзол тупроқларида (тупроқ кесмасининг  $A_2$  ва  $B$  кичик зоналари) кумтошлар ва алевролитларида темир гидрооксидлари ва гумитлари шаклланишида намоён бўлади. Гилли ва субгилли подзол тупроқларда темирли конкрецион уюшиқлар ҳосил бўлади. Улар ҳам тупроқ профилининг  $A_2$  ва  $B$  кичик зоналарида кузатилади.

Субтропик ва тропик намлик алмашинувчи гумид иқлимда экзодиагенезнинг классик мисоли бўлиб латеритли нураш пўстининг темирли қопламаси - кирасалар шаклланиши саналади (2-бобга қаранг). Кирасалар ҳосил бўлиши - асосан темир гидроксидларининг сувсизланиб гидрогетит - гематитга ўтиши натижасидир. Кирасаларнинг қалинлиги 3-5м, камдан-кам ҳолларда 10-15м. Ўзбекистонда кирасалар Жетимтовда (Марказий Қизилқум) Темирли участкасида тасқазғон свитаси кремнийли сланецларида ривожланган эрта мезозой нураш қобиғининг устки қисмида аниқланган.

Экзодиагенезнинг якуни бўлиб, эҳтимол, туб жинслар, делювий ва пролювий жинслари сиртида ўта арид иқлимда сахро чиниқиш пўсти ҳосиласи ҳисобланади (қаранг: 3.2 бўлим). Қадимий тупроқларда экзодиагенез ҳосилаларининг топилиши палеогеографик қайта тиклаш ва уларнинг ҳосил бўлишидаги палеоиклимни аниқлаш учун муҳим ҳисобланади.

#### 5.4. Диагенезнинг геохимёвий фациялари

Чукинди ҳосил бўлиш муҳити минерал-индикаторлари ва диагенез босқичи муҳитини ўрганиш асосида Л.В.Пуставалов, Г.И.Бушинский, Г.И.Теодорович геохимёвий фациялар ҳақидаги

таълимотни яратишган. Унга нефт литологиясида Г.И.Теодорович томонидан аниқлик киритилган. Темирнинг аутиген минераллари ва оксидловчи-тикловчи чегаранинг тутган ўрни бўйича диагенез босқичида Г.И. Теодорович 6 та асосий йирик геокимёвий фацияларни ажратган.

1. *Сулфидли фация (водород сулфид, кучли тикловчи).* У диагенез босқичида темир сулфидлари: гидротроилит, троилит, мелниковитдан иборат бўлган минералларни ўз ичига олади. Улар кейинчалик пирит ва марказитга ўтади. Камдан-кам ҳолларда халкопирит кузатилади. Геокимёвий шароитлар ил сувларини, чўкмани, баъзан чўкма устидаги ҳавза туби сувларини тўйинтирувчи водород сулфид таъсиридан келиб чиқади. Оксидловчи-тикловчи муҳитлар орасидаги чегара чўкма юзасидан баландда ўтади. Муҳит анаэроб бўлади. Бентос фауна кузатилмайди. Чўкма ОМ билан бойитилган. Мисол тариқасида, Қора денгиз тубидаги 200м дан ортиқ чуқурлик ётқириклари, Кавказолди майкоп свитаси гиллари, апвеллингнинг  $E_h - 500 \text{ mV}$ ,  $pH > 7,5$  ва ОМ миқдори 10-15% дан ортиқ замонавий ётқирикларини келтириш мумкин.

2. *Сулфид-сидеритли ва сулфид-шамозитли тикловчи фация.* Геокимёвий шароитлар сульфат-редукциянинг аста-секин ошиб бориши, гил сувларида  $H_2S$  концентрацияси ортиши билан белгиланади. Яшаш муҳити аэроб, оксидловчи-тикловчи чегара чўкма юзасидан бирмунча баландда ўтади. Бентос фауна одатда мавжуд эмас. Камдан-кам ҳолларда эзилган бентос қолдиқлари кузатилади. Эҳтимол, улар водород сулфид билан заҳарланишдан олдин ривожлана бошлаган. Уларнинг типик вакиллари - Россия платформаси шарқидаги доманикитлар, Ғарбий Кавказнинг кум свитаси ҳисобланади.

3. *Сидерит ва шамозитли кучсиз тикловчи фация.* Оксидловчи-тикловчи чегара чўкма юзасига мос келади. Чўкинденинг устки сиртида сидерит ёки шамозит бўлади, лекин чўкмада пиритли кислородсиз тикловчи муҳит ҳукмронлик қилади. Фауна - эзилган бентосдан иборат ёки умуман мавжуд бўлмайди. Замонавий маълумотлар бўйича (Акрамходжаев, Бабадагли, 1986) ОМ миқдори 3,3% га етиши мумкин. Мисол учун: сувости дельталари гилли ётқириклари-  $E_h 0,00$  дан 150-400  $\text{mV}$  гача;  $pH > 7,5$ .

Сульфидли-сидерит, сульфидли-шамозит, сидеритли ва шамозитли фацияларини Г.И.Теодорович нефт ҳосил қилувчиларга ётқизикларга киритади.

4. *Лептохлоритли, сидерит-гематитли нейтрал фация.* Илли ётқизиклар оксидли лептохлоритлар ва бентос фаунаси билан бойиган. Оксидловчи-тикловчи чегара ҳар доим чуқма юзасидан пастдан ўтади.

5. *Глауконитли (суст оксидловчи) фация.* Чуқиндида диагенетик глауконит, оксидли лептохлорит, эҳтимол, фосфатлар ривожланган бўлиши мумкин. Оксидловчи-тикловчи чегара чуқма юзаси яқинидан ўтади. Бентос фаунаси нормал шўрликда яшовчи турлардан иборат. Сўнгги маълумотлар бўйича шельфнинг бу қисми ўртача ва чуқур қисмларидаги кум-алевритли ва оҳактошли булиб, улар ҳавза туби оқимлари ва кислородли сувлар билан яхши аэрацияланади.  $Eh = 0$ ;  $pH > 7,5$  га тенг.

6. *Темир оксидлари ва гидроксидлари (оксидловчи) фацияси.* Ётқизиклари темир оксидлари ва гидроксидлари, сувлар эса кислород билан бойитиган. Бентос фаунаси нормал шўрликда яшовчи турлардан иборат. ОМ мавжуд эмас. Оксидловчи-тикловчи чегара чуқма ичидан ўтади. Мисоллар: Фарғона ҳавзасидаги кечки олигоцен ҳавзаси қирмизиранг сумсар свитаси, керчен темир маъданлари.  $Eh > +400 \text{ mV}$ ;  $pH \approx 8$ .

Г.И.Теодорович томонидан pH профили бўйича қуйидаги геохимёвий фациялар ажратилган:

- кескин ишқорли  $pH > 9$ . Минерал-индикаторлари: магнезит ( $MgCO_3$ ), доломит -  $CaMg(CO_3)_2$ . Арид зоналарининг содали кулларида ривожланган.

- ишқорли:  $pH = 7,8-8$ . Денгиз ва океанлар тубининг чуқиндилари: қумтошлар, алевролитлар, гиллар, оҳактошлар, мергеллар учун характерли. Бентос фаунага эга.  $CaCO_3$  барқарор, қўпинча микродонали бўлади.

- суст ишқорли:  $pH = 7,3-8$ .  $CaCO_3$  беқарор, фосфатлар эса характерли.

- нейтрал:  $pH = 6,6-7,2$ .  $CaCO_3$  беқарор булиб, шу сабаб ривожланмаган. Сидерит ва силицитлар кузатилади.

- кучсиз кислотали:  $pH = 5,5-6,5$  ва кислотали:  $pH < 5,5$ ;  $Eh + 400 \text{ mV}$ . Ушбу муҳит қўл ва ботқоқларда ривожланган. Галлуазит, каолинит, темир ва марганец оксидлари характерли.



Eh ва pH биргаликда диагенезнинг геохимёвий фацияларининг турли-туманлигига сабаб бўлади. Гумид ва океан седиментогенези чукиндилари эрта диагенезининг асосий геохимёвий вазиятлари тавсифи 5.1 жадвалда кўрсатилган.

Диагенезнинг геохимёвий вазиятларини ва чукинди литификациясини белгиловчи асосий омиллари қуйидагилар:

- Чукинди компонентларининг таркиби;
- Чукиндида кўмилган ОМ миқдори ва сифати;
- Чукиндининг ил (ғоваклик) сувлари таркиби;
- Аэроб ва анаэроб характердаги бактериал жараёнлар;
- Чукинди ҳосил бўлиш тезлиги;
- Чукинди тупланиш ҳавзаси чуқурлиги – яъни ҳавза туби

сувлари ва юмшоқ кўмилган чукиндилар орасидаги чегара.

Бу санаб ўтилган диагенез омиллари қуйидаги асосий хусусиятларни белгилайди (5.1-жадвал).

- ОМ йўқлигида бутун диагенез давомида нормал шўрликдаги денгиз чукиндиларида оксидланиш минераллашуви кечади;

- ОМ ортиқча бўлганда (6-15% гача) тикловчи минераллашув хукмронлик килади (денгиз шельфи чуқур ботиқликлари, континентал ёнбағирнинг юқори қисми – апвеллинг зонаси);

- ОМ миқдори 3% гача бўлганда диагенетик минерал ҳосил бўлиш оксидловчи босқичдан ўтади, темир ва марганец гидрооксидлари ва гидрослюда ҳосил бўлади; тикловчи босқичда темир ва марганец карбонатлари ва темир сульфидлари (сувостии делталари, турбидитлар) ҳосил бўлиш билан бирга кечади;

- ОМ миқдори 0,7-1,2% бўлганда ва ҳавза туби оқимлари аэрациясида нейтрал ишқорий муҳитда (шельфнинг ўрта қисми) глауконит, лептохлоритлар, фосфатлар ҳосил бўлади;

- ОМ бой бўлган қуруқликнинг чучуклашган сув ҳавзаларида диагенетик минераллашув гелей туркумида кечади, темир ва марганец карбонатлари, вивианит ҳосил бўлади;

- чукинди тупланиш тезлиги паст бўлганда чукиндиларнинг ил сувлари билан ўзаро таъсири узоқ вақт давом этади ва чукинди материали юқори даражадаги "мувозанатга"эришади. Чукинди тупланиш тезлиги юқори бўлганда чукиндилар бактериал ва физик-химёвий қайта ишлаш

зонасидан тез чиқади ва чукиндининг дастлабки таркиби сақланиб қолади. Диагенез жараёни якунланмайди ва чукиндиларнинг кейинги босқичларида ҳам давом этади;

- рифоген карбонат жинслар организмлар ҳаёт-фаолияти жараёнида шаклланади, бушоқ сувланган босқични четлаб ўтади;

- литорал ва пляж карбонатли чукиндилари, айниқса илик иқлимда, чукинди ҳосил бўлиш жараёнларида бир неча ўнлаб йиллар мабойнида литификацияланади (тоғ жинсига айланади);

- сувости карбонатли чукиндиларнинг литификацияси бир неча метрдан 20-30м гача чуқурликда оҳактош ёки доломитлашган оҳактош шаклланиши билан бирга кечади;

- хемоген сульфатли ва хлоридли чукиндилар литификацияси бир йиллик ёки бир неча йиллик цикл давомида якунланади;

- континентал қуруқлик чекка ва тоғ этаклари текисликларидаги сув ҳавзаларида семиарид ва арид иқлимларда ил сувларининг таркибига боғлиқ ҳолда (сульфат-ионлар миқдори паст ёки юқори даражада бўлганда) диагенез гумид иқлимдаги чучуқлашган сувлар ёка сувости дельталаридагига ўхшаш схема бўйича кечади;

- чуқур сувли абиссал ботикликларда муаллақ таъсир самараси кузатилади. Кремнийли, карбонатли ва қизил рангли гил ётқизикларининг диагенези, ўнлаб миллиондан то 150 миллион йилларгача давом этиши мумкин[24].

Диагенез натижасида бушоқ чукинди чукинди жинсга айланади. У қаттиқ цементланган ёки бушоқ бўлиши мумкин. Унинг хоссалари седиментогенез шароитларига боғлиқ бўлиб, нафақат диагенез шароитлари, балки стратисферада тоғ жинсининг кейинги қайта ўзгаришини ҳам белгилайди.

Юқорида келтирилган геокимёвий фациялар таснифи суёқ ва газсимон углеводородларни (УВ) ҳосил қилувчи ётқизикларни ажратишни (белгилашни) мақсад қилиб қўяди. У нефт ва газ ҳосил бўлишининг чукинди-миграцион гипотезасига асосланган. Л.В. Пустовалов ва Г.И.Теодоровичнинг геокимёвий фациялар таснифидан ташқари бошқа таснифлар ҳам таклиф этилган: Л.А. Гуляева (1956), Н.Б.Вассоевич (1959) А.Е.Конторович (1967.1976), Д.В.Жабров (1960), С.Я.Вайнбаум (1961). Уларнинг барчаси аслида минерал-геокимёвий саналади. Лекин геокимёвий

фацияларни таснифлашнинг энг истиқболлиси Н.М.Страховга тегишли. Н.М.Страхов бўйича замонавий чуқинди ҳосил бўлиш ҳавзаларининг оксидловчи-тиқловчи салоҳияти бутунлай органик моддалар (ОМ) тақсимланиши билан белгиланади. Органик моддаларнинг миқдори темирнинг оксид шаклидаги бирикмаси ( $\text{Fe}^{3+}$ ) закис шаклидагиси ( $\text{Fe}^{2+}$ ) билан алмашилиши жараёнида аста-секин ошиб боради. Бу қонуният қадимий чуқинди ҳавзалари ёғкизиқларида ҳам кузатилади. Қадимий чуқинди жинслардаги оксидлаш салоҳияти диагенез жараёнида темирнинг оксид шаклидаги бирикмаси ( $\text{Fe}^{3+}$ ) закис шаклидагиси ( $\text{Fe}^{2+}$ ) билан алмаштиришда сарф бўлган органик углерод миқдори билан баҳоланади ва қуйидаги формула билан аниқланади (Страхов Н.М., Залманзон Е.С., 1955):

$$\text{Сорг.даст.} = \text{Сорг.ред} + \text{Сорг.қол},$$

бунда Сорг.даст. аналитик усулда аниқланадиган намунадаги Сорг миқдори (вазн %). Шундай қилиб, тоғ жинсларидаги бирламчи органик углерод миқдори (Сорг) нефт ҳосил бўлишини баҳолаш ва нефтдор ёғкизиқларни аниқлаш учун қулай омил ҳисобланади.

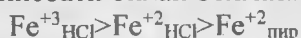
Юқорида келтирилган таснифларда чуқинди жинсларни ўрганиб, геохимёвий муҳитларни аниқлашда асосий мезон бўлиб аутиген-минералогик ва темир шакллари аниқлаш ҳисобланади (5%  $\text{HCl}$ да эрийдиган темирнинг оксидли ва закисли шакллари, пирит, олтингугурт, органик моддалар ёки  $\text{С}_{\text{орг}}$  битумли комплекслари).

Аммо бундай ёндошув муҳим камчиликка эга – яъни биз жинсда темир минераллари мавжудлигини аниқлаймиз, аммо уларнинг вақт давомидаги нисбатини: седиментацион, диагенетик, катагенетик ёки устама эпигенетик ўзгаришларини билмаймиз. Демак литогенезнинг турли босқичларидаги геохимёвий шароитларнинг ўзгаришини аниқлай олмаймиз. Мисол учун, 5.3-расмда Қримдаги таврия (триас) формацияси жинсларидаги темир карбонатлари ва сульфидлари конкрециялари келтирилган расмдан кўриниб турибдики, аргиллитлардаги темир карбонати катламланишга нисбатан аниқ диагенетик, темир сульфидлари конкрециялари эса постдиагенетик ва катагенетик ёки устама эпигенетик бўлиши мумкинлигини кўрсатади. Темир сульфиди конкрециялари ҳосил бўлишининг вақтинчалик характери

аниклаш учун уларнинг тоғ жинсларида тарқалишини, тоғ жинсларининг структуравий-текстуравий хусусиятлари билан ўзаро муносабати, фацциал мансублиги, шлифда аутиген минералларини ўрганиш, қолдиқ  $C_{орг}$  ни аниклаш ва шу билан литогенез босқичларида геохимёвий шароитларнинг (муҳитларнинг) ўзгаришини аниклаш мумкин. Демак, кимёвий таҳлил маълумотлари минерал-петрографик тадқиқотлар билан биргаликда талқин қилиниши керак.

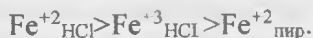
Литогенезнинг турли босқичларида геохимёвий шароитларни ажратишдаги таърифланган ёндошув 1975 йили Акрамхўжаев А.М., Эгамбердиев М.Е. ва Яковц Ю.А. томонидан таклиф этилган. Оксидловчи-тикловчи муҳитлар темир ва олтингугуртнинг аутиген-минералогик шакллари, темир оксидини тиклаш учун сарф бўлган  $C_{орг\text{ ред}}$  миқдорини ва тикловчи муҳитни яратишда қатнашмаган  $C_{орг\text{ қол}}$  орқали аниқланган. Геохимёвий муҳитлар хусусиятлари темир карбонати минераллари миқдорини аниклаш, микроскоп остида шлифларда ва аншлифларда ўрганиш ва тоғ жинсларидаги сувда эрувчан компонентлар  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $CO_3^{2-}$  нисбати ва белгиланган мезонлар бўйича геохимёвий вазиятлар ажратилган.

**1. Оксидловчи муҳит.** Бу темирнинг қуйидаги аутиген-минералогик шакллари нисбати билан белгиланади:



Темирнинг 5% HCl да эрийдиган оксидлари устиворлиги характерли. Пирит темирининг миқдори арзимас (0-0,04%). Муҳит кўнғир-қизил рангли дағал вам майда бўлакли жинсларга (молассларга) хос. Карбонатлар таркибида кальцит доломитдан кескин устиворлик қилади, сульфатлар кенг ривожланган. Шлифларда фаол темирланиш кузатилади. ОМ гумусли бўлиб, миқдори камдан-кам ҳолларда фойизнинг ўндан бир улушини ташкил этади. Юқори битумдорлиги, эҳтимол, эпигенетик бўлиши мумкин.

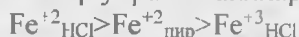
**2. Суст тикловчи ва кучсиз оксидловчи муҳит.** Реакцияга кириш имкони бўлган темир миқдорида закис шакли устиворлик қилади:



Пиритнинг миқдори кам (0,01 – 0,15%), темир оксиди кўпроқ (1,5%). Асосан кул рангли: континентал, кул, денгиз сувости

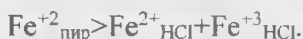
делтаси, саёз (шельф), ярим ёпиқ қўлтиқлар тоғ жинслари. Карбонатли қисмида доломитлар купроқ, сидерит, камроқ ҳолларда анкерит учрайди. Глауконит характерли. ОМ миқдори 0,5 дан 1% гача,  $C_{орг}$  нинг анча қисми темир ва олтингугуртни редукциялашга сарфланган. Гумус моддалар купроқ бўлган ОМ аралаш таркибли. Жинслар асосан сингенетик-битумли.

3. *Тикловчи муҳит.* Темир учраш шакллари нисбати.



HCl (5%ли)да сульфид олтингугуртини миқдори сезиларли даражада кўпаяди ва  $Fe^{+2}_{пир}$  нинг миқдори (ҳисоблаб топилган) 0,5% га боради. Темир оксидининг миқдори 0,2% дан ортиқ эмас.  $C_{орг}$  нинг аналитик усулда аниқланган темир оксидларини редукциялашга сарфланган миқдори қолдиқ углероднинг ( $C_{орг\ кол.}$ ) >60% ташкил этади. Купинча битумли тўқ кул рангли гил-карбонатли жинслар. Аутигин минераллари: пирит, сидерит, шамозит. Карбонатли минералларнинг нисбаги турлича. Чукманинг юқори карбонатлилиги денгиз ҳавзаси сувининг нормал шўрликда бўлганлигидан далолат беради ( $Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{--4}$ ).

4. *Кескин тикловчи муҳит.* Темирнинг учраш шакллари нисбати куйидагича:



Темирнинг оксидли шакллари деярли йўқ ёки очилмалардан олинган намуналарда аниқланади. Тоғ жинслари асосан гилли, гил-карбонатли тўқ кулрангдан қорагача тусда. Пирит доимий мавжуд (2% гача), ОМ миқдори юқори, чуқиндилар битумли. Юқорида берилган шароитларнинг белгилари 5.2-жадвалда келтирилган.

Юқори Мочай (Бойсун-Аулатдан шимолий-ғарбда), Одамтош, Тубегатан майдонлари керн намуналарини урганиш карбонатли жинсларнинг пирит билан максимал тўйинганлигини кўрсатди. У ўлчами 2-5мм га боровчи яхши шаклланган кубик ва ромбик кристаллдан, уюшиқ ва чангсимон зарралардан иборат. Бу ёндош жинсларнинг кескин тикловчи турғун муҳитда ҳосил бўлганлигини кўрсатади. Карбонатли формацияда, пиритдан ташқари, галенит, сфалерит (Кухитанг, Кимерек), сидерит, анкерит, лептохлорит тез-тез учрайди (Акрамхўжаев А.М. ва б., 1975). Бу оксидловчи-тиклолчи муҳитнинг кесмасида сульфидли

(водород сулфидли) ва карбонат-сулфидли геохимёвий фациялар борлигини билдиради.

5.2-жадвал.

Геохимёвий мухитлар хусусиятлари  
(А.М.Акрамхўжаев, М.Е.Эгамбердиев, Ю.А.Яковец буйича, 1975)

| Геохимёвий<br>вазят туркуми                                                                                                    | Микдори, %              |                                    |                                    |                                |                                  | Характерли<br>аутиген минерал-<br>лари                                                                                                  |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                                                                | Fe <sup>+2</sup><br>пир | Fe <sup>+2</sup> <sub>н</sub><br>с | Fe <sup>+3</sup> <sub>н</sub><br>с | C <sub>орг</sub><br>кол        | C <sub>орг.р</sub><br>сд         |                                                                                                                                         |
| I. Оксидловчи мухит. Чукиндилар асосан терриген жинслардан – қизил рангли гравелитлар, кумтошлар, алевритлар, гиллардан иборат | 0,01-0,04               | 0,2-1,0                            | 0,4-2,0                            | 0,03-0,15                      | 0,01-0,8                         | Гематит, лимонит, гидрогентит, марганец оксидлари. барит. Гилли минераллардан каолинит, гидрослюда муҳим; бокситлар, доломитлар учрайди |
| II. Кучсиз тикловчи (суст оксидловчи). Терриген-карбонатли жинсларнинг кенг спектри, асосан кулрангли                          | 0,01-0,15               | 0,5-2,0                            | 0,1-1,5                            | 0,05-0,75                      | 0,03-0,35                        | Глауконит, фосфоритлар, сидерит, анкерит, гидрослюда каолинит билан, доломитлар                                                         |
| III. Тикловчи мухит. Қорамтир гил-карбонатли жинслар, купинча битумли                                                          | 0,1-0,5                 | 0,2-1,2                            | 0,01-0,2                           | 0,1-1,0<br>ва<br>унда<br>н куп | 0,15-0,60<br>ва<br>унда<br>н куп | Сидерит, шамозит, галенит, пирит, гил минералларидан-монтмориллонит                                                                     |
| IV. Кескин тикловчи мухит. Гил ва гил-карбонатли жинслар, қорамтирдан қора ранггача, доимо битумли                             | 0,5-2,5                 | 0,1-0,5                            | 0,01-0,05                          | 1,0<br>дан<br>куп              | 0,60<br>дан<br>куп               | Пирит; гил минералларидан-монтмориллонит ва аралаш қатламли хосилалар                                                                   |

Ғарбий ва Жанубий Ўзбекистондаги юқори юра ётқизикларида  
геокимёвий шароитлар курсаткичлари (келловей-оксфорд)  
(А.М.Акрамхўжаев, М.Е.Эгамбердиев, Ю.А.Яковлев бўйича, 1975)

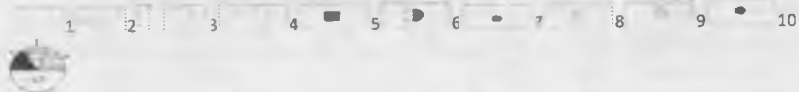
| Майдон<br>номи     | Литоло<br>гияси  | Таҳлил<br>лар<br>сони | Жинсдаги микдори, %                 |                                     |                                     |                          |                          | Геокимё-<br>вий ва-<br>зият         |
|--------------------|------------------|-----------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------------------|
|                    |                  |                       | Fe <sup>+2</sup> <sub>п</sub><br>нр | Fe <sup>+2</sup> <sub>н</sub><br>с1 | Fe <sup>+3</sup> <sub>н</sub><br>с1 | С <sub>орг р</sub><br>ед | С <sub>орг к</sub><br>ол |                                     |
| Мама-<br>жугурта   | Оҳак-<br>тошлар  | 2                     | 0,13                                | 0,48                                | 0,27                                | 0,12                     | 0,15                     | Кучсиз<br>тикловчи                  |
| Шимолий<br>Муборак | Карбо-<br>натлар | 7                     | 0,00<br>6                           | 0,1                                 | 0,18                                | 0,01                     | 0,25                     | ва султ<br>оксид-<br>ловчи<br>муҳит |
| Шимолий<br>Қамаши  | -/-              | 6                     | 0,00<br>5                           | 0,06                                | 0,40                                | 0,01                     | 0,86                     | -/-                                 |
| Шурасой            | Карбо-<br>натлар | 10                    | 0,06                                | 0,15                                | 0,03                                | 0,06                     | 0,16                     | Кучсиз<br>тикловчи                  |
| Қорахитой          | -/-              | 19                    | 0,23                                | 0,41                                | 0,05                                | 0,20                     | 0,08                     | ва султ<br>оксид-<br>ловчи<br>муҳит |
| Шурчи              | Оҳак-<br>тошлар  | 6                     | 0,7                                 | 0,98                                | 0,70                                | 0,67                     | 0,21                     | Кескин<br>тикловчи                  |
| Шўрчи              | -/-              | 5                     | 1,57                                | 0,47                                | 0,03                                | 1,28                     | 0,16                     | ва тик-<br>ловчи                    |
| Ашиқудуқ           | -/-              | 3                     | 0,71                                | 0,31                                | 0,02                                | 0,64                     | 0,7                      | муҳит                               |
| Жанубий<br>Муборак | Карбо-<br>натлар | 5                     | 0,62                                | 0,22                                | 0,03                                | 0,55                     | 0,25                     |                                     |
| Тошли              | -/-              | 13                    | 0,32                                | 0,26                                | 0,03                                | 0,26                     | 0,60                     |                                     |
| Ўртабулок          | Оҳак-<br>тошлар  | 36                    | 0,57                                | 0,20                                | 0,04                                | 0,47                     | 0,28                     |                                     |

5.3-жадвалда Бухоро-Хива нефтли вилоятидаги Бухоро ва Чоржой поғоналари ва Ҳисорнинг жанубий-ғарбий этакларидаги кидирув майдонларидаги юқори юра (келловей-оксфорд) карбонатли формациясини аналитик ўрганишда аниқланган геокимёвий вазиятларнинг характерли натижалари танлови келтирилган бўлиб, у Ўрта Осиёнинг жанубий-ғарбидаги юқори юра ётқизикларининг минерал-геокимёвий фациялари тарқалишининг схематик хариталарини тузишга асос бўлган (Акрамхўжаев О.М, Эгамбердиев М.Е, 1971) ( 5.7-расм).

Харита тузиш учун асосий материал Ҳисор тизмалари жануби-ғарбий этакларидаги табиий очилмалардан олинган намуналарда ва Бухоро ва Чоржов поғоналари, Душанбе ботиклигидаги бурғ кудуклари керн намуналарида олиб борилган лаборатория таҳлиллари натижаларидан фойдаланилган.



5.7-расм. Ўрта Осиё жанубий-шарқи оксфорд-келловейининг минерал-кимёвий фациялари тарқалишининг схематик харитаси (А.М.Акрамхўжаев, М.Э.Эгамбердиев, Ю.А. Яковец, 1971).



Шартли белгилар: 1 - палеозой чуқинди жинсларнинг ҳозирги очилмалари; 2 - чуқинди хавзаларининг чегаралари; геохимёвий муҳит турлари: 3 - кучсиз оксидловчи, суст тикловчи (ёки вақт давомида оксидловчи ва тикловчи вазиятларнинг тез-тез ўзгариши); 4 - тикловчи. Геохимёвий муҳитларнинг минерал-индикаторлари: 5 - пирит; 6 - галенит ва сфалерит; 7 - нефтдорлик; 8 - газдорлик. Кузатиш нукталари: 9 - очилмалар; 10 - бурғи кудуклари; доираларда: а - темир пиритли, б- лептохлоритли ва сидеритли темир; в - гемир оксиди, г - колдик органик углеводород (Сорг.қол).

Кечки юра ҳавзасининг шимолий соҳилбўйи камарида сувнинг динамик режими ва шўрлиги тез-тез ўзгариши шароитида гипс ва ангидритлар қатламчаларига эга бўлган карбонатли ва



терриген жинслар тупланган. Соҳилдан узоқлашган сари улар карбонатли чўкиндилар: оҳактошлар, мергеллар ва доломитлар билан алмашади. Соҳилбўйи камаридан анча узоқда терриген лойқалар кам келиб тушганда юқори ғовакдор ва битумли оҳактошлардан таркиб топган риф камари шаклланган.

Карбонатли чўкиндилар қалинлиги соҳилбўйи ҳудудларида 250 м дан чекка ҳудудларида 700 гача (Кугитанг) ўзгаради. Суст оксидловчи, кучсиз тикловчи ва тикловчи шароитлар устиворлик қилган (5.7-расм). XVa ва XVI маҳсулдор горизонтлар шаклланишида кескин тикловчи шароитлар мавжуд бўлган. Бу ҳақда Шўрчи, Ашиқудуқ, Жанубий Муборак, Тошли, Ўртабулоқ майдонлари чўкиндиларида темир пиритининг (0,24-1,57%) темир закиси (0,2-0,93%) ва оксидларидан (0,08-0,26%) кўплиги далолат беради. Минтақанинг катта қисмида суст тикловчи ва кучсиз оксидловчи муҳит ҳукмронлик қилган.

Темирни оксид шаклидан закис шаклига ўтказишда сарф бўлган реакцияга киришувчи органик углерод Сорг.ред миқдорини ҳисоблаб топиш формуласидан ва геохимёвий муҳитларни темир шакллари миқдори ва нисбати бўйича аниқлаш формуласидан фойдаланиб элементар атом-валентлик даражасида ҳисоблаш лозим. Бу қуйидагича: 5% HCl да эрийдиган темир шакллари:  $\text{Fe}^{+2}_{\text{пир}}$ ,  $\text{Fe}^{+2}_{\text{сид}}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ . Шунинг учун бу усул минерал-геохимёвий эмас, балки геохимёвий деб саналиши мумкин.

### 5.5. Диагенетик газ ҳосил бўлиш

Геохимёвий фациялар хусусиятлари таърифидан шу маълум бўладики, седиментация босқичида субаквал шароитларда тўпланган ОМ темир оксидини темир закисигача тиклашга сарфланади. Бу босқичда ОМ қайта ишланиши асосан аэроб бактериялар томонидан амалга оширилади. Бу жараёнлар диагенез босқичида ҳам давом этади, лекин анаэроб бактериялар томонидан  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_3$  ишлаб чиқариш орқали кечади. Рогозин Е.А., Наливкин В.Д., Неручев С.Г., Радченко О.А., Успенский В.А.нинг (1977) назарий ҳисоб-китоблари шу тўғрисида далолат берадики, диагенезнинг қисқа муддатида кўмилган ОМ нинг қарийб 26,5% газга айланади. Бу газлар олдин гидросферага, кейинчалик атмосферага чиқиб кетади. Лекин тутқич мавжуд бўлганда

углеводород конлари ҳосил бўлади. Макогон Ю.Ф, Трофимук А.А, Жижченко Б.П ишларида шу аниқланганки, денгиз ҳавзаси ётқизикларида 250 м дан ортиқ чуқурликларда ва 15-20<sup>0</sup>С ҳароратда углеводород газлари гидратлари, хусусан метан гидратлари (CH<sub>4</sub>x6H<sub>2</sub>O) ҳосил бўлиши мумкин. Бу каттик моддалар фоссилийлашиши (тошкотиш) ва ётқизикларда қумилиб, кейинчалик юқори ҳароратларда газсимон метан чиқариб, парчаланиши мумкин.

Бактериал келиб чиқишга эга биокимёвий метан ишлаб чиқариш зонасини Н.Б.Вассоевич метан ҳосил бўлишининг асосий диагенетик зонаси деб номлашни таклиф қилган (1.1-жадвал). Аэроб бактериал метан шаклланишининг куйи чегараси аниқ белгиланган эмас. В.В.Белоусов (1936), Ф.А.Алексеев ва В.С.Лебедев тахминига кўра у 1000 м чуқурликкача деб белгиланган. Француз геологлари Тиссо Б, Пеле Р. ва б. (1972) бактериал УВ тарқалишининг пастки чегараси 2500м чуқурликка боради деб тахмин қилишган.

Диагенез жараёнларида водородсулфид биокимёвий йўл билан ҳосил бўлади. Мисол учун, Қора денгизда ҳосил бўлувчи сувларнинг H<sub>2</sub>S билан заҳарланган устки чегараси, яъни H<sub>2</sub>S ишлаб чиқарувчи ётқизикларнинг пастки чегараси 150-200м ва ундан чуқурроқдан ўтади. Сульфат – ионнинг тикланиш тезлиги ил сувларида осон ўзлаштирилувчи ОМ ҳисобига аста-секин пасайиб боради. Илли чуқиндилар пастга ботишида метан концентрацияси кескин ошади ва унинг анаэроб оксидланиши тезлашади, СО<sub>2</sub> тўпланади. Метаннинг оксидловчилари бўлиб сульфат редукцияловчи бактериялар саналади. Бунда азотни газ ҳолигача тикловчи нитрит ва нитратлар иштирок этади (Леин А.Ю, Русанов И.И ва б., 2011). Шунинг учун, Қора денгиз чуқиндиларда анаэроб микробиологик жараёнларда вужудга келган метан оксидланиш жараёнларига сарфланади. Демак ерости углеводород газларида анча микдорда азотнинг пайдо бўлиши, уларнинг микробиологик парчаланишидан дарак беради.

Дунё океани акваториясида метаннинг газогидридли тўпламлари бевосита гидрат ҳосил бўлиш зонасида ҳамда пастдаги қатлам ва қатлам сувларидан миграцияланувчи газлардан вужудга келади. Арктика денгизларида улар 100-250м, экваториал денгизларда 400-600м чуқурликда ҳосил бўлиши мумкин.

Газогидрат конларидан тахминан 30 таси Россияда аниқланган. Америка Қушма Штатлари, Канадада ҳам мавжуд. Россияда Мессоях, Уртавилюй (Сибир), АҚШда - Барро, Томпсон ва б. (Аляска), Канадада - Каналуак, Нерлерк ва бошқалар энг машҳурлари ҳисобланади.

Денгиз ҳавзаларининг гилли чукиндилярида калинлиги 1-5 смли устки қатламда аэроб бактериялар ривожланади. Говаклик сувлярида юқоридаги денгиз сувлярининг диффузияси туфайли эриган кислород бўлади. Бу зонада ишқорли-оксидловчи шароит устивор бўлади, темир ва марганецнинг оксидли ва гидрооксидли бирикмалари чуқмага ўтади. Улар коллоидлар шаклида келиб тушади ва денгиз тубида чуқади.

Чукиндида чуқурлашиб борган сари муҳит шароитлари ўзгариб боради. Органик моддаларнинг чириши ва бактериялар ҳаёт-фаолияти жараёнлярида ил сувляридаги эркин кислород сарф бўлади. Микроорганизмлар барча кислородни сарфлаб бўлганидан кейин, уни кислородли бирикмалардан олабошлайди, яъни Fe, Mn ва бошқа элементларнинг оксидли ва гидрооксидли бирикмалари тикланади.

Чукиндилар чуқурликка ботиб бориши жараёнида аэроб бактериялар сони камайиб боради, анаэроб бактериялар кўпаяди. Денгиз сувлярида кўп миқдорда бўлган сульфат-ионлар кириб келиб, уларнинг редукцияси содир бўлади. Денгиз сувлярида сульфат редукцияси қуйидаги тенглама бўйича кечади:

бактериал  $SO_4^{-2} + 2CH_2O \rightarrow \rightarrow \rightarrow 2CO_2 + S^{-2} + 2H_2O$   
катализатор  $S^{+6} \rightarrow S^{-2}$  – тикланиш, яъни мусбат валентлик-  
нинг камайиши.

бунда водород сульфида  $H_2S$  ҳосил бўлади, у  $Fe^{+2}$  билан реакцияга киришиб, микроскопик кристаллар шаклидаги темир сульфида – *пирит* –  $FeS_2$  ни ҳосил қилади (5.8а-расм).

Сульфат-редукция зонаси чукиндининг устки 50 см ини эгаллайди, чуқуррокда  $SO_4^{-2}$  миқдори камаяди, реакция тўхтаиди.

Чучуклашган ички денгиз ва қуруқлик сув ҳавзаларидаги чукиндиларда бошқа минераллар ҳосил бўлади. Чучук сувларда сульфат-ионлари концентрацияси денгиз сувляридагига нисбатан 300 марта кам бўлади. Сульфат-ионлар камлиги сабабли сульфатлар редукцияси суст кечади,  $H_2S$  концентрацияси кам бўлади, шунинг учун бу чукиндиларда кўп миқдорда пирит ҳосил бўлмайди.

Ҳосиллик органик моддаси чириганда кислород сарф бўлади ва карбонат ангидрит ҳосил бўлади. Бу юза сувларида коллоид эритмаларда Fe бирикмалари ва карбонат ангидрит куп бўлганда оолитлар, сферолитлар шаклдаги *сидерит* —  $\text{FeCO}_3$  ҳосил бўлишига олиб келади (5.8б-расм). Сидерит делта қатламларидаги ботқоқлик чуқиндиларида айниқса куп учрайди.

Кам миқдордаги органик моддага эга бўлган нормал шўрликдаги саёз сувли булакчи ва гилли чуқиндиларда муҳит шароитлари суёт тикловчидан кучсиз оксидловчигача ўзгаради: органик модданинг чириши тикловчи муҳитни келтириб чиқаради, оқимлар билан чуқиндиларнинг тез-тез ювилиб турилиши чуқиндининг аэрациясига ва оксидловчи муҳит ўрнатилишига олиб келади. Бу шароитларда *глюконит*, *хлорит*, *лентохлоритлар* ва *фосфоритлар* ҳосил бўлади (5.8 в, г, д-расмлар).

Соҳилбўйи ғовакли денгиз чуқиндиларида аэрация ва органик моддаларнинг оксидланиши яхши бўлганлиги сабабли, тикловчи муҳит вужудга келмайди, оксидли ва гидрооксидли минераллар сақланиб қолади (5.8е-расм).

Гумид зоналарнинг терриген чуқиндиларида (делювий, пролювий, аллювий), тез-тез сув билан қопланиши сабабли, ғоваклик бўшлиқларида дисперс гилли минераллар, зичлашган илларда — турли ионлар чуқмага ўтади. Улар гилли минераллар билан бирга-ликда чуқинди цементини ҳосил қилади.

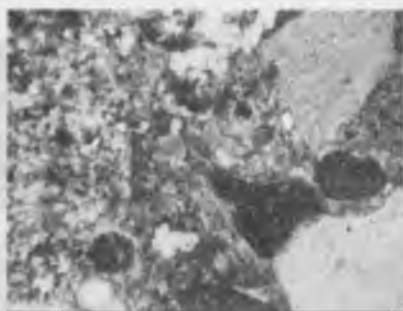
Арид зоналарнинг қумли чуқиндиларида куп миқдорда  $\text{Fe}+3$  бўлганда ва оксидловчи шароитда Fe оксидлари (ола-чипор ва қизил рангли жинслар) — лимонит ва гематит шаклланади.

Карбонатли чуқиндиларда денгиз сувларидан арагонит ва юқори магнезиал кальцит чуқмага ўтиши туфайли диагенез амалга ошади. Кейинчалик арагонит кальцитга, юқори магнезиал кальцит — доломитга айланиб кетади.

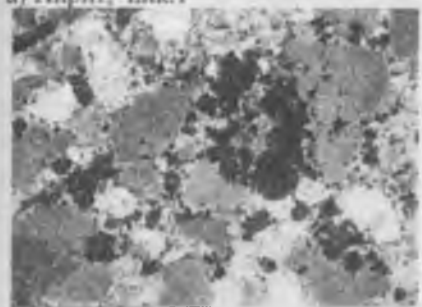
Кремнийли чуқиндиларда ишқорли-оксидловчи муҳитда кремнийли организмларнинг чиғаноқлари ва ғилофлари эриб кетади, кейинчалик коллоид эритмаларидан кремнезем опал шаклида чуқмага ўтади, оқибатда халцедон ва кварцга айланади.



а) Пирит, ник.1



б) Сидерит оолити, ник.2



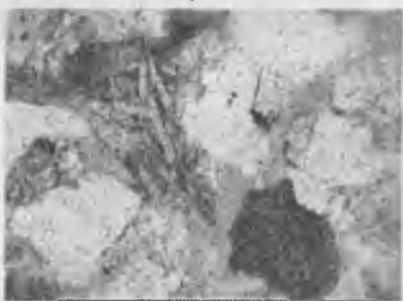
в) Қумтошда глауконит ва пирит



г) Қумтошда хлорит донаси. 1 ник.



д) Лептохлорит, ник.1



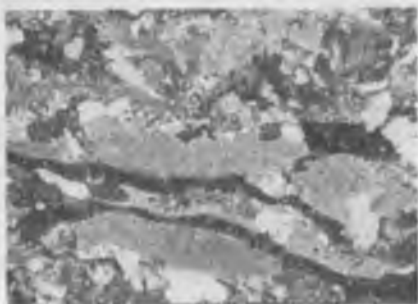
е) Ғовакли қумтошда лимонит (қук).

5.8.-расм. Гилли ва терриген жинслардаги диагенетик минераллар. Шлифлар  $\times 56$  марта катталаштирилган. Жанубий Сибир юра ва бур ётқиқиқлари (А.В.Ежова коллекцияси).

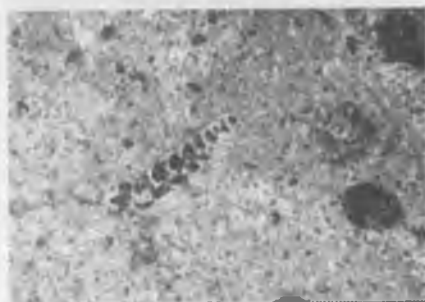
Тузли жинсларнинг диагенези зичлашиш жараёnlари билан белгиланади; минераллар сувсизланади ва қайта кристалланади. Натижада бу ётқиқиқлар қўл ва лагуналарда тез тош жинсларга айланади. Ионлар ва бошқа элементлар келтирилишига боғлиқ ҳолда турли аутиген минераллар: пирит, доломит ва б.ҳосил булади.



а) Кумтошда сидеритнинг кристаллари ва микроконкрециялари, 2 ник.



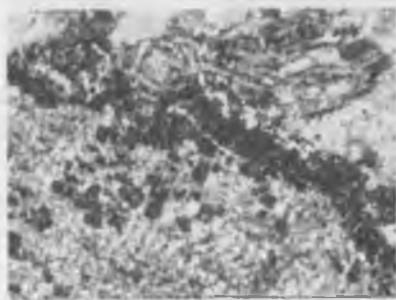
б) Пелитоморф сидеритнинг микроконкрециялари ва усимлик қолдиқлари қатламли текстурани ҳосил қилган, 2 ник



в) Фораминифера чиғаноғи бўйича пиритнинг псевдоморфозаси, 2 ник.



г) Кумирлашган усимлик қолдиғи бўйича пиритнинг псевдоморфозаси, 1 ник



д) Усимлик қолдиқлари бўйича сидерит ва пиритнинг псевдоморфозаси, ник 2



е) Темир оксиди микроконкрециялари гуллами, 1 ник

5.9-расм. Терриген ва гилли чуқиндиларда темир минералларининг конкрециялари ва псевдоморфозалари. Шлифлар  $\times 56$  марта катталаштирилган Жанубий Сибир юра ва буреткизиклари (А.В.Ежова коллекцияси)

Диagenезнинг кечки босқичида терриген ва гилли чуқиндиларда, Eh ва pH қийматлари узгариши, чуқиндининг турли қисмларида ил эритмалари концентрацияси нотекис булганлиги сабабли,

диагенетик минералларнинг қайта тақсимланиши амалга ошади: бир жойларда улар эрийди ва бошқа жойларда чўкмага ўтади. Минералларнинг қуюклашишида – конкрециялар – уюшиқлар ҳосил бўлади. Улар ёндош жинсларга қараганда бошқача таркибга эга бўлади, тоғ жинси ичидаги сувли эритмалардан чўкмага ўтиши туфайли вужудга келади. Конкрециялар таркибига диагенезда вужудга келувчи кўпчилик минераллар киради. Пирит ва сидерит конкрециялари, айниқса, кенг тарқалган (5.9а, б-расмлар). Улар муҳитнинг нордон, нейтрал ва кучсиз ишқорли шароитларида темир закиси ва органик модда мавжуд бўлганда гилли ва донали чўкиндиларда ҳосил бўлади.

Уларнинг шаклланиш жараёнлари водородсулфид ва карбонат ангидрит концентратияси билан назорат қилинади. Сидерит конкрециялари ҳосил бўлишида муҳит суст тикловчидан то нейтралгача ўзгаради, пирит конкрециялари учун муҳит фақат тикловчи бўлиши лозим.

Пирит ва сидерит конкрециялари кўпинча органик қолдиқлар – чиганоклар, ўсимлик фрагментлари бўйича псевдоморфозалар ҳосил қилади (5.9 в–д-расмлар). Темир оксидларининг майда конкрециялари соҳилбуйи ғовақдор чўкиндиларида ҳосил бўлади (5.9 е-расм).

### ***Назорат саволлари.***

- 1. Субаквал ва субаэрал диагенез ўртасида қандай фарқ бор?*
- 2. Субаэрал диагенезнинг асосий омиллари бўлиб нималар саналади?*
- 3. Эрта ва кечки диагенез ўртасида қандай фарқ бор?*
- 4. "Чўқурлик диагенезининг парадокси" нима?*
- 5. Нима учун океан чўқурликларида қизил рангли гил ҳосил бўлади?*
- 6. Диагенезнинг қандай геохимёвий фациялари нефтли чўкинди саналади?*
- 7. Газогидратлар нима ва улар қандай ҳосил бўлади?*

## 6-боб. Катагенез ва метакенез.

Катагенез — нефт углеводородлари генерациясида асосий босқич. Катагенез натижасида бушоқ чуқиндилардан ҳосил бўлувчи ёткизиклар жинслар чуқинди ҳавзасида тўхтовсиз давом этаётган чуқинди тупланиш шароитида аста-секин янгидан янги жинслар билан қопланиб боради ва тобора катта чуқурликка тушади. Бир неча юзлаб метр чуқурликкача уларда ҳали диагенетик жараёнлар давом этади, аммо ўзгарувчи шароитлар: тепада ётувчи чуқинди қатлами оғирлигининг аста-секин ортиб бориши, Ер қаъри ҳароратининг аста-секин кутарилиши, кислород кириб боришининг тўхташи ва б. сабабли, микробиологик ва фаол тирик органик фаолият каби, диагенезнинг етакчи жараёнлари иккинчи даражага айланади, аммо чуқинди қатламалар катагенези индикатори сифатида муҳим аҳамиятга эга бўлади (6.1-жадвал).

Тоғ жинслари қатламининг қайта ўзгаришида неорганик физик-механик ва физик-кимёвий жараёнлар етакчи ўринни эгаллай бошлайди. Улар катагенез омиллари билан белгиланади, диагенезнинг бевосита давоми ҳисобланади ва чуқинди жинсларнинг стратисферада метаморфик тоғ жинсларига айлангунча давом этади.

### 6.1. Катагенез омиллари

Катагенез омилларига қуйидагилар киритилади:

1. Тоғ (геостатик) босими (тепада ётувчи тоғ жинслари босими);
2. Ер қаърининг ҳароратини таъминловчи иссиқлик оқими;
3. Геологик вақт омили, - катагенез омили таъсири давомийлиги.
4. Чуқинди тупланиш ва чуқиндиларнинг боғиш тезлиги.
5. Формацион-генетик (литологик) омиллар.
6. Кўмилган ғовақлик (ил) ва сиқиб чиқарилган (катаген) эритмалар таркиби (флюид-гидрогеокимёвий омиллар).
6. Геодинамик таъсир (стресс) ва бурмаланиш.

Катагенезнинг санаб ўтилган барча омиллари ҳам тоғ жинсларига бирдай таъсир қилмайди. Уларнинг кўпчилигини



миқдорий томондан аниқлаб бўлмайди ва кўпчилик омиллар чуқинди жинслар катагенези жараёнларига билвосита таъсир курсатади. Шунинг учун ҳам муайян омилларнинг таъсирини таҳлил қилиш қуйида келтирилган.

6.1-жадвал

**Чуқинди қатламаси босими ва ҳароратининг ботиш чуқурлиги орғиб бориши сари ошиши (Логвиненко, 1984 бўйича)**

| Ер юзаси-дан чуқурлиги, м. | Зичлик бўйича ҳисобланган босим (P) $\times 10^5 \text{ Па}$ | Ҳажмий масса бўйича ҳисобланган босим (P) $\times 10^5 \text{ Па}$ | Ҳарорат, °C (T) ўртача геотермик градиент бўйича | Ер юзаси-дан чуқурлиги, м. | Зичлик бўйича ҳисобланган босим $\times 10^5 \text{ Па}^*$ | Ҳажмий масса бўйича ҳисобланган босим (P) $\times 10^5 \text{ Па}$ | Ҳарорат, °C (T) ўртача геотермик градиент бўйича |
|----------------------------|--------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|
| 100                        | 27                                                           | 15                                                                 | 3                                                | 5000                       | 1350                                                       | 1255                                                               | 150                                              |
| 500                        | 135                                                          | 85                                                                 | 15                                               | 7000                       | 1890                                                       | 1828                                                               | 210                                              |
| 1000                       | 270                                                          | 200                                                                | 30                                               | 9000                       | 2430                                                       | 2372                                                               | 270                                              |
| 2000                       | 540                                                          | 420                                                                | 60                                               | 10000                      | 2700                                                       | Зичлик бўйича ҳисобланган босимдан сезиларли фарқ килмайди         | 300                                              |
| 3000                       | 810                                                          | 690                                                                | 90                                               | 12000                      | 3240                                                       |                                                                    | 360                                              |
| 4000                       | 1080                                                         | 978                                                                | 120                                              | 15000                      | 4050                                                       |                                                                    | 450                                              |

\*Эслатма:  $98066,5 \text{ Па} = 1 \text{ техн.атм.} = 1 \text{ кгс/см}^2$

**1. Тоғ (геостатик) босими.** Тоғ геостатик босим катталиги устида ётган тоғ жинслари оғирлиги билан белгиланади (6.1-жадвал). Уни баҳолашда чуқинди қатламининг максимал ботиш чуқурлигидан келиб чиқиш лозим, чунки ҳозирги ётиш чуқурлиги инверсия (ботиш ва кутарилишнинг алмашиниши) туфайли минтақанинг кечки ривожланиш босқичларида вужудга келган бўлиши мумкин. Тоғ босимини аниқлашда, тоғ жинсларининг турли петрографик туркумларидан тузилган чуқинди қатлами вужудга келтирадиган ҳар петрографик туркумларнинг улушини ҳисобга олиш лозим, чунки алоҳида тоғ жинсларининг зичлиги нафакат катта, балки кичик чуқурликларда ҳам сезиларли фарқ қилиши мумкин, масалан, карбонатлар зичлиги бўйича паст

чуқурликдаёқ ўша чуқурликдаги терриген жинсларникидан сезиларли фарқ қилади. Тоғ жинсларининг зичлашиши (литификацияси) ташкил этувчи компонентларнинг ўзаро яқинлашуви, ғовакдорлигининг пасайиши ва ғоваклик эритмаларини сиқиб чиқариши билан бирга кечади.

Логвиненко Н.В. (1984) бўйича кўмирга айланувчи биоген-коллоидал чўкмалар (торф ва сапропеллар) энг кўп зичлашишга учрайди. Зичлашиш жадаллиги бўйича торф ва сапропеллардан кейин аргиллитларга айланувчи коллоидал ва коллоидал-терриген гилли чўкмалар келади. Алеврит-гилли ва алевритли чўкмалар анча суст зичлашади, улардан кейин зичлашишни терриген (булакли) каркаси ушлаб турадиган кумтошли ва гравий-гулакли жинслар келади. Кўпчилик карбонатли жинслар ва сульфат-хлоридли тузлар литификацияси диагенез босқичида якунига етади. Кремнийли диатом ва радиолярийли иллар диагенези секин кечади ва ўнлаб миллион йилларга чўзилади (5-бобга қаранг). Катагенетик ва геостатик таъсирлар Ер қаъри ҳарорати билан ўзаро чамбарчас боғлиқ.

**2. Иссиқлик оқими тоғ жинсларнинг катагенетик қайта ўзгаришида, асосан, Ер қаъри эндоген иссиқлик оқими миқдори билан белгиланади.** Унинг қиймати Ер қаърига кириб борган сари геотермик градиентнинг ошишида акс этувчи минтақасининг энергетик ҳолатидан далолат беради. Ер қаъри иссиқлик оқимининг ўртача кўрсаткичи  $64-75 \text{ мВт/м}^2$ . Энг паст кўрсаткичлар қадимий платформаларнинг қалқонлари учун характерли ( $29-49 \text{ мВт/м}^2$ ), энг юқори кўрсаткичлар ёш бурмали вилоятлар, континентлар рифт зоналари, ўртаокеан тизмаларига (ЎОТ) хос —  $106$  дан  $300 \text{ мВт/м}^2$  гача ва ундан ортиқ. Иссиқлик оқими жадаллигининг вақт давомида ўсиши ёки пасайиши минтақанинг тектоник режими алмашилиши билан боғлиқ. Масалан, Ўрта Осиёнинг неотектоник ривожланиш босқичида иссиқлик оқимининг сезиларли ошиши, яъни иссиқлик оқимининг ўртача қийматидан юқори кўрсаткичлар унинг кўплаб минтақаларида: Фарғона НГХ, Афғон-Тожиқ НГХ, Бухоро-Хива НГХ, Иссиқкўл тоғоралиғи ботиклигида, Қизилқумда кузатилади. Энг юқори иссиқлик оқими ёш неотектоник бурмали-палахсали Тиён-Шонда, Шимолий Фарғона чуқур ер ёриғи зонасида, мантиядан чиқувчи Адрасмон-Чуст термоаномалиясида

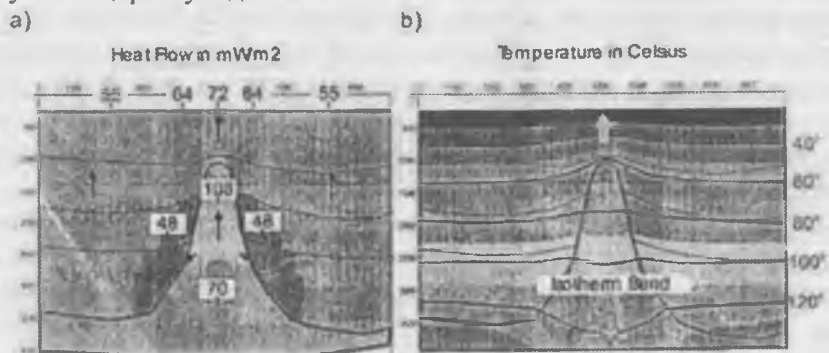
аниқланган (иссиқлик оқими  $207 \text{ мВт/м}^2$  гача). Иссиқлик оқимининг ошиши геотермик градиент қийматига таъсир қилади ва унинг ўртача қиймати ( $3^\circ\text{C}/100\text{м}$ )  $8\text{--}20^\circ\text{C}/100\text{м}$  гача ошади (Кавказолди, Калифорния, Япон ороллари). Иссиқлик оқими ва геотермик градиент катталигига нафақат тектоник жараёнлар, ер пустининг ҳаракатчанлиги ва қалинлиги, балки тоғ жинсларининг теплофизик хоссалари, ерости сувлари ва газ-сув флюидларнинг динамикаси, магматик фаоллик, абадий музликлар мавжудлигига боғлиқ. Ҳозирги иссиқлик оқимини радиоактив жараёнлар, Ер қаърида геокимёвий вазиятлар келтириб чиқаради (иссиқлик ажратиб чиқарувчи экзотермик ёки иссиқлик ютилиши билан кечадиган эндотермик реакциялар).

Ер қаъридан иссиқлик чиқиши кондуктив ва конвектив йўллار билан амалга ошади. Кондуктив йўл билан иссиқлик ўтказиш қатлам жинслари қизиши орқали амалга ошади ва ва теплофизик хоссалар-иссиқлик ўтказиш ва иссиқлик сизгимига боғлиқ бўлади. Энг юқори иссиқлик ўтказувчанликка натрий ва калий тузлари эга. Иссиқлик ўтказувчанлик қуйидаги тартибда пасайиб боради: ош тузи – доломит – кумтош – оҳактош – алевролит – гил – тошқумир. Ҳарорат ошганда тоғ жинслар иссиқлик ўтказиш қобилияти пасаяди.

Иссиқлик сизгими – тоғ жинсларнинг иссиқлик тўплаш қобилияти. Сув энг юқори иссиқлик сизгимига эга, тоғ жинсларидан – тошқумирнинг иссиқлик сизгими юқори, энг кам иссиқлик сизгими диабазга хос (асос таркибли тулик кристалланган вулканик жинс).

Энг жадал кондуктив иссиқлик оқими тоғ жинслари бўйлаб, уларнинг қатламланишига параллел йўналишда, яъни қатламларнинг йўналиши бўйича биридан иккинчисига қараб ўтказилади, чуқинди қатлами кесмасида стратиграфик пастдан юқорига қараб амалга ошади. Шунинг учун ҳам иссиқликни чуқинди қатлами кесмаси бўйлаб кондуктив ўтказишда қулай шароитлар чуқинди қатламининг петрографик бир жинсли қалин қатламларида кузатилади. Ер қаъридан кондуктив иссиқлик чиқариш учун энг қулай бўлиб чуқинди қатламининг қалин тузлардан таркиб топган ва чуқинди жинслар қатламини ёриб чиқувчи диопирли штоклари саналади. Чунки тузлар энг юқори иссиқлик ўтказиш қобилиятига эга ва улар Ер қаърини соғутиб гуради, иссиқликни Ер юзасига чиқариб иссиқлик аномалияларини ҳосил қилади (6.1-расм).

Тузли штокларда геотермик градиент  $0,2 - 1,6 \text{ }^{\circ}\text{C} / 100 \text{ м}$ , гилли қатламларда  $4,7^{\circ}\text{C} / 100\text{м}$  ўзгариб туради (Бурлин Ю.К. ва б., 1991), яъни чуқинди қатламининг иссиқлик ўтказиш қобилияти қанча юқори бўлса, геотермик градиент шунча паст ва аксинча иссиқлик ўтказиш қобилияти қанча паст бўлса геотермик градиент шунча юқори бўлади.



6.1-расм. а) Ер қаъридан ер юзасида иссиқлик аномалияларини ҳосил қилувчи туз штоклари билан эндоген (чуқурлик) иссиқлигининг чиқиши схемаси; б) туз штоги зонасида чуқинди жинслар қатламида ҳароратнинг ғаксимланиш изотермалари (Kauerauf & Hantschel, 2009 бўйича).

Шундай қилиб, катта қалинликдаги туз штоклари ўзлари ёриб чиққан чуқинди қатламларни совитади, кумирли ва гилли ётқиқиқлар иссиқлик изоляторлари бўлиб ҳисобланади, Ер қаърида иссиқликни тутиб термос самарасини ҳосил қилади ва катагенезнинг физик-кимёвий жараёнларини тезлатишга имкон яратади.

Конвектив иссиқлик узатиш ер ости сувларининг гидродинамикаси, газ-сувли флюидлари ва экзотермик реакциялар сабаб амалга ошади. Бу реакциялар минерал фаза билан қатлам сувлари ва газ-сув флюидлари орасида, улар ўтказувчан горизонтларга жинсларига кириб келган содир бўлади. Заифлашган зоналар сиқилиш ва кенгайиш шароитида ёриқлар, ёриқлар тизимлари ҳамда жадал бурмаланиш вилоятлари билан ифодаланади.

Ерости сувлари ва газ-сувли флюидлар разгрузкеси НГХ бортларида сувли горизонтларнинг чиқиши, стратиграфик номувофиқлик зоналари, антиклиналларнинг гумбази ва

қанотларида, турли тоифадаги ер ёриқлари ва дарзланиш зоналари бўйлаб амалга ошади.

Иссиқликнинг кондуктив узатилишида чуқинди жинсларнинг гетероген қатлами иссиқлик аномалиялари ер юзасида минтақавий иссиқлик оқимидан  $+ 0,5^{\circ}\text{C}$  гача ошади, конвектив усулда иссиқлик узатиш газ-сувли флюидларда ошиши  $5-10^{\circ}\text{C}$  гача боради.

Иссиқликнинг кондуктив узатилишида гузли штоклар устида иссиқлик аномалиялари қиймати минтақавий фондан  $17 \text{ мВт/м}^2$  гача уқори бўлиши мумкин (6.1-расм).

Ер қаъри ҳароратининг (геотермик градиент) ошиши сув - тоғ жинслари тизимида кимёвий реакциялар тезлигини оширади. Вант-Гоф -Освалд қондасига биноан ҳарорат  $10^{\circ}\text{C}$  га ошганда кимёвий реакция тезлиги икки марта тезлашади. Ҳарорат ошиши нафакат ноорганик минерал ҳосил бўлиши жараёнини жадаллаштиради, балки тарқоқ органик модданинг (витринит) қайта ўзгаришини ҳам тезлаштиради. Бу ер қаъри палеоҳароратини ва катагенез ҳарораг шкаласини аниқлаш учун асос бўлиб хизмат қилади (қаранг: 6.1-жадвал).

Айтилганларни максимал ҳароратни аниқлашда ҳисобга олиш лозим. У чуқинди қатламларининг максимал ботиш чуқурлиги ва геотермик градиент бўйича ҳисоблаб топилади. Ҳозирги чуқурлиги максимал ботиш чуқурлиги ҳисобланувчи қатламлар учун иссиқлик аномалиялари бўлмаганда қатлам ҳароратидан келиб чиққан ҳолда катагенетик қайта ўзгаришларни ўрганиш мумкин.

**3-4. Геологик вақт ва чуқинди тўпланиш тезлиги.** Турли структуравий-тектоник туркумдаги чуқинди ҳавзаларида бир ёшдаги чуқинди қатламларнинг қалинлиги, чуқинди тўпланиш тезлиги ва ботиш чуқурлиги турлича бўлади. Масалан, қадимий платформалардаги чуқинди ҳавзаларда (авлакогенлардан ташқари) палеозой ётқизиқлари ҳозирги вақтда 3-4 км чуқурликка чуққан. Ёш платформаларда (Скиф, Ғарбий Сибир, Турон) бундай чуқурликларда ҳозир мезозой қатламлари ётади, Тиён-Шоннинг ёш тоғоралиғи ботикликларида шу чуқурликда неоген (Фарғона, Иссиқкўл, Норин, Афғон-Тоғжик ботикликлари) ҳосилалари ётади.

Агар геологик вақт таъсирига расмий ёндошилса, платформалардаги чуқинди ҳавзаларнинг палеозой ётқизиқлари энг кучли катагенетик ўзгаришга учраган бўлиши лозим эди,

чулки улар 3-4 км чуқурликда 100-150 млн.йилдан ортиқ вақт давомида ётибди. Аммо чуқинди қатламларнинг катагенетик қайта ўзгаришига геологик вақт таъсири самарасини аниқлаш учун, чуқинди ҳавзаларида геологик вақт таъсири давомийлигини аниқлашда катагенетик жараёнларга бир хил ўлчамда ёндошув лозим. Табиийки, бунинг учун чуқинди ҳавзасидаги бир хил ёшдаги ва структуравий-тектоник туркумдаги қатламларни қиёслаш лозим. Бунда Ўрта Осиёнинг Фарғона, Норин, Афғон-Тожиқ ботиқликлари ётқиқиқларини ишончли таққослаш мумкин.

Норин ҳавзасида неоген-антропоген ётқиқиқларининг қалинлиги 5300 м гача, Фарғона ҳавзасида 6800 м гача, Афғон-Тожиқ ҳавзасининг шимолий-шарқидаги, тор Ҳисор-Дарвоз ботиқлигида - 10085м. (6.2-жадвал). Ҳисор-Дарвоз ботиқлиги жанубий-шарқий қисми эса кечки плиоцен-плейстоцен бурмаланиш фазасида Помир томондан стресс босим туфайли (Ҳинд-Австралия плитасининг устурилиши) Афғон-Тожиқ депрессияси билан биргаликда инверсияга учраган (ботиши ва чуқинди тулланишнинг кутарилиш ва эрозия билан алмашиниши) ва у ҳозирги пайтда баландлиги 4000-6000 м бўлган Петр I тизмасига айланган бўлиб, морфологик ва географик жиҳатдан Помирга киради.

Норин ва Фарғона ботиқликлари кесмалари тузилиши ўхшаш. Масалан, пастки миоцен секцияси қўл хемоген-терриген ётқиқиқлардан иборат. Норин ботиқлигида уларнинг қалинлиги 2000м гача, Фарғона водийсида 3671 м гача боради. Плиоцен-антропоген ётқиқиқларининг қалинлиги Норин ботиқлигида 3300 м ва Фарғона ботиқлигида 3229м ( 6.2-жадвал).

Норин ва Фарғона ҳавзаларидан фарқли улароқ, Афғон-Тожиқ ботиқлигида миоцен ётқиқиқлари қизил рангли континентал ҳосилалардан таркиб топган. Миоцен кесмасида қўл хемоген-терриген ётқиқиқлар учрамайди. Бу ерда учта асосий минтақавий ювилиш – номувофиқлик кузатилади (6.2-жадвал), аммо Сариоб-Хингоу кайнозой молассалари таянч кесмасида барча учала стратиграфик сатҳлар аниқланган бўлиб, улар бири-бирини кетма-кет алмаштирувчи ритмосвиталардан иборат. Уларнинг умумий қалинлиги 5185 м (6.2, 6.3 жадваллар).

Афғон-Тожиқ ботиқлиги марказий ва шарқий районларида (Кафирниган зонаси, Вахш ботиқлиги, Обигарм дўнгликлари, Кулоб ботиқлиги) қолдиқ эрта-урта олигоцен ҳавзасида

кумтошлар ва гипс қатламчаларига эга саёз сувли-денгиз-лагуна-континентал туқ-қизил, кунғир-қизил, зангори-яшил гиллари ва ғарбда қалинлиги 80-95 м дан, шарқда 75-130м гача ва Сароб-Хингоу гумбази кесмасида 88 м гача сумсар қатламлари тўпланган. Бу қатламлар денгиз кечки эоцен—эрта олигоцен исфара-хонобод қатламларининг ўрта-кечки олигоцен шурисой РС континентал ётқиқиқларига ўтишидир.

## 6.2-жадвал

Тиён-Шон тоғоралғи ботикликларида кайнозой моласслари кесмасидаги катагенетик зоналликни Урта Осиёнинг (Дарвозбўйи) кайнозой моласслари таянч эталон Сароб-Хингоу кесмаси катагенетик зоналлиги билан қиёслаш схемаси (Шпора Л.Д., 2014 й).

| Қатлам<br>№ | Ҳисси | Жанубий тоғоралғи                                                                                                                          |                                   | Тоғоралғи                                                                                                                                  |                                                                          | Қатлам<br>№ | Урта Осиё                                                                                                                                  |                                                                        |
|-------------|-------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|-------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|
|             |       | Жанубий<br>тоғоралғи                                                                                                                       | Катланган<br>тоғоралғи            | Жанубий<br>тоғоралғи<br>ритмостратиграфик (РС)<br>схемаси                                                                                  | Катланган<br>тоғоралғи                                                   |             | Жанубий<br>тоғоралғи<br>ритмостратиграфик (РС)<br>схемаси                                                                                  | Катланган<br>тоғоралғи                                                 |
| Q           |       | Қизил<br>хонгломларлар,<br>граветтлар,<br>алевролитлар.<br>Қ=300 м                                                                         |                                   | Меридионал-шарқий<br>РС. Қизил, граветт,<br>кумтош, алевр, гипс,<br>платформалар аймақини ёт.<br>Қ=300 м гача                              | Қизил-<br>нинг қайта<br>кристаллаш<br>ниш                                |             | Морен қадим<br>тилди сар, дпр, кб,<br>оқдоқ, саз конгломер,<br>кўрттоқ, лентуллар.<br>Қ=1100 м гача                                        |                                                                        |
| 1           | №     | Тиён-Шон қонғи<br>ниш алевр-конт<br>қизилни тармақ<br>атмосфералар.                                                                        | Ўғир-<br>мазла<br>тилди<br>цемент | № 1. Қизил-қизил<br>2. Ноллак 3. Қара-мак<br>4. Тавиллар РС                                                                                | Ўғирмаган<br>тилди<br>цемент<br>зонаси                                   | 1           | Тавиллар РС=1200м<br>Қарамак РС=500 м                                                                                                      | Ўғирмаган<br>тилди<br>цемент<br>зонаси<br>Қ=1200м                      |
| 2           |       | Қумтош алевр,<br>гиллар<br>қонғомлар<br>Қ=3000 м гача                                                                                      | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қонғомларлар,<br>граветтлар кум-<br>тошлар, алевролитлар,<br>гиллар<br>(с), (ж), (п), (б)<br>Қ=2429 м гача                                 | Қизил-<br>нинг қайта<br>кристаллаш<br>ниш<br>Қ=1300 м                    | 3           | Тавиллар РС Қизил (қ),<br>оқдоқ, лентул, алевролит<br>қатламчалари қилан<br>атмосфералар (с), (б)<br>Қ=1550м                               | Гиллар<br>сузда<br>цемент<br>зонаси<br>Қ=1300 м                        |
| 3           |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Сароб РС, №1<br>Еган РС, №11<br>Қизиллар<br>РС, №1                                                                                         | Гиллар<br>сузда<br>цемент<br>зонаси<br>(6.2-расм)<br>Қ=1800 м            | 4           | №1-Сароб РС<br>қизил (қ),<br>қизил ва алевролитлар<br>зонаси<br>Қ=1600 м гача                                                              | Оқдоқ,<br>қизил ва<br>қизил<br>қизил<br>цемент<br>зонаси<br>(6.4-расм) |
| 4           |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Кремний<br>цемент<br>зонаси<br>(6.3-расм)<br>Гиллар<br>сузда<br>кўччилди | 5           | №1-Еган РС<br>қизил (қ), (ж), (к),<br>қизиллар ва гиллар<br>алевролитлар (қ), (ж)<br>Қ=2135 м гача                                         |                                                                        |
| 5           |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Кремний<br>цемент<br>зонаси<br>(6.3-расм)<br>Гиллар<br>сузда<br>кўччилди | 6           | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди |                                                                        |
| 6           |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Кремний<br>цемент<br>зонаси<br>(6.3-расм)<br>Гиллар<br>сузда<br>кўччилди | 7           | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди |                                                                        |
| 7           |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Кремний<br>цемент<br>зонаси<br>(6.3-расм)<br>Гиллар<br>сузда<br>кўччилди | 8           | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | 2300м                                                                  |
| 8           |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Кремний<br>цемент<br>зонаси<br>(6.3-расм)<br>Гиллар<br>сузда<br>кўччилди | 9           | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | 2300м                                                                  |
| 9           |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Кремний<br>цемент<br>зонаси<br>(6.3-расм)<br>Гиллар<br>сузда<br>кўччилди | 10          | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | 2300м                                                                  |
| 10          |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Кремний<br>цемент<br>зонаси<br>(6.3-расм)<br>Гиллар<br>сузда<br>кўччилди | 11          | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | 2300м                                                                  |
| 11          |       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Гиллар<br>сузда<br>кўччилди       | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | Кремний<br>цемент<br>зонаси<br>(6.3-расм)<br>Гиллар<br>сузда<br>кўччилди |             | Қизил алевр<br>қизиллар<br>алевролитлар<br>гиллар, мергел<br>Пастин қисқа<br>лагуналар<br>қизиллар, гипс,<br>алевролит, гиллар<br>кўччилди | 2300м                                                                  |

Эслатма 1. эталон Сароб-Хингоу кесмаси ва Фаргона кайнозой моласслари кесмаси стратиграфик табақаланиши Попов В.И. ва. (1984) ритмостратиграфик табақаланиши схемасига мувофиқ берилган.

Эслатма 2. Тиён-Шон Норин тоғоралиги ботиқлиги кайнозой моласслари кесмасининг стратиграфик табақаланиши Соколов Б.С., Паленова Е.Н., Шчербина В.Н. (1972) буйича берилган.

Эслатма 3. Урта Осиёнинг кайнозой моласслари Сариоб-Хингоу таянч кесмаси (Дарвозбуйи) катагенетик зоналиги ва катагенез зоналари қалинлиги Бабадагли В.А. (1964) буйича берилган. Фарғонанинг кайнозой моласслари катагенетик зоналиги учун Баҳман В.Ф. (жанубий-шарқ, Папан кесмаси (1967), Фарғонанинг марказий қисми учун Гриднев Н.И. (1971), кайнозой моласслари эталон кесмаси (жамлама Оқчон -Оқбел-Супетов кесмаси) Шнора Л.Д. (1969) маълумотларидан фойдаланилган.

Эслатма 4. Тоғ жинслари ранглари номининг қисқартирилгани: (кцв) - қизил рангли, (с) - кулранг, (зс) - яшилсимон-кулранг, (гс) - зангори-кулранг; (жс) сариқсимон-кулранг, (н) - буз ранг, (кс) -қизилсимон-кулранг, (сб) - кулранг-қўнгир, (б) - қўнгир, (кб) - қизилсимон-қўнгир, (бк) қўнгирсимон-қизил, (к) - қизил, (р) - пушти, (рс) -пушти-кулранг, РС - ритмосвита.

Шартли белгилар. Чегаралар: ---- нормал стратиграфик (ритмостратиграфик); ~~~~ - асосий бурчакли номувофиқликлар ва ювилишлар, +++ - катагенез зоналари ва кичик зоналари.

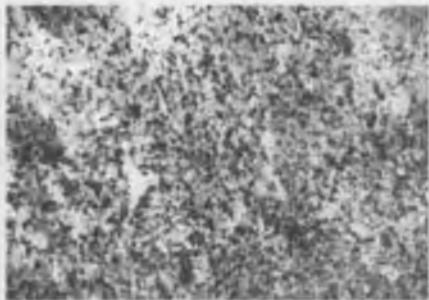
Катагенез жараёнлари давомийлиги, яъни геологик вақт омили бу ҳавзаларда бир хил, аммо бу ўтган вақтдаги катагенетик жараёнлар сезиларли фарқ қилади. Масалан, Норин ва Фарғона ҳавзаларида кесма қалинлиги 5-6 км бўлган очилмалардан олинган – терриген жинслар орасида катагенез жараёнларига энг сезгир бўлган гиллар ҳали сувда қўпчийди. Ўзгармаган гилли цементли зоналар қалинлиги 3300 – 3600 м га боради (6.2, 6.3-жадваллар), яъни антропоген – плиоцен ётқизикларини қамраб олади. Дарвозбуйида эса бу зона қалинлиги 2300м гача пасаяди. У антропоген ётқизикларни ва фақат плиоцен чуқиндиларининг устки қисмини қамраб олади ва ШҒ Фарғонанинг Оқбел-Супетов таянч кесмасига нисбатан 1000-1300м баландга силжиган (6.2-жадвал). Кесма буйича ҳам баландга қараб тахминан 1200м га ва пастки чегара гил-хлорит цементли кичик зона остига – 3800м га силжийди (6.2, 6.3-жадваллар).

Шундай қилиб, кремний-хлоритли цемент зонаси ётқизиклари тавилдара РС (қуйи плиоцен) сурхоб, езган, чилдара РС (миоцен), шурусой РС (урта-юқори олигоцен), сумсор, исфара-хонобод, риштон, туркистон, олой қатламларини (эоцен - юқори олигоцен, 6.2, 6.3-жадваллар; 6.2, 6.3-расмлар) ўз ичига олади.





6.2-расм. Кумтошнинг кремний-хлоритли ғовакли цементида радиал-хлорит. Сариоб-Хингов кесмаси Ҳисор-Дарвоз ботиклиги, Ёзган РС. Николлар параллел, каттал.300. Бабадагли В.А. фотосурати, 1964



6.3-расм. Аргиллитга айланиб кетган исфара-хонобод қатламлари ( $Pg_2$ ), гилларидаги янги ҳосил бўлган алевролит улчамидаги катагенетик хлорит(тук). Кремний-хлоритли цемент зонаси. Жамлама Сариоб-Хингов кесмаси. Ҳисор-Дарвоз ботиклиги. Анализаторсиз, каттал.300. Бабадагли В.А. фотосурати, 1964

Кварц — серицит-слюдали цемент зонаси сузоқ, бухоро, окжар қатламлари (куйи эоцен - палеоцен) ва юкори бур (6.4-жадвал, 6.4-расм), кварц-регенерацион цемент зонасида- куйи бур ётқизикларини — 1300м (6.4-жадвал, 6.5-расм) қамраб олади.



6.4-расм. Уткир учли бўлакли сланецларга айланиб кетган сузоқ свитаси гиллари ( $Pg_1 sz$ ). Кварц —серицит —слюдали цемент зонаси. Жамлама Сариоб-Хингов кесмаси. Ҳисор-Дарвоз ботиклиги. Бабадагли В.А., 1964



6.5-расм. Кварц донасининг регенерацияси. КТ — кварц (терриген) донаси; КР — катагенетик кварцли регенерацион қобик. Кварцли регенерацион цемент зонаси. Кумтош. Куйи бур. Жамлама Сариоб — Хингов кесмаси. Ҳисор-Дарвоз ботиклиги. Николлар х. каттал.300. Бабадагли В.А.,1964.

Ўрта Осиё тоғоралиги ботикликлари чўкинди хавзаларида чўкинди тўпланишнинг ўртача тезлиги ва кайнозой молассалари катагенетик зоналиги ( Тузувчи Шпора Л.Д.,2015 й)

| Чўкинди хавза                                                                    |                                                               | Норин         |                |                  |                | Фарғона       |                |                  |                | Дарвозбўйи    |                |                  |                | Эслатма                                                                |  |
|----------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|---------------|----------------|------------------|----------------|---------------|----------------|------------------|----------------|---------------|----------------|------------------|----------------|------------------------------------------------------------------------|--|
| Аргументлар                                                                      |                                                               | Q             | N <sub>2</sub> | Q+N <sub>2</sub> | N <sub>1</sub> | Q             | N <sub>2</sub> | Q+N <sub>2</sub> | N <sub>1</sub> | Q             | N <sub>2</sub> | Q+N <sub>2</sub> | N <sub>1</sub> | Шурисой РС<br>Р <sub>Р3</sub> <sup>2-3</sup>                           |  |
| Нисбий геологик ёш                                                               |                                                               |               |                |                  |                |               |                |                  |                |               |                |                  |                |                                                                        |  |
| Мутлоқ ёш, млн. йил                                                              |                                                               | 1,8           | 3,5            | 5,3              | 20             | 1,8           | 3,5            | 5,3              | 20             | 1,8           | 3,5            | 5,3              | 20             | ?                                                                      |  |
| Ётказиклар қалинлиги, м.                                                         |                                                               | 300           | 3000           | 300              | 2000           | 800           | 2429           | 3229             | 3330           | 1100          | 3800           | 4900             | 5185           | 270                                                                    |  |
| Чўкинди тўпланиш тезлиги<br>мм/1000 йил                                          |                                                               | 167           | 857            | 23               | 100            | 444           | 694            | 609              | 165            | 611           | 1086           | 924              | 259            | ≈20мм/1000<br>йил                                                      |  |
| Неоген-антропогенда ўртача<br>чўкинди тўпланиш тезлиги                           |                                                               | 225 м/млн.йил |                |                  |                | 259 м/млн.йил |                |                  |                | 429 м/млн.йил |                |                  |                |                                                                        |  |
| Катагенез зоналари ва кичик зоналари, ularнинг ер юзасидан пастда ётиш чуқурлиги |                                                               |               |                |                  |                |               |                |                  |                |               |                |                  |                | ?                                                                      |  |
| Ўзгармаган гилли цемент зо-<br>наси                                              |                                                               |               | 300<br>м       |                  |                |               |                | ≈3300-<br>3600 м |                |               |                | 2300 м           |                |                                                                        |  |
| Кремний-<br>хлоритли цемент                                                      | гил-хлорит. цементли<br>кичик зона                            |               |                |                  |                |               |                |                  |                | 4800 м        |                | 3800 м           |                |                                                                        |  |
|                                                                                  | опал-хлорит. ва халце-<br>дон. хлорит. цементли<br>кичик зона |               |                |                  |                |               |                |                  |                | ≈6100 м       |                |                  | 8300<br>м      |                                                                        |  |
|                                                                                  | кварц-хлорит цементли<br>кичик зона                           |               |                |                  |                | ?             |                |                  |                |               |                |                  |                | ≈9500 м                                                                |  |
| Кварц-серпентит-слодалит це-<br>ментли зона                                      |                                                               |               |                |                  |                |               |                |                  |                |               |                |                  |                | Қатинлиги 157 м<br>гача бўлган зонанинг<br>устки қисмида<br>аниқланган |  |

6.2 ва 6.3-жадваллар тахлили шуни кўрсатадики, антропоген-неогеннинг континентал ётқизикларининг умумий тупланиш тезлиги, чуқинди ҳавзасининг ботиши тезлигига мувофиқ, Норин учун -225 мм/1000 йил, Фарғона учун - 259мм/1000 йил, Ҳисор-Дарвоз ботиклиги (Сариоб-Хингов кесмаси) учун эса - 429 мм/1000 йил ни ташкил этади. Яъни, чуқинди тупланиш ва ботиши тезлиги Ҳисор-Дарвоз ботиклигида Норин ва Фарғона ботикликларидагига нисбатан тахминан 2 марта ортиқ бўлган. Аммо чуқинди тупланиш тезлигида асосий сакраш плиоценда (эрта плиоцен ва кечки плиоцен-плейстоцен бурмаланиш фазаси) содир бўлган. Чуқинди тупланишнинг юқори тезлиги, чуқиндилар ботиши ва кўмилишига кремний-хлоритли цементли зонанинг давомийлиги (мезокатагенез босқичи) 7200м гача (9500-2300 м = 7200м) егиши катагенезнинг физик-кимёвий реакциялари газсимон ва суюқ маҳсулотларининг чиқиб кетишига, ҳатто геостатик босим ва ҳароратнинг ошишида кўмилаётган, тез ботаётган миоцен-плиоцен чуқиндиларига ҳам имкон берган. Верхоянбўида бу зонанинг қалинлиги (6.4-жадвал) 4000м гача боради, яъни тахминан 2 марта кам.

Гилли ўзгармаган цементли зона қалинлигининг пасайиши, унинг пастки чегарасининг Ҳисор-Дарвоз ботиклигида тахминан 1000м га (2300м гача) кўтарилиши ҳамда гил-хлоритли цементли кичик зонасининг пастки чегарасининг Фарғона ботиклигидагига нисбатан тахминан 1000м дан 3800 м гача кутарилиши (6.2-жадвалга қаранг), эҳтимол, эрта-плиоцен ва кечки плиоцен-плейстоцен бурмаланиш фазаси бошланиши билан боғлиқ, яъни стресс таъсири Помирга бевосита туташган Ҳисор-Дарвоз ботиклигида энг кучли ва Помирдан анча узоқда жойлашган Фарғона ботиклигида анча суст намоён бўлган.

Шундай қилиб, антропоген (1,8 млн.йил)+плиоцен (3,5 млн.йил) + миоцен (18,2 млн.йил) давомида дарвоз ритмокомплекси (миоцен-плиоцен) кайнозой континентал моласслари: чилдара, езган, сурхоб РС (миоцен); тавилдара, каранак, полизак РС (плиоцен) бўшоқ жинслардан мезокатагенез зонаси пастдаги зичлашган жинсларгача ўзгарган (6.4-жадвал)<sup>8\*</sup>

<sup>8\*</sup> эслатма: Сумсар ва хонобод-исфара қатламларида стратиграфик пастда ётувчи гиллар зич аргиллитга айланган (6.3-расм), сузоқ қатламлари гиллари эса қатламли гилли сланецларга айланиб кетган (6.4-расм).

яъни  $23,5 \text{ млн.йил ўртача чукинди тупланиш тезлигида: } 1100\text{м} + 1800\text{м} + 500\text{м} + 1500\text{м} + 1605\text{м} + 2115\text{м} + 1465\text{м} = 10085\text{м}; 23,5 \text{ млн.йил} = 429\text{м/ млн.йил}(429\text{мм}/1000\text{йил})$ . Шундай қилиб, геологик вақт омили иккинчи даражали аҳамиятга эга ва катагенезнинг физик-механик ва физик-кимёвий жараёнларида жадаллик ва йўналганлик ёш тоғолди ва тоғоралиғи ботикликларида юқори чукинди тупланиш тезлигида таъсири бўйича етакчи саналмайди.

Сариоб-Хингоу кесмасидан жанубий-ғарбда жойлашган Қизилсув водийсида (Кулоб ботиклиги, Дарвоз тизмасидан 60-70км ғарбда, Дашти-Жум, Ровика водийси) жойлашган кайнозой молассалари қалинлиги 3382 ва 2676 м га борадиган Жилантов ва Кизилмозор кесмасида, Бабадағли В.А. томонидан (1964) узгармаган гилли цементли ва кремний (опал-халцедон)-хлоритли цементли кичик зонанинг устки қисми катагенетик зоналликлари аниқланган. Кейингилари Фарғонанинг неогени катагенетик зоналлиги билан таққослаш даражасида бўлиб, унда чукинди тупланиш тезлиги 2 марта паст бўлган (6.3-жадвал). Демак геологик вақтнинг катагенетик узгариш жараёнлари жадаллигига таъсири чукинди ҳавзаларида ҳамда ботиш ва чукинди тупланиш тезлиги юқори бўлмаган кесмаларда намоён бўлади.

Ўрта Осиёнинг неотектоник фаоллашув босқичида шаклланган кайнозой молассаларининг жамлама Сариоб-Хингоу кесмасининг, шунингдек уларнинг остида ётган ёш постгерцин Турон платформасининг палеоген ва бур платформа шароитларида шаклланган ётқизикларининг (бурда чукинди тупланиш тезлиги-32,3 м/млн.йил, палеогенда – 23,5 м(млн.йил)) алоҳида ўзига хос хусусиятлари, уларнинг жойлашган ҳудуди геологик ривожланиш тарихида келиб чиқади. Умумлашган кесма Турон платформасининг олдинги тор шимолий-шарқий чеккасида жойлашган бўлиб, у неотектоник босқичда миоцен-плиоценда Помир томондан стресс кучланиш натижасида тор, тез чуқувчи Ҳисор-Дарвоз ботиклигига айланади. Юқори чукинди тупланиш тезлигига эга булган кайнозой молассалари қалинлиги 10000 м гача боради (6.2, 6.3-жадваллар) ва нисбатан тез ботиши туфайли бур ва палеоген платформа ётқизиклари 11000-12000м чуқурликкача чуқади. Орогенезнинг кечки плиоцен-плейстоцен фазасида миоцен-плиоцен Ҳисор-Дарвоз ботиклигининг жанубий-

шарқий қисми Помир томондан стресс куч таъсирида инверсияга учраган ва ҳозирги Петр-1 тизмасига айланган, унинг жанубий-ғарбий тармоқлари этакларида ҳозирги кунда Сариоб-Хингов жамлама кесмаси жойлашган. Устки қисми ороген кайнозой молассларидан, пастки қисми эса – палеоген (қалинлиги 1000м гача), кечки бур (қалинлиги -1100 м) ва апт-алб платформали, асосан шельф ётқизиклардан иборат. Неоком (қуйи бурнинг пастки қисми) континентал ва лагуна қизил рангли ётқизикларидан таркиб топган. Қуйи бурнинг умумий қалинлиги – 1300м.

Юқорида номи тилга олинган доимой ўзгарувчи геологик динамик ходисаларнинг биргаликда таъсир қилиши – чуқинди тупланинишнинг паст ва юқори тезлиги, контраст шароитлари ва стресс кучланганлик кам қалинликдаги бур ва палеоген платформа ётқизикларининг юқори даражада катагенетик қайта ўзгаришларига ва кайнозой тез шаклланган моласслари қалин қатламларида катагенез зоналари чузилишига олиб келган.

Тупланаётган кайнозой молассаларининг кагта қалинлиги ва термо-барик градиентларнинг кам қалинликдаги бур ва палеогена платформа ётқизикларида динамик ўсиши уларнинг мезокатагенез зонасига эрта-ўрта миоценда, апокатагенез зонасига-эрта плиоценда жалб этилишига олиб келган. Кечки плиоцен-плейстоцендаги орогенез фазаси уларнинг катагенез қайта ўзгаришни кучайтирган ва якунига етказган, чунки якунловчи инверсия бур ва палеоген ётқизикларини ер юзасига-гипергенез зонасига чиқарган [28].

Шундай қилиб, ёш постгерцин Турон платформасининг тектоник фаоллашган шимолий-шарқий қисмидаги кичик қалинликдаги бур ва палеоген ётқизиклари 25 млн йилдан ошмаган геологик вақтда катагенетик қайта ўзгаришларни мезо-ва апокатагенез босқичларини ўз бошидан кечирган.

**5. Формацион-генетик (литологик) омиллар.** Вертикал кесмада чуқинди қатламларининг ритмик тузилиши, турли динамик чуқинди тупланиш муҳити чуқиндиларидан иборат фациал қамбарлар ва зоналарнинг қонуний латерал фациал зоналлиги, тоғ жинсларининг петрографик, моддий-минерал-геокимёвий таркибини ва физик хоссалари ва уларни туйинтирувчи флюидларнинг худди шундай ўзгарувчанлигига

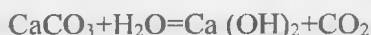
олиб келган. Демак, катагенетик жараёнларнинг характери ва йуналганлиги турлича бўлиб, чуқинди қатламлар генезиси ва таркибига (литогенез туркумига) боғлиқ ва минерал модда-қумилган қолдик, аммо реакцияга кираоладиган органик модда – қумилган ғоваклик эритмалари (флюидлар)- қайта тикланган сув ва флюидлар тизимида амалга ошади. Шунинг учун, эхтимол, бу катаген флюидларнинг энг қулай миграция йуллари бўлиб турли тоифадаги чуқинди ритмлар орасидаги чегаралар саналади. Турли таркибдаги қатламлар орасидаги ушбу чегаралар асосий физик ва геохимёвий хоссалар: зичлик, ғовақдорлик, киритувчанлик, иссиқлик ўтказувчанлик, иссиқлик сизими ва флюидлар билан кимёвий реакцияга киришиш ва параметрлар ўзгаришлари чегаралари бўлиб саналади. Демак, умуман олганда чуқинди ҳавзасидаги тоғ жинслари бир-бирига таъсир кўрсатади.

Масалан, гилли қатламлардан сиқиб чиқарилган ғоваклик ва катагенетик вужудга келган эритмаларни кесмада киритувчан жинслар бўлганда ўзига тез шимиб олади. Бунда киритувчан жинсларнинг минерал қисми уларнинг таъсирида қайта ўзгаради. Катаген қайта ўзгариш характерга ҳосил бўлиш шароитлари (генезиси) ва кириб келувчи моддий-флюид таркибига боғлиқ бўлган жинсларнинг моддий таркиби таъсир этади. Катаген йўл билан янгидан ҳосил бўлган ҳосилалар кўпинча туб жинсларнинг минерал таркибини мерос қилиб олади.

Мисол учун, полимикт қумтошларнинг гилланиши мономиктли жинслардагига қараганда жадал кечади ҳамда уларнинг филтрлаш-сизим хоссаларида (ФЕС) олигомикт қумтошларга нисбатан чуқурлик ошган сари катта ўзгаришлар юз беради.

Терриген жинслар структурасининг катагенетик қайта ўзгаришга таъсири шунда ифодаланганки, жинслар қанчалик майда донали ва уларни ташкил этувчи зарралар катта солиштира юзага эга бўлса, уларда катагенетик реакциялар, айниқса вулканоген ва вулканоген-чуқинди қатламларда юқори реакцион материал мавжудлиги туфайли жадал кечади.

Арид литогенези илли, гилли жинслари, алевроитлари ва қумтошлари кўп миқдорда тарқоқ карбонатларга эгаллиги маълум. Терриген карбонат доналари тоғ жинсларининг 10-15% ташкил этади, улар сероб пелитоморф седиментацион-диагенетик карбонат билан цементланган. Бу уларнинг:



реакция бўйича карбонатларга тўйинмаган тикланган сувларнинг карбонатларга таъсирида туфайли фаол декарбонатизацияси сабабчиси ҳисобланади. Декарбонатизация терриген жинсларнинг коллекторлик кўрсаткичларини ошишини таъминлайди. карбонат ангидрит гази бу жараёнга ёрдам беради.

Кўмилган гумусли ОМ билан тўйинган гумид ётқизикларда декарбонатизация жараёнлари янада кенг тарқалган бўлиб, улар сапропел ОМ нисбатан карбонат ангидрит ва сувни кўпроқ генерациялайди - 1г. кероген (НОВ) 10 дан 100 мг гача  $\text{CO}_2$  ишлаб чиқиши мумкин. Карбонат ангидрит газининг янги қўшимча манбаси бўлиб гилли жинслардаги ОМ саналади. Унинг декарбоксилланишида (Баженова О.К. ва б., 2000) агрессив органик кислота ва  $\text{CO}_2$  ажралиб чиқади. Уларнинг таъсирида тоғ жинсларидан дала шпатларининг парчаланишида кремний кислотаси ва металлоорганик комплекслари сифатида алюминий бирикмалари олиб чиқиб кетилади. Улар янги алюмосиликатлар, регенерацион кремнийли цемент ва янги кварц ҳосил бўлишига сарфланади.

Холодов В.Н. ҳисоби бўйича 100г. гилларда тарқоқ карбонатлар 23 м<sup>3</sup> гача  $\text{CO}_2$  ни генерациялаши мумкин. 75°C дан юқори ҳароратда сидерит ( $\text{FeCO}_3$ ) энг жадал гидролизланади. Бундай ҳарорат БХР йирик майдонларида аниқланган. Бунда бурғи қудуқлари ёрдамида кўмирнинг кўп сонли катламчалари, линзалари, кўмирли аргиллитлар ва қўл оҳактошлари ва сидеритларга эга бўлган кўмирли қўйи-ўрта юра ётқизиклари очилган бўлиб, улар асосан қуруқлик тоғ этаклари ёйилмалари ва текислик водийлари генезисига эга. Қўйи-ўрта юра ётқизикларининг бундай таркиби катагенезда нафақат углеводород газлари, балки анча миқдорда органик кислоталар, сув ва карбонат ангидритни генерациялаш учун жуда қулай бўлади. Катаген флюидлар бундай таркиби стратиграфик баландда ётувчи ётқизикларнинг континентал-денгиз бойсун свитаси (юқори бат – қўйи келловей) кечки юра (қандим, муборак, ўртабулоқ ва кушоб свиталари) карбонатли формацияларининг катаген қайта узғаришига ўз таъсирини утказган.

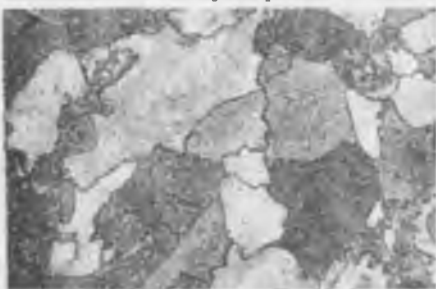
Турли генезисдаги чуқинди қатламларнинг катагенетик қайта узғаришининг кўп қирралиги, биринчи навбатда, гумид ва арид литогенезлари катагенетик зоналлигини белгилайди (6.9-

жадвал). Жадвалда Косовская А.Г. ва Шутов В.Д.(1956) томонидан батафсил ўрганилган Верхоянбўйи перм-қуйи бўр ётқизиқлари кесмаси ва Бабадагли В.А. (1964) томонидан ўрганилган Помир ва Жанубий Тиён-Шон оралиғидаги тор Ҳисор-Дарвоз ботиклигида жойлашган Сариоб-Хингоу мезозой-кайнозой (бўр-палеоген-неоген) кесмаси катагенетик зоналлиги таққосланган. Таққослашдан кўриниб турибдики, катагенетик қайта ўзгариш йўналганлигидаги ва улар бўйича аниқланган кесмалар зоналлигидаги асосий фарқ, биринчи навбатда, уларнинг шаклланишидаги палеоклимий шароитлар билан белгиланган: 1) арид литогенези – Дарвозбўйи кайнозой неоген континентал моласлари ва асосан палеоген ва бўр шельф шилр формацияларининг арид ва семиарид иқлимда ҳосил бўлиши ва 2) гумид литогенези – Верхоянбўйи кулранг терриген формациялари. Бу генетик фарқлар гиперген камолатнинг ва қўмилаётган материал таркибининг турлича бўлишига олиб келган. Таркибидаги асосий фарқ: Дарвозбўйи неоген ва неоком гилли чўкиндиларининг юқори седиментацион карбонатлилиги, таркибида 10-15% гача карбонатлар бўлаклари бўлган ёмон сараланган полимикт терриген жинсларнинг устиворлиги. Қизил – кўнғир рангли терриген жинсларнинг цементи лимонит-гематит-карбонатли, оксидланган гумусли ОМ миқдорининг пастлиги (фойизнинг юздан биридан юздан ўнигача улуши), 2) семиарид иссиқ иқлимда шаклланган палеоген-кечки бўр апт кесмаси учун ҳам юқори карбонатлилиқ характерли, аммо чўкинди тўпланишнинг денгиз шароитлари ОМ миқдорининг юқори бўлишини таъминлаган (палеоген Сорг=0,32-1,46, юқори бўр-апт Сорг=0,1-1,0%). Дарвозбўйи арид ва семиарид формацияларининг юқори карбонатлилиги катагенез жараёнларида кальций карбонатнинг юқори фаоллигини таъминлаган. У Верхоянбўйи гумид формацияларида кенг тарқалган янгитдан ҳосил бўлган катагенетик цеолитларнинг учрамаслигига сабабчи бўлган, мезокатагенез ва апокатагенез зоналарини (ломонитнинг пренит ва пумпеллитга айланиши) ажратиш учун фойдаланилган. Дарвозбўйида янги ҳосил бўлган цеолитлар, уларнинг ҳосил бўлиши учун қулай шароитлар – дала шпати, эффузив жинслар бўлакларининг қўплигига (неоген ва бўр) қарамасдан катаген минерал сифатида учрамайди. Фақатгина палеогенда кичик



калинликдаги кулли материаллар катламчаларида (сузоқ, туркистон, риштон, исфара, хонобод катламларида) анализимли жинслар аниқланган. Улар Афғон-Тожикистон депрессиясида турли структуравий-тектоник зоналарда ва ҳар хил катагенез зоналарида тарқалган ва фақат стратиграфик таққослашда аҳамиятга эга. Фақатгина анализим структураси, химизми ва парагенезиси бўйича циолитларга қараганда фелдшпатонидларга яқин туради. Шунинг учун ҳам бу ҳолда анализимни цеолитли зоналар катаген минерал деб бўлмайди.

Катагенетик зоналикнинг мос келмаслиги узгармаган гилли цементли зоналарда (мезокатагенез зонасини ташкил этувчи кремний-хлоритли цемент (6.4-жадвал)) кузатилади. Мос келмаслик, асосан, мезокатагенездан апокатагенезга кетма-кет утувчи жараёнларда акс этган. Кварцли регенерацион цемент зонаси терриген жинсларда слюдали цемент ҳосил бўлганча аниқланади, Дарвозбўйида тескари кетма-кетлик кузатилади (6.4-жадвал). Аммо слюдали цемент зонасининг



6.6-расм. «Кварцитсимон» структурали кумтошда кирилган, ёпишган, булакли кварц доналари. Қуйи бур. Сариоб-Хингов кесмаси. Ҳисор-Дарвоз ботиклиги. Николлар Х, катта.х135. Бабадагли В.А. фотосурати, 1964

пастки қисмида (қуйи эоцен-палеоцен-юқори бур) кремний кислотанинг реакцион фаоллиги белгилари пайдо бўлади. Кварц булаклари доналарини регенерациялайди, бу эса кварц-регенерацион цемент зонасига ўтиши (қуйи бур, 6.5-расм) ва карбонатли цемент реакцион фаоллигининг (карбонатли метасоматоз) кремнекислота реакцион фаоллигига (кремнистий метасоматоз) алмашилиши ҳақида далолат беради. Зонанинг пастида идиоморф регенерацион қобиқ йўқолади — улар 0,05-0,1мм гача ўсиб, жинслардаги ғовакликларни тўлдиради ва жинслар «кварцитсимон» структурага эга бўлади (6.6-расм).

**Верхоянбўйи (А.Г. Коссовский ва В.Д. Шутов буйича) ва  
Дарвозбўйи (В.А. Бабадагли буйича, 1964) терриген чўкинди  
формациялари калин кесмалари катагенетик зоналлигини киёслаш  
(Шпора Л.Д. 2014 талкини ва қушимчалари билан).**

|                                               |                                                                                                                                                                                        |                                                                                                     |                                                                      |                          |                           |
|-----------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|--------------------------|---------------------------|
| Катаге-<br>нез<br>босқич-<br>лари             | Верхоянбўйи мезозой ва<br>палеозой терриген фор-<br>мациялари кесмаси, А.Г.<br>Коссовская, В.Д. Шутов<br>буйича.                                                                       | Дарвозбўйи мезозой ва палеозой терриген<br>формациялари кесмаси, А.А. Бабадагли<br>буйича (1964 й.) |                                                                      |                          |                           |
| Прото-<br>катаге-<br>нез                      | I. Ўзгармаган гилли це-<br>мент зонаси $K \approx 0$ -<br>500 м                                                                                                                        | I. Гилли цемент зо-<br>наси<br>$K \approx 0-2300$ м                                                 |                                                                      | Ёши<br>$Q+N_2^3$         | 0 дан<br>2300 м<br>гача   |
| -- ? --<br><br>Ме-<br>зозо-<br>ката-<br>генез | II. Ломонтитли хлорит ва<br>хлорит- кварцли цемент<br>зонаси<br><br>$K \approx 3500$ м:<br>$500\text{м}+3500\text{м}=4000$<br>м чуқурликкача                                           | це-<br><br>кремний-хлоритли<br>мент зонаси                                                          | III. На 3800 м гача<br>гил-хлоритли це-<br>ментли кичик зона         | $N_2^{1-2}$              | 3800 м<br>гача            |
|                                               |                                                                                                                                                                                        |                                                                                                     | IIIб кремнийли<br>опал-халцедонли<br>цементли кичик<br>зона          | $N_1^3$<br>$N_1^1$       | 8300м<br>гача             |
|                                               |                                                                                                                                                                                        |                                                                                                     | IIIв кварц—хло-<br>ритли цементли<br>кичик зона. Це-<br>олитлар йўқ. | $N_1^1 -$<br>$Pg_2^1$    | $\approx 9500$<br>м гача  |
| Апо-<br>ката-<br>генез                        | III. Бошланғич кварц-ре-<br>генерацион цемент зо-<br>наси (кварцитсимон<br>структура) 8000-10000м<br>гача (янги ҳосил<br>булган.кварц, альбит, ло-<br>монтит, гидросл. 1м              | II.                                                                                                 | Кварц-серицит-<br>слюдали цемент<br>зонаси.<br>Цеолитлар йўқ.        | $Pg_2^1$ -<br>$Pg_1-K_2$ | $\approx 10700$<br>м гача |
|                                               | IV. Кварц-регенерацион<br>ва слюдали цемент зо-<br>наси. $M=3000-3500$ м;<br>Чуқурлиги (3000-<br>3500)+(8000-10000)<br>$=11,0-13,5$ м<br>Ломонтит прениг ва пум-<br>пеллитга айланади. |                                                                                                     | V. Кварц-регенерацион цемент зо-<br>наси.<br>6.7, 6.8-расмлар        | $K_1$                    | $\approx 12000$<br>м гача |

\*Эслатма 1. Верхоянбўйи катагенетик зоналлиги зоналари ном ива қалинлини А.Г. Коссовскя ва В.Д. Шутов (1956 буйича берилган), катагенез босқичлари эса Вассоевича Н.Б.томонидан ажратилган (1983).

Шундай қилиб, Верхоянбўйи ва Дарвозбўйи кесмаларининг

катагенетик қайта ўзгаришини таққослашдан кўриниб турибдики, чўкинди ва ОМ моддий-минерал таркиби, улардаги сақланган ғоваклик сувлари эритмалари шаклланиши пайтида, чўкинди кагламларнинг вертикал ва латерал тузилиши шаклланишида катагенезнинг етакчи литологик омили бўлиб чўкинди тўпланиш генезиси (литогенез туркуми) саналади. Протокатагенез босқичида терриген гилли жинсларнинг қайта ўзгаришига литологик омилнинг сезиларли таъсири кузатилмайди. Мезокатагенез босқичларида катагенетик қайта ўзгаришларга анча миқдорда суяк ва газсимон УВ, органик кислоталар ва карбонат ангидрит ишлаб чиқарувчи кўмилган ОМ сезиларли таъсир кўрсатади.

Апокатагенез босқичда ОМ таъсир пасаяди, аммо термобарик шароитларнинг ошиши нордон газларнинг кўпроқ чиқишига олиб келади. Термобарик шароитлар терриген жинсларнинг катаген қайта ўзгаришига (коллекторлик кўрсаткичларини пасайиши, иккиламчи ғовакдорлик ва киритувчанликнинг шаклланиши) ва катагенез зоналликларининг вертикал кетма-кетлиги шаклланишига сезиларли таъсир кўрсатади.

**6. Кўмилган ғоваклик (илли) ва сиқиб чиқарилган эритмаларнинг таркиби (флюидогеохимёвий омиллар).** Катагенез диагенезнинг бевосита давоми бўлганлиги сабабли, ҳавза туби чўкиндиларидаги ғовакликларни тўлдирувчи кўмилган ғоваклик сувлари (эритмалари) – бу чўкинди зарралари билан билан биргаликда кўмилган чўкиндиларнинг суяк фазаси ҳисобланади. Кўмилган ғоваклик сувлари таркиби седиментогенез шароитларига (литогенез туркумига) боғлиқ. 5 бобда (5.1-жадвал) бўшқ материалдан ғоваклик сувлари иштирокида шаклланувчи тоғ жинслари диагенезида кенг тарқалган муҳитлар келтирилган ва таҳлил қилинган эди. Ҳар бир шаклланган жинс ўзига хос моддий-минерал-геохимёвий ва кўмилган ғоваклик эритмалари таркибига эга бўлиб, булар кейинчалик унинг қайта ўзгаришида дастлабки манба ҳисобланади.

Чўкиндиларнинг тобора катта чуқурликка ботиб боришида босим ва ҳароратнинг ошиши тоғ жинслари моддаларининг янги шароитларга мослашишига олиб келади. Литификация чўкиндиларнинг зичлашиши билан кечади ва, табиийки,

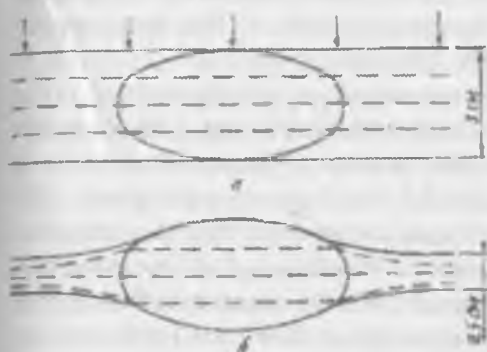
говақдорликнинг ўзгарада (пасаяди), бу эса тоғ жинслари ғовакликларида сакланган сувларнинг сиқиб чиқарилишига олиб келади. Торф ва сапропеллар энг кўп зичлашади ва кўнғир кўмирга айланади. Протокагагенез босқичида уларнинг зичлашиши органик бирикмаларнинг деградацияси органик кислоталар, сув ва учувчи компонентларнинг (газлар) сиқиб чиқарилиши билан бирга кечади. Газлар сиқиб чиқарилган эритмаларнинг таркиби ва реакцияон қобилиятини ўзгартиради.

Кўнғир кўмирнинг кейинги зичлашиши босқичлари туфайли мезокатагенез босқичидаги тошкўмирга айланишида ҳам шундай жараёнлар кечади. Тарқоқ, гумусли ва сапропел туркумдаги органик моддаларда ҳам шунга ўхшаш жараёнлар кечади. Зичлашиш жадаллиги бўйича органик чўкиндиладан (торф, кўмир) кейин гилли чўкмалар ва гиллар туради. Алевролитли, кумтошли ва гравий-гулакли чўкмалар ва зичлашишига каттик терриген каркаси қаршилиқ қилувчи жинслар анча кучсиз зичлашади.

Кўпчилик карбонатли жинсларнинг литификацияси диагенез босқичида яқунланади. Туз ҳосил қилувчи ҳавзаларнинг хемоген чўкмалари бир неча метр чуқурликда унлаб ва юзлаб йиллар литификацияланади. Тузлар доналари орасидаги бўшлиқда юқори даражада минераллашган намакоблар кўмилиб қолади, уларнинг таркиби туз ҳосил қилувчи ҳавзаларнинг таркибига боғлиқ бўлади. Минерализация  $>350-400$  г/л гача боради (ош тузидаги намакоблар). Туз ҳосил қилувчи ҳавзалар намакобларнинг юқори зичлиги пастда ётувчи ёткизикларга гравитацион ҳамда баландда ётувчи киритувчан горизонтларга тоғ босими таъсирида кириб бориши уларнинг сезиларли қайта ўзгаришга олиб келади.

Масалан, Мингбуоқ майдонида (Фарғона НГХ) мингбулоқ горизонти (ККС<sub>2</sub> Эгамбердиев М.Е. бўйича, 2000) қатламли ош тузлари ва гипсларнинг (ангидритлар) доналараро бўшлиқларидан сиқиб чиқарилган намакоблар ва улар билан алмашилиб ётувчи сувости делталари ва ғов кумтошлари ва алевролитлари қатламлари ишқорли хлоридли ва сульфатли метасоматоз натижасида, дастлабки седиментацион-диагенетик гил-гемир-карбонатли цементни галитли ва ангидритли цементга айлантирган. Бунда терриген кварц, кремнийли жинслар булаклари коррозияга

учраган ва дала шпатлари нураган. Дала шпатларидан одатда



6.7-расм. Илли жинслар қалинлигининг катагенетик зичлашиш жараёнида ўзгариши. Дастлабки қалинлигини пиритнинг эрта диагенетик конкрециялари қаттиқ ядроси (қуйи юра, Шаркий Кавказ) қайд этади: а — диагенезнинг бошланиши (бушоқ чуқинди ёки зичлашмаган гил); б — катагенез, кейинги кучли зичлашиш (сланецсимон аргиллит) (Безбородов Р.С., 1989).

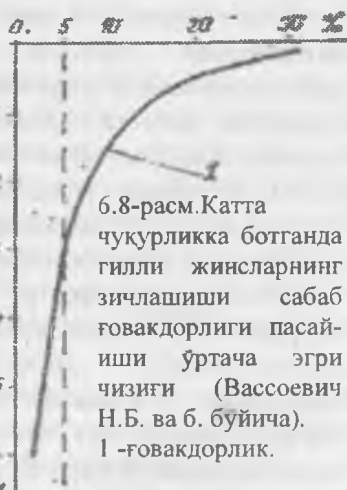
чуқиндиларнинг катагенезда зичлашиши кристобалит-халцедон-кварц кетма-кетлигида, сувсизланиш билан бирга кечади ва 20-50 млн.йилдан 70-90 млн.йилгача давом этади (Бурлин ва б., 1991).

Гилларнинг катагенетик зичлашишида уларнинг ҳажми ва ғовакдорлиги бир неча марта пасаяди (6.7-расм). Чуқиндилар 5-6 км чуқурликка ботганда зичлашиш ғовакдорликни 30-40% дан 5-10%

гача пасайтиради (1.1-жадвал, 6.8-расм) ва улардан жуда кўп ҳажмдаги ғоваклик (илли) ва қатламлараро эритмалар сиқиб чиқарилади. Оддий ҳисоб-китоблар шуни курсатадики, Чоржов поғо-

дала шпатларидан одатда фақат терриген доналарининг сусти қиёфаси сақланиб қолади. Қумтошлар ва алевролитларнинг ўртача очиқ ғовакдорлиги 3-5%, газ киритувчанлиги 0-3,53 м/дарси. Бундай «галитланган» ва «ангидритланган» қумтошлар қатламлари флюидтутувчиларга айланган ва пастда ётувчи дарзлашган гилли юқори дебитли коллекторлар — «Орзу» (ККС<sub>3</sub>) горизонти учун қоплама ҳисобланади.

Кремнийли, диатомитли ва радиоляритли



6.8-расм. Катта чуқурликка ботганда гилли жинсларнинг зичлашиши сабаб ғовакдорлиги пасайиши ўртача эгри чизиғи (Вассоевич Н.Б. ва б. буйича). 1 — ғовакдорлик.

насидаги Қултиқ. Шуртан клансей-қуйи алб гилли ётқиқларининг қадимий ботиш чуқурлиги 2000-2300м ни ташкил этади, яъни уларнинг ботиш чуқурлиги протокатагенезга (ПКз градацияси) туғри келади (Эгамбердиев М.Е. бўйича (1979)).

Гиллар гаркибини каолинит қўшимчасига эга гидрослюдавашган монтмориллонит ташкил этади. ОМ миқдори (гумус туркумидаги) 0,7-0.8% гача боради. Қумирлашиш босқичи - Бз. Гилларнинг зичлиги 2,2 – 2,3 г/см<sup>3</sup> орасида ўзгаради. ПКз ғовақдорлик градациясининг пасайиши 15-10% (1.1-жадвал). Ҳисоб учун биз энг кам кийматни - 10% оламиз. Гил қатламининг қалинлиги – 100-120 м. Ўртача 100 м қалинликдаги 1 км<sup>2</sup> майдондан нормал шароитларда 1 млрд.м<sup>3</sup> (ёки 1 км<sup>3</sup>) ғовақлик ил эритмалари сиқиб чиқарилади.

Таққослаш учун Ровик райони ҳисоби келтирилган (Афғон-Тожиқ ботиклигининг жанубий-ғарбий қисми). Бу ерда клансей-эрта алб гилларининг ботиш палеочуқурлиги 5-7 кмни (мезокатагенез босқичи, МК<sub>1</sub>-МК<sub>3</sub> градациялари) ташкил этади. Зичлашиш ва сувнинг сиқиб чиқарилиши туфайли гилларнинг зичлиги 2,5-2,6 г/см<sup>3</sup> гача ошган. МК босқичида ўртача ғовақлик 8% гача пасаяди. Сиқиб чиқарилган эритмаларнинг ҳажми, дегидратация пайтида қўпчувчи гил минералларидан (монтмориллонит, гидрослюда) ажралиб чиқувчи қатламлараро сувларини ҳисобга олмаганда, 3,2 млрд.м<sup>3</sup> ни ёки 3,2 км<sup>3</sup> ни ташкил этади. Гиллар зичлашиши туфайли аргиллитларга айланиб кетган. Минерал таркиби ҳам ўзгарган: гидрослюда-лашган монтмориллонит ва каолинит диоктаедрик гидрослюдаларга, хлоритларга, аралашқатламли ҳосилаларга айланиб кетган.

Монтмориллонит ва бошқа гилли минералларнинг қайта ўзгариши анча миқдорда кремнезем ажралиб чиқиш билан бирга кечган бўлиб, у H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> шаклда зичлашаётган гиллардан киритувчан кумтошлар ва алевролитлар горизонтига кириб борган. Тарқоқ ОМ қумирлашиш даражаси бўйича Д-Г-Ж-К босқичларидан ўтган. Қўриниб турибдики, гилли чуқиндилар зичлашишида эритмалар ҳажмининг анча қисми генерацияланади. Уларнинг таркиби қандай ўзгаради? МК<sub>1</sub>-МК<sub>3</sub> градациялари нефт ҳосил бўлиш зонаси градациясига мос келади. Бунда органик модда анча миқдордаги суяқ ва газсимон УВ, СО<sub>2</sub> ва сувни генерациялайди.

Зичлашиш ошиб боришида ғоваклик седиментацион сувлари катаген қатламлараро сувлар билан алмашинади. Сиқиб чиқарилаётган полиген катаген эритмалар нафақат УВ флюидлари, балки денгиз сувларида тупланувчи стронций, литий, рубидий, цезий ва бошқа элементларга ҳам эга бўлади. Сиқиб чиқарилган ғоваклик ва қайта тикланган қатламлараро сувлардан илгари гилли минералларга сўрилган кўргошин, рух, мис, темир, марганец, никел, ванадий, барий, кумуш ва б. гилларнинг ишқорланиши пайтида камроқ зичлашган киритувчан алевролитли ва кумтошли горизонтларга ўтади. Бу эритмалар, бўлакли жинслар матрицаси ва терриген доналар билан реакцияга киришиб, муайян компонентлар билан бойийди. Улар эса тўйиниш даражасига етганда янги ҳосил бўлган катаген минераллар шаклида чўкмага ўтади. Қулай шароитларда катаген эритмалар киритувчан горизонтлар ва ер ёриқлари зоналари бўйлаб баландда ётувчи ётқизиқларга ўтади. Уларда қайта ўзгаришларни келтириб чиқаради, баъзан ер юзасида чўкмага ўтади ёки кўл ва денгиз сув ҳавзалари туби ётқизиқларини ҳосил қилади.

Шундай қилиб, чўкинди тоғ жинслар ўзининг мавжуд бўлиши босқичларида, стратисферада инерт субстанциялар ҳисобланмайди. Уларда ўзгарувчи термобарик шароитлар (Ер қаъри ҳарорати, юқорида ётувчи қатламларнинг босими, сиқиб чиқарилган катаген сув-газ флюидлари ва ён стресс) таъсирида мураккаб қайта ўзгаришлар содир бўлади. Улар дастлаб тоза физик-механик жараёнлар сифатида бошланади, физик-кимёвий ҳодисалар сифатида тугайди. Катагенез жараёнларни келтириб чиқарувчи бош омиллар бўлиб, геостатик тоғ босими, чўкинди қатламларига ёнлама босим(стресс), Ер қаъри ҳарорати (планета ички қисмидан кўтарилувчи иссиқлик оқими) ва сиқиб чиқарилган катаген сув-газли флюидлар саналади.

Кўмилган ғоваклик (ил) эритмалари, қайта пайдо бўлган катаген сувлар, уларда эриган флюидларни тўйинтирувчи компонентлар кечаётган катагенетик жараёнларининг ўзига хос «бош ижрочилар» бўлиб саналади. Уларнинг муҳим тармоғи нефт ва газ ҳосил бўлиш ҳисобланади. Нефт ва газ ҳосил бўлиши, миграцияси ва қайта ўзгаришининг қўшимча тармоғи бўлиб чўкинди маъдан ҳосил бўлиши саналади. У мураккаб кўп компонентли таркиби (маъданли элемент, эриган нордон ва

углеводородли газлар, нефтнинг углеводородли компонентлари) билан белгиланувчи НГХнинг инверсион босқичида намоён бўлувчи қатлам сувларидир. Улар УВ уюмларини қайта шакллантириши, тарқатиб юбориши ёки бузиши мумкин.

Шундай қилиб, чуқинди қатламлар катагенези жараёнларининг йўналганлиги седиментогенез босқичидаёқ белгиланади. Бу литогенез туркумига боғлиқ, чунки литогенез туркуми диагенез, катагенез ва чуқинди қатламларнинг катагенетик зоналлиги, юқорида айтилганидагидек (қаранг. 1.1.1.2-расмлар, 1.1, 6.2, 6.4-жадваллар) физик-кимёвий йўналганлигини белгилайди. Катагенез омилларининг фаолиятига ороген вилоятлар ва бурмаланиш (стресс) томонидан тангенциал динамик кучлар таъсир кўрсатади. Кучли зичлашиш ва катагенетик қайта ўзгаришларни энди максимал ботиш чуқурлиги билан ҳам қиёслаб бўлмайди.

#### 7. Геодинамик таъсир (стресс) ва бурмаланиш.

Агар тенг ёшдаги битта тоғоралиғи ботиклигининг турли қатламлари ёки бир ороген вилоятлардаги қатламлар қўшни ботикликлардаги инверсияга учрамаган формацион қатламлар катагенетик қайта ўзгаришлари таққосланса, уларнинг турли даражада қайта ўзгариши сабабларини тушуниш мумкин бўлади. Масалан, Шарқий Фарғона (Ўзген) кўмир ҳавзасидаги қуйи-ўрта юра кўмирли формациялари стресс динамик тангенциал кучланиш ва Талас-Фарғона силжимасининг жанубий-ғарбий қаноти томонига ҳаракатланиши ва неотектоник босқичда инверсияси туфайли катагенетик ўзгариши коксланувчи кўмиргача ва ҳатто антрацитгача етган. Бошқача қилиб айтганда, уларнинг катагенетик қайта ўзгариши тахминан 6500м дан (мезокатагенез МК<sub>4</sub>-МК<sub>5</sub> – газ ҳосил бўлишининг бош фазаси) то 10000-12000м гача (апокатагенез АК<sub>3</sub>, 1.1-жадвал) ботиш чуқурлигига мос келади. Шу билан бир вақтда Жанубий Фарғона кўмирли ҳавзаси қуйи-ўрта юра кўмирли формациялари бошқа тенг шароитларда, аммо неотектоник босқичда камроқ инверсияни бошидан кечирганлиги туфайли кўмирнинг катагенетик қайта ўзгариш даражаси кўнғир кўмирли босқичдан – протокатагенез – ПК<sub>3</sub> (Шўроб, Сулукта, Қизилқия ва б.)дан чиқмаган. Жанубий Фарғона кўмирли ҳавзасида ҳозирги иссиқлик оқими 60-70 мВт/м<sup>2</sup> даражасида,



Шарқий Фаргона кўмир хавзасида эса бу курсаткич — 50-60 мВт/м<sup>2</sup> атрофида, яъни, Ернинг ўртача иссиқлик оқимидан паст, аммо катагенетик қайта ўзгариши МК<sub>4</sub>-МК<sub>5</sub> дан АК<sub>1</sub>-АК<sub>3</sub> гача босқичга мос келади (1.1-жадвал).

Кўнгир кўмирли босқичда кўмирлашиш Ташкент шаҳридан 120 км масофада жойлашган Тошкентбўйи ботиклигидаги Ангрен кони қуйи-урта юра конида кузатилади.

Шундай қилиб, тоғоралиғи ботикликларида бир ороген вилоятда, нафақат турли тоғоралиғи ботикликларида, балки бир хил тоғоралиғи ботиклигида, ҳатто бир ёшдаги ёндош жинслари ўхшаш бўлган бир хил генетик туркумдаги кўмирли хавзаларда, қоплаб ётувчи ёткизликларнинг қалинлиги ва таркиби, иссиқлик оқими киймати яқин бўлган, аммо фақат сезиларли тангенциал кучланишларда (стресс) ва горизонтал ҳаракатланиш амплитудасида фарқ бўлганда чуқинди қатламларида катагенетик қайта ўзгариш босқичида сезиларли ўзгаришлар кузатилади: протокатагенез (ПК) босқичидан то апокатагенез (АК) босқичигача 6-8 градациялари (МК<sub>1</sub>-МК<sub>5</sub>-АК<sub>3</sub>, 1.1-жадвал), яъни катагенетик қайта ўзгариш жараёнларида стресснинг таъсири намоён бўлади. Стресс горизонтал тангенциал кучланиш таъсири, эҳтимол, биринчи навбатда тоғ жинсларида гетероген дарзланиш юзага келиши билан боглик бўлиб, ушбу деформацияланаётган қатламлардан углеводород-сув-газли флюидларнинг латерал йўналишда киритувчан қатламларга ва вертикал йўналишда тоғ жинслари қатламланишига кўндаланг йўналишда жадал оқиб ўтишига ёрдам беради.

Тоғ жинслар давомий чузувчи ва сиқувчи кучланишга қовушоқ таъсирчан бўлади. Чузилиш тоғ жинслари қатламларида агрегатлараро бўшлиқлар ҳосил бўлиши билан кечади, уларнинг киритувчанлиги ошади ва вужудга келган қулай шароитларда флюидлар жадал оқиб чиқади.

Узоқ давом этувчи доимий сиқувчи горизонтал юклама тоғ жинслари қатламаларига қовушоқ таъсир кўрсатади, аммо сув-газли флюидлари доимо секин сиқиб чиқарилади. Қайишқоқ кучланишлар деформацияланувчи қатламлар пластиклиги чегарасидан кескин ошишида тоғ жинслари қатламлари яхлитлиги бузилади. Чуқинди қатламларининг бундай ҳолати зилзилалар пайтида кузатилади. Осики Д.Г. маълумотлари бўйича

сейсмо тектоник фаоллашувда (зилзилада) ажралиб чикувчи энергия нисбатан тектоник сокинликдагига қараганда 200 000 марта ортиқ бўлади, чўкинди қатламлар дегазацияси миқёси эса Ер қаърида вулкан огилишидаги дегазация ҳажмига мос келади. Черский Н.В. ва б. (1985) чўкинди қатламларига сейсмик таъсир вақтида флюидларнинг латерал миграцияси сакраш орқали бир неча карра ошишига исботлайдилар. Уларнинг углеводород флюидлари кучиши ва тупланишида ҳиссаси асосий ҳисобланади. Шундай қилиб, сейсмик таъсир углеводород-сув-газ флюидларининг жуда кўп миқдорда ажралиб чиқиши ҳамда уларнинг латерал ва вертикал ҳаракатланиши билан бирга кечади. Уларда эриган моддалар тоғ жинсларининг киритувчан горизонтларидаги минерал моддалар билан реакцияга кирази ва ёндош жинсларда очилган дарзлик каналларида термо-барик шароитлар ва физик-кимёвий реакциялар туфайли янги ҳосил бўлган минераллар доналари, цемент ва томирли ҳосилалар сифатида чўкмага ўтади.

Шарқий Фарғона кўмирли ҳавзаси Ўрта Осиёнинг юқори сейсмик зонасида жойлашган бўлиб, унинг қуйи-ўрта юра кўмирли қатламлари юқорида таърифланган сейсмик-тектоник ҳодиса хос. Фарғона ботиклиги Евросиё литосфера плитасининг жанубий чеккасида жойлашган. Неотектоник босқич бошларида (кечки олигоцен-миоцен) унинг жанубий чеккаси дрейф натижасида Тетис қайноқ зонасининг шимолий чеккасига етиб борган (Кучай В.К., 1983). Евросиё плитаси жанубий қисмининг қизиши ер пўстининг чўзилиши ва юпқалашига олиб келган. Чўзилиш жараёнлари Фарғонанинг ер пўстини ва унинг чўкинди коплмасини ҳам қамраб олган. Кечки плиоценда, Помир томондан стресс туфайли, (устсурилиб келаётган бурмаланган ва Ҳинд-Австралия плитаси ер пўсти), Фарғона ер пўстининг қизиш ва чўзилиш жараёнлари ҳозиргача давом этаётган горизонтал тангенциал сиқилиш ва қизиш жараёнлари билан алмашади. Сиқилиш ва қизишнинг энг жадал жараёнлари, эҳтимол, Талас-Фарғона зонасида ривожланган бўлиб, унинг ғарбий қанотида (палахсасида) Шарқий Фарғона кўмирли ҳавзаси жойлашган. Бу ерда кўмирнинг катагенетик қайта ўзгариши унинг силжима зонасидан узоқлигига боғлиқ: Кўмирнинг углефикацияси (метаморфизми) ғарбга қараб антрацитлардан (Читти, кўмир

маркаси ПА.А) то паст (маркаси Т, Қоратуба), паст-пишувчигача (маркаси ОС, Кук-кия), коксланувчи (маркаси К; Бештентак), газли (маркаси Г, Олдиёр, Совуқтош), узун оловли (маркаси Д, Кукёнғоқ, Тошқумир)гача пасайиб боради. Шунга мос ҳолда гилларнинг катагенетик қайта ўзгариши ва зичлашиши даражаси: гилли сланецлардан (Читти) аргиллитлар (Қоратуба) ва ярим пластик гилларгача (Тошқумир) пасайиб боради

Куйи-ўрта юра кўмирли формациясининг катагенетик қайта ўзгаришига формацион-генетик (литологик) омиллар ўз ҳиссасини қўшган. Куйи-ўрта юра континентал формацияси асосан тоғ этаги ёйилмалари ва текислик водийлари ётқизикларидан: ўсимлик детрити билан тўйинган аргиллитлар, линзали кўмир қатламчалари, майда гўлакли конгломератлар, гравелитлар, қумтошлар, алевролитлар, паттумлар, гилларнинг (аргиллитлар) алмашилиб ётишидан таркиб топади.

Тоғ жинслар орасида тошқумир энг кам иссиқлик ўтказиш қобилиятига эга, яъни улар гиллар сингари Ер қаърида иссиқлик тўплайди (тутиб туради). Демак, тошқумирнинг паст иссиқлик ўтказувчанлигидан келиб чиқиб ва шунга мос Шарқий Фарғона ҳавзаси гумус туркумидаги тарқоқ органик моддаларга бой куйи-ўрта юра кўмирли қатламлари бошқа тоғ жинсларнинг ҳам паст иссиқлик ўтказувчанлиги, олдиндан тахмин қилиш мумкинки, Ернинг ўртача иссиқлик оқимидан ҳозирги иссиқлик оқимининг тахминан  $5-10 \text{ мВт/м}^2$  га пасайиши куйи-ўрта юра кўмирли қатламларининг тўсувчи хусусиятлари билан боғлиқ. Шарқий Фарғона Ер қаърининг юқори ҳарорати термал булоқларнинг чиқиши билан тасдиқланади. Масалан, уларнинг орасида энг машҳури Жалолобод булоғи саналади.

Шарқий Фарғона (Ўзген) кўмир ҳавзасидаги Ясси дарёсининг ўнг соҳилида (Ўзгендан шимолда), Петр I тизмасидагидек, ўрта плейстоцен ( $Q_2$ ) пенепленизация сатҳи дислокацияланган эрта бўр ва кечки юра ётқизиклара юзасига тўғри келади. Ясси дарёсининг бошланишида Фарғона тизмасининг сувайиргичи ва Норин ботиклигида 2500-3000м атрофидаги баландликда ҳам дислокацияланган кечки юра ётқизикларда ўртаплейстоцен пенепленизацияси сатҳи аниқланган. Демак, тектогенезнинг энг жадал фазаси, Петр I тизмасидагидек, плейстоцен пенепленизация сатҳи бурманланган

куйи миоцен ётқиқларини юзасини кесиши туфайли кечки плиоцен-плейстоцен деб саналаниши мумкин (Кучай В.К., 1983). Шарқий Фарғона (Узген) кўмир ҳавзасидаги кўмирнинг юқори даражада кўмирлашиши, эҳтимол, Помир томондан кечки кайнозой неотектоник эпохаси кечки плиоцен-плейстоцен фазаси горизонтал стресс кучланиши билан боғлиқ.

Бу фаза таъсирининг давомийлиги (стресс таъсирининг геологик вақти) ҳатто шартли равишда 2,5- 3 млн.йилдан ортиқ бўлмаган ораликда аниқланиши мумкин.

Катагенез омиллари таҳлили қуйидагиларни етарли даражада ишончли намоиш этади:

1. Тоғ геостатик босим ва геотектоник стресс кучланишнинг катагенез жараёнларига таъсири неотектоник фаоллашув вилоятларида ҳарорат, формацион-генетик (литологик) ва гидрокимёвий омилларнинг биргаликда таъсири етакчи, геологик вақт, чуқинди тупланиш ва жойнинг ботиши кабилар катагенезда иккинчи даражали аҳамиятга эга бўлган. Кейингилари, вертикал геостатик юklamани (геостатик босим) ошишига олиб келсада, шу билан бир вақтда катагенетик реакциялар маҳсулотларининг оқиб чиқиб кетишини ҳамда кимёвий реакциялар тезлигини тўхтатади ва катагенетик қайта ўзгаришлар фаоллигини ушлаб туради.

2. Қадимий платформаларда ва уларнинг қалқонларида (авлакогенлардан ташқари) чуқинди тупланиш тезлиги паст, кесмалар қалинлиги кам бўлганда катагенезнинг етакчи омили бўлиб, эҳтимол, тоғ геостатик босим, геологик вақт ҳисобланади. Улар паст иссиқлик оқими, босим ва катагенезнинг бошқа омиллари таъсирини тўлдиради.

3. Чуқинди жинслар катагенез босқичида стратисферада инерт субстанция ҳисобланмайди. Уларда, ўзгарувчи термобарик шароитлар таъсирида, сиқиб чиқарилган катагенетик сув-газ флюидлари ва тангенциал стрессда мураккаб қайта ўзгаришлар амалга ошади. Улар дастлаб физик-механик жараёнлар сифатида бошланиб, физик-кимёвий жараёнлар сифатида якунланади.

4. Катагенетик ўзгаришларга органик чуқиндилар (торф, сапропеллар) энг таъсирчан бўлиб, улардан тоғ жинсларининг турли петрографик (литологик-фациал) турларида кўмир ва тарқоқ органик ҳосил бўлади. Органик моддадан иборат кўмир энг паст иссиқлик ўтказиш қобилиятига эга. Шунинг учун ҳам улар

катагенетик ўзгаришларга энг таъсирчан бўлади. Тоғ жинсларида у ёки бу миқдорда мавжуд бўлган тарқоқ органик моддалар (ТОМ) ҳам шундай хоссаларга эга. Шунинг учун ҳам чуқинди жинслар катагенези жараёнларини ўрганишни, «ҳамма жойда тарқалган» субстанция каби, катагенетик ўзгарган органик моддалардан бошлаш мақсадга мувофиқдир (Вернадский В.И. буйича).

## 6.2. Катагенез босқичлари

Катагенез босқичида минералларнинг коррозияси ва эриши, регенерацияси, эритмалардан янги минералларнинг ҳосил бўлиши ёки метасоматоз жараёнининг ривожланиши, қайта кристалланиши ва булакли доналарнинг ўзгариши кузатилади. Катагенез диагенез босқичидан кейин ривожланувчи чуқинди жинсларнинг узок вақт давомида навбатдаги иккиламчи ўзгариш босқичи ҳисобланади.

Катагенезнинг асосий омиллари қуйидагилар киради:

- харорат;
- босим;
- эриган минерал ва газсимон моддалар;
- қатлам сувларининг рН ва Eh кўрсаткичлари,
- радиоактив нурланиш;
- ушбу омиллар таъсирининг давомийлиги, яъни, геологик вақт.

Шундай қилиб, катагенез ўзининг табиати буйича диагенездан фарқли ўлароқ - ноорганик (физик - механик ва физик-кимёвий) жараёнидир. Тирик мавжудотлар, хусусан диагенез давомида чуқиндиларнинг қайда ўзгаришида асосий омиллардан бири бўлган бактериялар катагенез давомида муҳим рол ўйнамайди.

Катагенез босқичида чуқинди жинсларнинг зичлашиши, таркибий қисмларининг эриши, минерал шаклланишининг тури жараёнлари, қайта кристалланиши ва б. ўзгаришлар кечади. Катагенез босқичининг энг кенг тарқалган минераллари бўлиб темир сульфидлари (пирит, марказит), оксидлар (халцедон, кварц, гематит), карбонатлар (кальцит, оҳактош, сидерит), силикатлар (гидрослюда, каолинит, хлорит, эпидот) ҳисобланади. Кўпчилик

катагенез минералларининг характерли хусусияти — ўлчамларининг анча катталиги ва кристаллографик шаклидир.

Бир қатор минераллар бўлакли доналарнинг эришидан ҳосил бўлади. Уларнинг баъзилари бўлакли доналар атрофида қуйқа ҳосил қилади, ғовакликлар, бўшлиқлар ва дарзликларни тулдиреди, конкрециялар ва секрециялар шаклида вужудга келади.

Катагенез катта босим таъсирида содир бўлганлиги туфайли кўплаб минерал доналар синиб, парчаланиб кетиши мумкин. Бу ҳодиса *гравитацион коррозия* дейилади. Ўзриган моддалар доналар орасида регенерацион қуйқа ҳосил қилиб чўкмага ўтади ёки ғовакликларни тулдиреди. Бунда *микростилолитли чоклар* ҳосил бўлади. Доналарнинг ўзаро контактлари мураккаблашади.

Катагенез жараёнида донали жинслардаги галит, гипс ва кальцитдан иборат бўлган цементлар юқори пластиклиги туфайли қаттиқ ҳолда "«оқади» ва ғовакликларни тулдиреди. Кремнийли цементда бундай ҳодиса кузатилмайди. Зичлашиш давомида структура ҳосил қилувчи доналар мослашади. Шундай қилиб, физик-механик жараёнлар тоғ жинсларининг зичлиги ошишига ва ғоваклигининг пасайишига олиб келади.

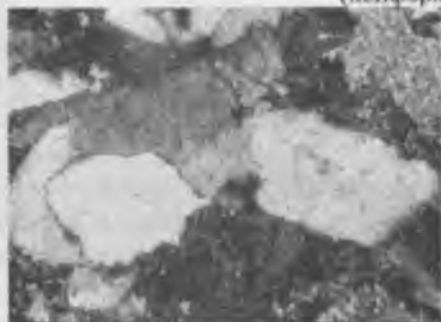
*Сувнинг ажралиши.* Тоғ жинсларидаги сув эркин ва боғланган ҳолда бўлади. Жинсларидаги эркин сув тортишиш кучи таъсирида ёки қатлам босими туфайли ҳаракатланади. Жинсларда боғланган сув кучмайди. У минерал доналар сиртида молекуляраро кучлари таъсирида тутиб турилади.

Катагенез жараёни давомида эркин сув ажралиб чиқади. У юқори ҳарорат ва босимда баъзи компонентларнинг эришига ва, шунингдек, янги минераллар ҳосил бўлишига олиб келади.

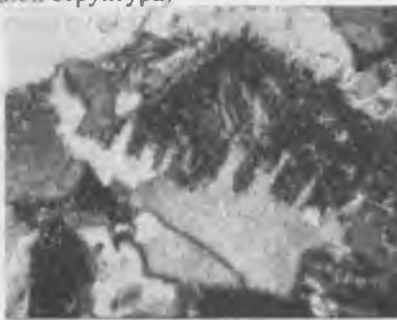
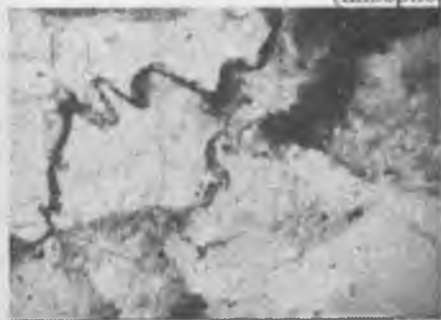
*Тоғ жинсларининг зичлашиши* катагенезнинг дастлабки босқичларида зарралар ва доналарнинг қайта жойлашувида амалга оширилади. Босим янада ошганда ва сиқиб чиқариладиган сувлар мавжуд бўлганда доналар контактида эриш ва доналарнинг бири-бирига кириб бориши амалга ошади. *Конформли* (доналар юзасининг бир-бирларига мослашиши) (6.9а - расм), *инкорпорацион* (6.9б-расм) (доналар бир-бирига ботиб кириши), шунингдек, микростилолит чоклар ва доналарнинг микростилолитли туташуви кузатилади (6.9в-расм).



а) доналарнинг бир-бирига мослашиш орқали зичлашиши  
(конформ структура)



б) доналарнинг бир-бирига ботиши орқали зичлашиши  
(инкорпорацион структура)



в) доналарнинг микростилитли туташуви

6.9-расм. Чуқинди жинсларнинг катагенез жараёнида зичлашиши  
(Ежова А.В. фотосуръати)

Стиллитлар дастлаб кичик ёриқлар сифатида шаклланади ва улар бўйлаб жинслар секин эрий бошлайди. Дарзликлар юзасида одатда қуюқ қуйқа - қора рангли сувда эримайдиган моддалар қолади.

*Тоғ жинслар таркибий қисмларининг эриши. Тоғ жинслари*

тузилишида қатнашувчи минерал ва органик бирикмалар муайян ҳарорат ва босимда, термобарик ваи физик-кимёвий шароитларда эришга бардошли бўлади. Бу шароитлар узгарганда баъзи минераллар ва органик моддалар ерости сувларида эриб кетади.

Галлоидлар (хлоридлар), сульфатлар, карбонатлар эриб, ерости сувларининг шўрлигини таъминлайди.

Сувда бикарбонатлар мавжудлигида доналарнинг эриш излари уларнинг юзасида коррозия сифатида кузатилади (6.10а-расм). Терриган жинслардаги энг юқори даражада эришга микроагрегатли доналар (масалан, эффузивлар) ва дала шпатлари учрайди. Бунда сувли эритма доналар туташув участкалари, уланиш юзалари ва минерал қушолоқлар чоклари бўйлаб кириб боради. Бунда жинс бўлаклари қисман нурайди, фрагментлари олиб чиқиб кетилади ва фақат доналар реликтлари қолади (6.10 б, в - расмлар).

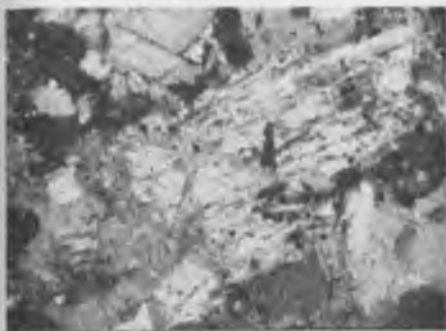
Кварц ҳам эрийди, лекин бу жараён кўпинча доналарининг регенерацияси билан бирга кечади (6.10г-расм). Янги ҳосил бўлган кварц говаклар бўшлиғида ўсади ва яхши ифодаланган киррали кристалларни ҳосил қилади (6.10д-расм). Баъзан аутиген кварц асосий донадан слюдали минераллар, чанг зарралари, нефт моддаларида ажралиб туради (6.10е-расм). Бунда регенерацияланиш жараёни бир неча босқичда амалга оширилиши мумкин.

Катагенетик босқичида *янги минерал ҳосил бўлиш* кенг ривож олади. *Янги кальцит* минерали қатлам сувларида ишқорий муҳитда юқори ҳароратларда (60-70°C) ҳосил бўлади. Кўпинча иккиламчи кальцит тоғ жинсларининг очиқ дарзликларида ва говаклари бўшлиғида чуқмага ўтади (6.11а-расм).

*Сидеритнинг* ромбсимон шаклдаги кристаллари нордон суст тикловчи муҳитда эритмада темир закиси мавжудлигида вужудга келади.

*Кремнезёмнинг* янги минераллари нейтрал ёки кучсиз кислотали муҳитда юқори ҳарорат ва босим зоналарида юзага келади. Кум-алевритли жинсларда кремнезём одатда кварцдан иборат бўлади ва регенерацион қобиқ шаклида учрайди (қаранг: 6.10д, е-расмлар). Оҳақтош ва доломитлар учун халцедон характерли бўлади, одатда чиганоқларнинг ички бўшлигини, говакларни тўлдиради, баъзан фауна қолдиқларининг ўрнини эгаллайди.

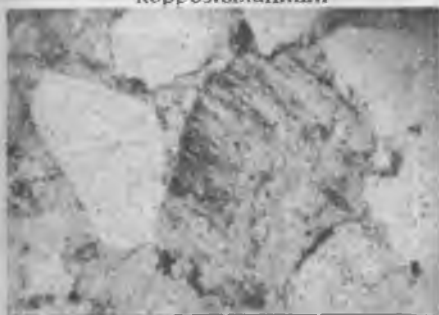




а) доналарнинг кальцит цемент билан  
коррозияланиши



б) эффузив булагининг  
эриш фрагментлари



в) плагиоклаз кушалоклари чоклари  
бўйича эриш.



г) кварц доналарида эриш зонаси.



д) кристаллографик киррали кварц.

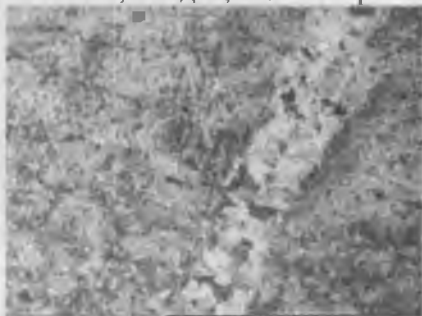


е) регенерация қобикли кварц.

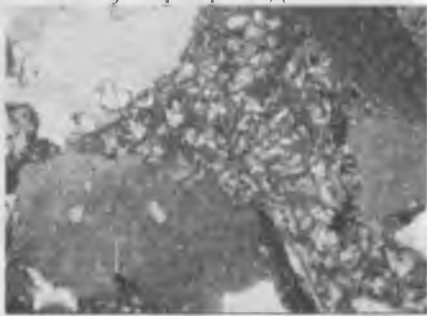
6.10. Катагенезда доналарнинг коррозияси, эриши ва қайта тикланиши  
(шлифлардаги кўк ранг- бушлиқлар, Ежова А.В. фотосуръати)

Кристал тузилишли каолинит, одатда, органик моддалар оксидланишида вужудга келадиган бўшлиқларда нордон муҳитда шаклланади (6.11б-расм). Каолинит слюдаларнинг метасоматик ўрнини эгаллаши мумкин, лекин бунда ўзининг толали

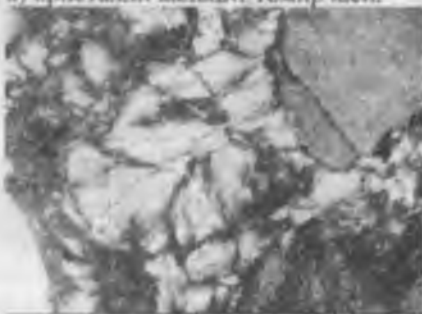
тузилишини сақлаб қолади (6.11в-расм). Дала шпати доналари каолинит, эпидот, гил минераллари билан ўзгартирилади.



а) кристалли каолинит темирчаси.



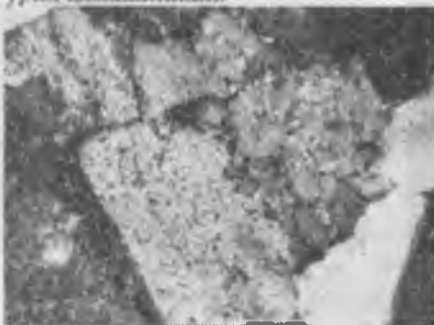
б) кристалл структурали каолинит.



в) толали структураси сақланиб қолган слюданинг каолинит билан ўрин алмашиниши.



г) плагиоклазнинг темир оксидлари билан ўрин алмашиниши



д) дала шпатларининг гидрослюда-лар билан ўрин алмашиниши.



е) эффузив асосий массасининг хлоритлашуви.

6.11-расм. Катагенезда янги минераллар ҳосил бўлиш жараёнлари (шлифлардаги кўк ранг- бўшлиқлар, Ежова А.В. фотосуръати)

Майда дисперсли темир моддаси, тўртбурчак шаклда ўзгармаган гидрослюда билан ўрин алмашади (6.11д,е-расмлар),

эффузивлар эса хлоритлашган ва темирлашган булакларга айланиб кетади ( 6.11 е-расм).

Катагенез босқичи учун гил минераллари мажмуаси жуда характерли бўлади. Бунда гил минералларининг фаол гидрослюдаланиши ва хлоритланиши натижасида юқори хароратли гидрослюдалар ва ортохлоритлар ҳосил бўлади.

Магний ионларига эга бўлган ғоваклик сувларининг кальцит билан ўзаро таъсири туфайли *доломит* ҳосил бўлади. Катта чуқурликларда тургун сувларда рН қиймати ошганда (ишқорий муҳит) ва Еh қиймати пасайганда (тикловчи муҳит) темир сульфидлари ҳосил бўлади

*Қайта кристалланиш* кристалл доналарнинг таркиби ўзгармасдан қайта ўзгаришидан иборат бўлади ва бир қанча доналар бирлашиб кристаллларнинг йириклашишидан юзага келади. Кристаллар қўшимчалардан тозаланади.

Қайта кристалланиш асосан хемоген ва биоген чуқиндиларга ҳамда терриген жинсларнинг цементига кўпроқ таъсир кўрсатади. Қайта кристалланиш оҳактошлар ва доломитлар учун кўпроқ характерли бўлади.

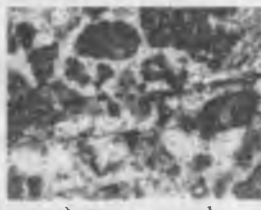
Қайта кристалланишнинг дастлабки пайтларида кристалли цемент шаклланада, асосий элементлар – чиганоклар, қуюшиқлар сақланиб қолади (6.12 а-расм).



а) оҳактош, қайта кристалланиш уячаларига эга. 1 ник.



б) пелитоморф оҳактош, қайта кристалланиш уячаларига эга



в) пелитоморф оҳактош, кристалли кальцит томирчаларига эга

6.12-расм. Катагенезда оҳактошларнинг қайта кристалланиши. (Ежова А.В. фотосуръати).

Катагенезнинг кейинги босқичларида кристалланиш асосий элементларни ҳам камраб олади, баъзан излари сақланса-да, дастлабки структураси йўқолиб кетади. Пелитоморф ва микродонали оҳактошларда кристалли кальцит участкалари

(бушлиқ ва ғовакларда) ва майда томирчалари ҳосил бўлади (6.126, в-расмлар). Қайта кристалланишнинг якуний маҳсулоти бўлиб мрамор ҳисобланади, унда дастлабки структурадан изи ҳам қолмайди.

### 6.3. Метагенез босқичи

Метагенез — бу жинсларнинг метаморфик ўзгаришигача бўлган чуқурликда кечадиган минерал ва структуравий қайта ўзгариш босқичидир.

Стратисферанинг пастки қисмида содир бўладиган чуқинди жинсларнинг чуқур ўзгариши куп томондан минтақавийл метаморфизмнинг дастлабки босқичларига ўхшаб кетади.

Метагенез катта чуқурликда юқори босим ва ҳарорат (200-300°C) таъсирида минераллашган эритмалар мавжуд бўлганда ривожланади.

Метагенезнинг асосий омиллари катагенезники билан деярли бир хил:

- ҳарорат;
- босим;
- эриган минерал ва газсимон моддалар;
- оксидлаш-тиклаш имкониятлари;
- флюидларнинг ишқорли-кислотали хоссалари;
- стресс.

Бу омиллар метагенез ривожланиш зонасида жуда катта қий-матларга эга бўлади: сувларнинг юқори минерализацияси ва газга тўйинганлиги; рН (муҳит купроқ нордон); Eh (муҳит юқори тик-ловчи) характери.

Метагенез босқичида оксидлар (кварц, анатаз, рутил, брукит, гематит, магнетит), карбонатлар (кальцит, анкерит, доломит), силикатлар (юқори ҳароратли гидрослюда, хлоритлар, албит, эпидот, профиллит ва б.) ҳосил бўлади. Бир қатор минераллар булакли доналарнинг регенерация қобикларида юзага келади — циркон, эпидот, цоизит, клиноцоизит, сфен. Стресс таъсирида коррозия, кристалланиш ва қайта кристалланиш ривожланади. Метагенез минераллари донали агрегатлардан иборат бўлиб, доналар орасидаги контактлар арра тишли ва тўлқинсимон бўлади. Бир вақтнинг ўзида тоғ жинсларининг структураси ўзгаради: мозаикали (конформли-регенерацион), сланецсимон, линзасимон,

йўл-йўлли, тишли, зирапчасимон структуралар кенг ривожланади. Оқиш ва узилиш кливажлари вужудга келади.

Метагенез жараёнида жинслар максимал зичлашади, уларнинг говакдорлиги минимал бўлади. Суюқлик ҳаракати фақат дарзликлар ёки диффузия орқали амалга оширилиши мумкин. Тектоник ҳаракатлар туфайли тоғ жинсларида майда дарзликлар ривожланади, шу туфайли эритмалар ҳаракати учун янги йўллар очилади. Бу босқичда гиллар аргиллитларга айланиб кетади; гидрослюда ўзгаришидан серицит ҳосил бўлади; биотит хлоритизацияга учрайди; кварцнинг регенерациясини давом этади. Метагенез туфайли гилли жинслар гилли, аспидли, филлитсимон сланецларга, донали жинслар - кварцитларга, оҳактошлар – мраморлашган оҳактошларга, кўмир эса антрацитга айланади.

Конформали, инкорпорацион, регенерацион структуралар кенг ривожланади. Хемоген жинсларида кўпинча микростилолитлар шаклланади. Стресс таъсир остида босим йўналишига кўндаланг бўлган тангачали минералларнинг мўлжалланиши орқали ифодаланган йўл-йўлли текстуралар ривожланади. Йўналган коррозия жараёнлари, шунингдек кристалланиш ва қайта кристалланиш кузатилади.

Шундай қилиб, метагенез тоғ жинсларининг янги шароитларда чуқур структуравий-минералогик қайта ўзгаришидан иборат бўлади. Қайта ўзгариш даражаси тоғ жинслари ва эритмаларнинг таркибига, ботиш чуқурлигига ва ороген ҳаракатлар кучига боғлиқ бўлади.

#### *Назорат саволлари*

1. Катагенезнинг бирламчи омилларини санаб беринг.
2. Қадимий платформаларда, ёш платформаларда ва фаоллашган ёш платформаларда катагенез омилларининг руёбга чиқишида қандай фарқ бор?
3. Чўкинди тупланиш тезлиги чўкинди жинсларнинг катагенетик ўзгариши фаоллигига қандай таъсир кўрсатади?
4. Гумид ва арид литогенези ётқизикларида катагенезнинг асосий фарқи нимада?
5. Метагенезнинг катагенездан фарқли томонлари нималардан иборат?
6. Метагенез жараёнининг оқибати нималардан иборат?

## ИККИНЧИ ҚИСМ

### 7-боб. Чўкинди жинслар петрографияси

#### 7.1. Ер юзасида ва литосферада чўкинди жинсларнинг тарқалиши

Чўкинди жинслар - "Бу Ер юзаси ёки ундан бирмунча чуқур-рокдаги горизонтлар учун хос бўлган пастроқ ҳарорат ва босимда нураш маҳсулотлари, организмлар ҳаёт-фаолияти ва баъзан вулкан маҳсулотлари ҳисобига ҳосил бўлган геологик танадир" [37].

Чўкинди жинслар ер юзасининг 75% қамраб олган [37]. Чўкинди жинслар ва замонавий чўкиндилар Ўрта Осиё ҳудудининг 85% гача майдонини эгаллайди (В.И.Попов). Ер чўкинди қобиғининг (стратисфера) ўртача қалинлиги 4-4,5 км, максимал қалинлиги-20-25 км. Қадимий платформалар қалқонида ер юзасида қадимий метаморфик ва магматик жинслар очилиб ётади. Бу ерда чўкинди жинслар умуман учрамайди.

Стратисфера кесмасида чўкинди жинсларнинг тарқалиши турлича баҳоланади, аммо кўпчилик муаллифлар бўйича энг кенг тарқалганлари гиллар ҳисобланади (7.1-жадвал).

7.1-жадвал

Стратисферада ҳар хил турдаги чўкинди жинсларнинг тақсимланиши (% ҳисобида)

| Чўкинди жинслар | Лизс ва Мид, 1915 | Линд-грен, 1923 | Кюнён, 1941 | Ронов ва 6.* <sup>9</sup> , 1976 | Троицкий, 2005 |
|-----------------|-------------------|-----------------|-------------|----------------------------------|----------------|
| Гилли           | 82                | 77              | 56          | 46/36                            | 50-60,0        |
| Қумли (булакли) | 12                | 11,8            | 14          | 22/18                            | 20,0           |
| Карбонатли      | 6                 | 5,9             | 29          | 24/21                            | 20-25,0        |
| Тузли           | -                 | 5,8             | -           | 2,8/03                           |                |

<sup>9</sup> эслатма: улуши: суратда — платформалар, маҳражда — геосинклиналлар

|            |   |   |   |         |       |
|------------|---|---|---|---------|-------|
| Эффузивлар | - | - | - | 4,5/2,1 | 1-3,0 |
|------------|---|---|---|---------|-------|

Чўкинди жинсларнинг кимёвий таркиби кимёвий (силикат) таҳлил орқали аниқланади ва жинс ҳосил қилувчи элементлар оксиди сифатида ифода этилади. Литосферада чўкинди жинсларнинг ўртача кимёвий таркиби қуйидаги 7.2- жадвалда берилган. Бундан ташқари, чўкинди тулланиш муҳитларини (қадимий ва замонавий) аниқлаш учун умумий темир, сульфидли ва сульфатли темир, оксидли ва закисли марганец, кремнезём, умумий олтингугурт, сульфидли ва сульфатли олтингугурт ва б. аниқланади.

7.2-жадвал

Чўкинди жинсларнинг ўртача кимёвий таркиби (Суйковский, 1952)

| Оксид-лар                      | Мик-дори, % | Оксид-лар                      | Мик-дори, % | Оксид-лар                     | Микдори, % |
|--------------------------------|-------------|--------------------------------|-------------|-------------------------------|------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 59,17       | TiO <sub>2</sub>               | 0,77        | BaO                           | 0,12       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,47       | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,03        | SrO                           | 0,04       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,32        | NiO                            | 0,02        | K <sub>2</sub> O              | 2,77       |
| FeO                            | 0,99        | MgO                            | 1,85        | Na <sub>2</sub> O             | 1,76       |
| MnO                            | 0,8         | CaO                            | 9,90        | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,22       |
| Жами: 100,0                    |             |                                |             |                               |            |

Карбонатли жинсларни ўрганишда карбонатли таҳлилдан фойдаланилади. Бунда карбонатли ва карбонатсиз компонентлар таркиби аниқланади. Спектрал таҳлилнинг ҳар хил турларидан кенг фойдаланилади. Нефт ва газ конларинининг литологиясини ва нефт манбаини ўрганишда люминесцент-битум таҳлили, умумий органик модда ва унинг таркибий қисмлари, нефтнинг ва нефт қаторидаги каустобиолитларнинг кимёвий таҳлили ва б. кенг қўлланилади.

## 7.2. Чўкинди жинсларнинг таркибий қисмлари

Аввалги бобларда чўкинди жинслар ювилиш ҳудудларидан келтириладиган компонентлар — таркиби ва келиб чиқиши турлича бўлган материаллардан: сувли ва ҳаволи муҳитда чўкмага ўтган терриген, субколлоид ва коллоид заррачалар, организмлар ҳаёт-фаолияти жараёнларида вужудга келувчи, седиментация ҳавзасида сувларнинг тўйинишида кимёвий чўкиш, тупроқичи буғланиш жараёнлари, нураш пўстидаги қолдиқ сувлар буғланиши туфайли чўкмага ўтган моддалардан иборат эканлиги қўриб чиқилган эди.

Чўкинди жинслар қуйидагилардан таркиб топади:

1. Ювилиш ҳудудларидан келтирилган ёки қайта ювилган чўкиндиларнинг седиментация ҳавзаси тубида тупланган материалларидан;

2. Чўкиндиларнинг кўмилишида ёки уларнинг чўкинди жинсларга айланишида (диагенез) чўкмага ўтган аутиген компонентлардан;

3. Ҳайвон ёки ўсимликларнинг органиген қолдиқларидан;

4. Қўшни ҳудудлардаги ерусти ёки сувости вулқон жараёнларидан келтирилаётган вулқон материалларидан;

6. Космик келиб чиқишга эга материаллардан ташкил топган.

*Аллотиген компонентлар.* Терриген жинсларнинг ва баъзи гилларнинг асосий қисмини аллотиген минераллар ташкил этади. Аралашмалар сифатида улар б. чўкинди жинслар таркибида ҳам қайд қилинади. Чўкинди жинсларнинг аллотиген компонентларида 200 дан ортиқ минерал ва кўп миқдорда магматик, метаморфик ва қадимийроқ жинсларнинг бўлаклари учрайди. Чўкиндидаги аллотиген минераллар физик ва кимёвий нураш таъсирига энг чидамли ёки гипоген шароитларда вужудга келган, гиперген шароитларда (нураш) бақарор бўлган минераллардан иборат бўлади. Энг барқарор ва кенг тарқалгани кварц минерали ҳисобланади. Кейинги ўринларни дала шпатлари, асосан нордон плагиоклазлар, слюдалар, нураш пўстида ҳосил бўлган ва гиперген шароитларда барқарор бўлган каолинит, гидрослюда, смектитлар, темир гидроксидлари (кўпинча лимонит), жинс бўлаклари (кремнийли ва эффузив жинслар устиворлик қилади) ва ювилиш ҳудудларининг б. минераллар эгаллайди.

Терриген жинсларни ташкил этувчи асосий жинс ҳосил қилувчи аллотиген минераллардан ташқари акцессор (иккинчи даражали) минераллар ҳам учрайди. Уларнинг миқдори одатда 3-5% дан ошмасида, кўп жиҳатдан муҳим аҳамиятга эга. Акцессор минераллар келиб чиқиши бўйича аллотиген ва аутиген бўлиши, тоғ жинсларнинг ҳосил бўлиш ва қайта ўзгариш босқичларида вужудга келиши мумкин. Уларга магнетит, илменит, рутил, анатаз, брукит, лейкоксен, циркон, сфен, монацит, турмалин, ксенотим, амфибол ва пироксен, гранат, корунд, топаз, ставролит, апатит, камроқ олтин, платина ва б. киради. Акцессор минералларнинг солиштирма оғирлиги  $3 \text{ г/см}^3$  дан ортиқ бўлади.

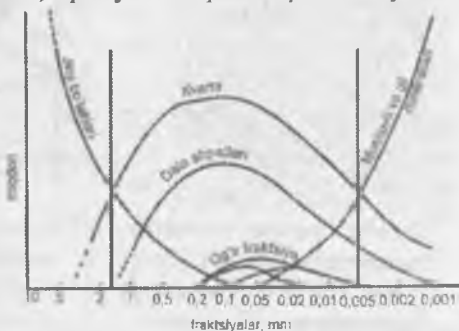


Улардан кесмаларни таққослашда, палеогеографик шароитларни тиклашда ва ювилиш ҳудудларини аниқлашда фойдаланилади. Асосан олтин, платина, магнетит, титаномагнетит ва б. саноат аҳамиятига эга бўлади.

Минералларнинг аллотиген келиб чиқиши (терриген компонентлари) доналари ёки бўлақларининг думалоқланиш даражаси бўйича аниқланади. Сув ёки ҳаво муҳитида ташилган бўлақлар (доналар) кўпинча силликланган, шарсимон шаклда думалоқ бўлади. Доналар шакли ва уларнинг сирти тузилиши туб жинсларининг таркиби, ташилиш усули ва узоклиги туғрисида маълумот беради. Терриген минералларни аниқлаш ва уларнинг хусусиятларни билиш терриген коллекторларнинг коллектор-филтрация хусусиятларини башорат қилиш учун жуда зарур.

Чўкинди жинсларда аллотиген минералларнинг тарқалиши кўп омилларга боғлиқ. Бунда етакчи бўлиб тоғ жинсларининг ёши ва гранулометрик таркиби саналади. Ёш чўкинди жинсларда қариларига нисбатан одатда беқарор минералларнинг фойиз миқдори ва учраш частотаси ошиб боради, яъни ёш жинсларнинг минералогик баркамоллиги даражаси паст бўлади, анча миқдорда беқарор минераллар учрайди.

Доналарнинг (булакларнинг) гранулометрик таркиби буйича умумий конуниятлар аниқланади. Гравелитлар ва конгломератларда жинс булаклари устиворлик қилади. Қумтошларда уларнинг микдори кескин камаяди. Алевит ва гилларда эса умуман учрамайди. Бу конуният ҳозирги замон чуқинди жинсларда ҳам кузатилади (7.1-расм).



7.1-расм. Замонавий денгиз ёткизикларида гранулометрик ва минерал таркиб орасидаги нисбат схемаси ( Н.М. Страхов буйича).

Аллотиген минерал-мася ( Н.М. Страхов буйича).  
ларнинг гранулометрик  
фракциялар буйича тақсимланиши куп омилларга боғлиқ.  
Уларнинг асосийлари:

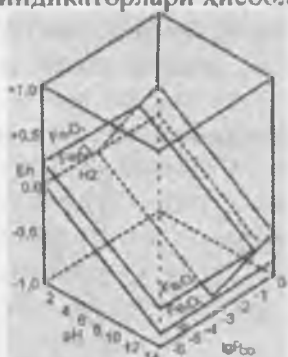
1. Минералларнинг физикавий ва кимёвий хоссалари,

ювилиш ҳудудлари туб жинсларнинг дастлабки доналари миқдори ва ўлчамига боғлиқлиги;

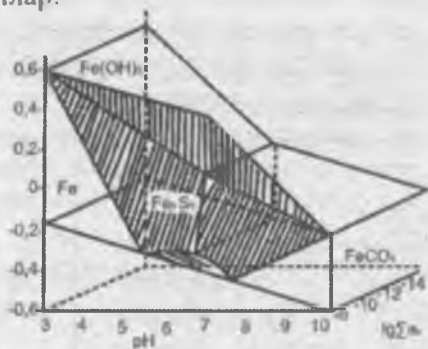
2. Ювилиш ҳудудлари ва седиментация ҳавзаларининг геотектоник ландшафт шароитлари (рельефнинг парчаланганлиги, иқлим, гиперген жараёнларнинг фаоллиги ва йўналганлиги, ташилиш усули ва узоклиги, қайта ётқизилиш цикллари сони, чуқиндиларнинг тўпланиш тезлиги ва характери) билан боғлиқлиги.

*Аутиген компонентлар (минераллар).* Чуқинди жинсларда 200 дан ортиқ аутиген минераллар топилган. Энг кенг тарқалганлари гилли минераллар, карбонатлар, сульфатлар, тузлар, хлоритлар, темир, марганец, алюминий оксидлари ва гидрооксидлари, кремнезём минераллари, сульфидлар, фосфатлар, соф элементлар, силикатлар (дала шпатлари, цеолитлар) ва б..

“In situ” ҳолатида (чуқинди жинсда) вужудга келган аутиген минераллар физикавий ва кимёвий (геокимёвий) шароитлар индикаторлари ҳисобланадилар.



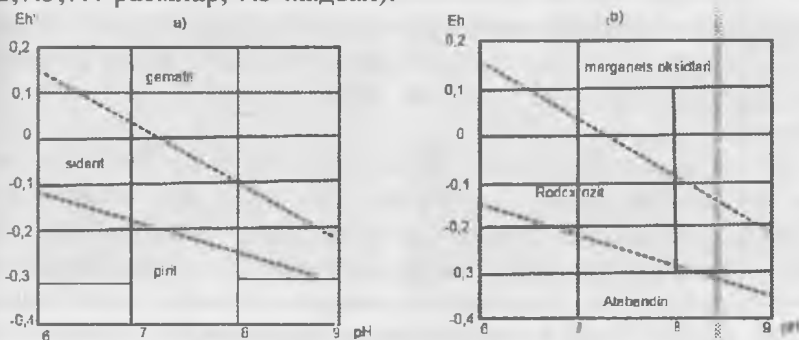
7.2-расм. Гематит, магнетит, сидеритнинг Eh, pH,  $P_{CO_2}$  25° ва  $1,01325 \cdot 10^5$  Па да бардошлилиги диаграммаси



7.3-расм. Темир гидрооксиди, сульфиди ва карбонати  $a_{Fe} = 10^{-3}$  моль,  $P_{CO_2} = 1,01325 \cdot 10^5$  Па,  $\Sigma a_{-}$  -водород сульфиднинг умумий миқдорида бардошлилиги диаграммаси

Минералларнинг аутиген характери уларнинг тоғ жинсларидаги бўшлиқ ва ғовақликларидаги ажратмаларининг идиоморф ва гипидоморф шакллари, оолитли, коллоид ва металлоид тузилиши ва хемоген жинсларнинг асосий массасидаги кичик ҳажми, терриген жинслар цементида доналар ўрнини эгаллаши билан белгиланади. Аутиген минераллар чуқинди ҳосил

бўлиш муҳити, физикавий ва кимёвий (геокимёвий) шароитлар, диагенез ва катагенезнинг индикаторлари ҳисобланади. Улар бўйича оксидловчи-тикловчи (Eh) ва кислотали-ишқорли (pH) муҳитлар ва ҳавза сувининг шўрланиши даражаси аниқланади (7.2;7.3;7.4-расмлар, 7.3-жадвал).



7.4-расм. Темир (а) ва марганец (б) минераллар чўкмага утишининг физик-кимёвий шароитлари (Крамбейн ва ва Корренс, 1952).

7.3- жадвал

Аутиген минераллар – чўкинди тупланиш шароитлари диагенезининг кўрсаткичлари.

| Минерал-лар             | pH      | Eh, mv            | Минерал-лар                   | pH   | Eh, mv   | Минерал-лар            | pH      | Eh, mv                                                            |
|-------------------------|---------|-------------------|-------------------------------|------|----------|------------------------|---------|-------------------------------------------------------------------|
| Темир гидрооксидлари    | 2,3-7   | до +700           | сидерит, родохлозит, вивианит | -7,2 | ≈до +200 | шамозит лептохлоритлар | >7      | >0                                                                |
| Гидро-аргиллит          | 4-7     | +700 гача         | кальцит доломит               | 7,4  | ≈0       | Темир сульфидлари      | 5,5-7,5 | -200 дан - 500 гача                                               |
| Каолинит                | 4-5,5   | +400дан +600 гача | Гидро-сплодалар, смектитлар   | 7,5  | >+400    |                        |         |                                                                   |
| Алунит, ярозит, левигит | 4,7-5,0 | ≈+400             | Марганец гидрооксидлари       | 7,5  | >+400    | опал                   | <4-8,6. | Eh ғабоғлиқ бўлмаган ҳолда муҳитни ишқорли-гача нордонлаштирганда |
| Галлуазит               | 6,5     | >+400             | цсолитлар                     | 7,5  | >+400    |                        |         |                                                                   |
|                         |         |                   | глауконит фосфатлар           | 7,5  | ≈0       |                        |         |                                                                   |

Денгиз сувлари шўрлиги минерал-индикаторлари: доломитлар шўрлик 40-150 г/л да, сульфатлар (гипс, ангидрит) 120-150 г/л

дан юқорида, галит - тахминан 260-270 г/л да, калий ва магний тузлари 300-320 г/л да чуқмага ўтади. Тузларнинг чуқмага ўтиши денгиз сувларининг тўйинганида, суст ишқорли рН (8.5-7.5), оксидловчи ва тикловчи муҳитларда содир бўлади.

*Органик қолдиқлари ва организмларнинг фаолияти излари.* Биоген жинсларда органик қолдиқларнинг миқдори 50% гача бориши мумкин ёки улар бутунлай органик қолдиқлардан (кўпчилик оҳақтошлар, бўр, диатомитлар, кўмир) ташкил топган бўлиши мумкин.

Энг асосий жинс ҳосил қилувчилар бўлиб оҳақли, кремнийли чиганоклар ва скелетлар, фосфат скелетига ёки чиганокқа эга бўлган организмлар, шунингдек зоопланктон капролитлари саналади. Океанларнинг чуқур сувли қизил рангли гиллари ҳам планктон ҳайвонлар-филтрантларнинг капролитларидан таркиб топган; торф, кўмир (олий ўсимликларнинг қолдиқлари) ва нефть ҳосил қилувчи организмлар (денгиз ва чуқур сув ҳавзалари фотопланктон ва зоопланктон, қуруқликдан келтирилган ўсимлик детрити) қолдиқларидан иборат бўлади.

*Чувалчанглар ва бактериялар* одатда тошқотган ҳолда сақланмайди, аммо бўшоқ материални қайта ишлашида уларнинг ҳаёт-фаолияти излари сақланиб қолади. Бу айниқса диагенез ёки седиментогенез босқичда карбонатли, темирли жинсларни, соф олтингурутни қайта ишлашда тўларок намоён бўлади.

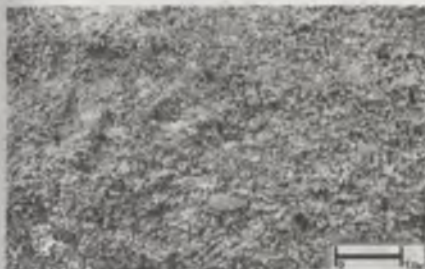
*Биоген оҳақтошлар* оҳақтошларнинг катта қисмини ташкил этади ва улар механик думалоқланишга учрамаган бутун ёки парчаланган чиганоклардан таркиб топган бўлади. Организм қолдиқларининг хусусияти ва турларига қараб чиганокли (бутун чиганокли) – фораминиферали, пеллециподали, брахиоподали, криноидеяли ва б. ҳамда органоген-детритли (чиганок синикларидан иборат бўлган) оҳақтошлар ажратилади.

Биоген оҳақтошларни колониал ёки яқка ҳолда ҳаёт кечирувчи скелети ёки чиганоғи кальций карбонатдан иборат бўлган ҳайвон ва сувўтлари қолдиқлари тўпламидан ташкил топади. Шундай жинс ҳосил қилувчи организмлар билан танишиб чиқамиз.

Карбонатли скелетга эга бўлган организмлар энг кўп сонли. Улар орасида энг муҳимлари қуйидагилар:

**Фораминифералар** - бир хужайрали денгиз ҳайвонлари

бўлиб, турли шаклдаги ва тузилишдаги оҳакли чиганокларга эга. Фораминифералар бентос организмлардир. Улар шельфда, континент ёнбағирларида, континенталолди погонасида яшайди. Планктонлар шакллариининг қолдиқлари денгиз оқими томонидан океанларнинг абиссал вилоятларига олиб кетилади.



7.5-расм. Фораминифералар схиғаноклари туғламидан иборат органоген оҳактош



7.6-расм. Бухоро-Хива региони Бузахур-2 бурғ қудуғининг 3260-3267 м чуқурлигидан топилган *Alveosepta jaccardi* (Schrodt) фораминифераси

Фораминифераларнинг қолдиқлари КТКЧгача замонавий фораминиферали илларни, оҳактош қатламларини ташкил этади.

Фораминифералар чиганоклари бир ва кўп камерали сферик, цилиндрик, тухумсимон ва б. шаклларда учрайди. Камералари бир қаторли, спиралли, икки қаторли ва винтли жойлашишга эга (7.5-7.6-расмлар). Чиганокларининг деворлари донали, толали ёки пелитоморф кальцитдан, баъзан цементланган қумдан иборат бўлиши мумкин. Фораминифераларнинг орасида фузулинидалар, швагериналар, глобигериналар оҳактошли жинслар ҳосил қилишда катта аҳамиятга эга.

**Маржонлар** - доимий шўрликка эга бўлган илиқ ва тоза сувли денгизларнинг унча катта бўлмаган чуқурликларида яшовчи риф ҳосил қилувчи организмлардир. Улар 180-550 м чуқурликларда яшайди. Палеозойдан (тўрт нурли) маълум бўлиб, мезозойда, асосан (олти нурли), кайнозойда (саккиз нурли) яшаган. Қазилма риф қурилмаларининг баландлиги 1 км гача бориши мумкин.

Маржонлар орасида алоҳида ва колониал ҳаёт кечирувчи турлари мавжуд. Колониал ҳолда ҳаёт кечирувчи маржонлар йирик риф массивларини ҳосил қилади (7.7-7.8-расмлар).

Скелети толали арагонитдан тузилган пластинкалар ёки



қатламлардан иборат бўлади. Толалар туплами концентрик ёки радиал-нурли тузилишга эгадир. Шлифдаги кундаланг кесмада ячейкали турлар, бўйлама кесмада турли устунлардан иборатлиги кўринади. Вақт ўтиши билан арагонит кальцитга айланиб кетади.



7.7-расм. Риф ҳосил қилувчи колониял маржонлар



7.8-расм. Замонавий маржонлар колонияси

**Мшанкалар** – риф қурилмаларини ҳосил қилувчи колониял денгиз ҳайвонларидир. Скелети магнезиал кальцит ва арагонитдан иборат (7.9-расм). Уларнинг кесмасида кичик ячейкалар мавжудлиги кўринади. Ячейкалари овал шаклида, деворлари одатда юпка пластинкали, баъзан донали кальцитдан иборат. Мшанкалар палеозой, мезозой, палеоген ва неоген ётқизикларида қўплаб учрайди Ёпишиб яшовчи колониял ҳайвонлар бўлиб, риф тузилишида қатнашади. Улар 400-500м гача чуқурликларда яшайди.



7.9-расм. Мшанкалар колонияси

**Пелесиподалар** – денгиз, шўр ва чучук сувларда яшовчи қўш табақали оҳакли чиғаноққа эга бентос ҳайвонлардир. Чиганоғи икки: ташқи призматик ҳамда ички пластинкали қатламдан ташкил топган, замонвий вакиллари учинчи қатлам ҳам мавжуд. Баъзи турларининг скелет тоза арагонитдан, бошқаларида ташқи қатлам кальцитдан, ички қатлами эса арагонитдан таркиб топади. Ёнг кенг тарқалган ёпишиб яшовчи, саёз сувли шельф мавжудотлари ҳисобланади. Палеозойдан маълум.

**Брахиподадар** - 0 дан 5800 м чуқурликларда яшайдиган асосан бентос ҳайвонлар, лекин кўпчилик қисми саёз сувлар шельфада яшайди. Брахиоподадар чиганоғи икки томонлама симметрияли, асосан денгиз тубида яшовчи ҳайвонлардир. Чиганоклари оҳакли, баъзи бир турлариники (қулфсиз брахиоподадар) кальций фосфатдан иборат бўлади. Брахиоподадар чиганоклари икки қатламли тузилишга эга. Баъзи бир турларининг чиганоклари сиртида ниначалари бўлади. Ниначалари толали кальцитдан тузилган, кўндаланг кесими ҳалқали, бўйлама кесими ўткир учли таёқчасимон шаклда бўлади.

**Цефалоподадар** —денгиз яшовчи, эркин сузувчи ҳайвонлар бўлиб, кўп камералардан ташкил топган спиралсимон ўралган ёки тўғри чиганокқа эга. Чиганоғи арагонит (*Nautilus*) ёки кальцитдан (белемнитлар) тузилган. Замонавий *Nautilus*да чиганоғи икки қатламли: ташқи қатлам чиннисимон ва ички қатлам садафсимон тузилишга эга. Белемнит растрлари радиал жойлашган призматик кальцит конусларидан иборат. Улар қуйи палеозойдан маълум, чунки тоғ жинслари ҳосил қилишда муҳим аҳамиятга эга эмас.

**Остракодалар** - шўрлашган ва чучук сув ҳавзаларида яшовчи ҳайвонлардир. Одатда улар саёз денгизлар ва лагуналарда ҳаёт кечирази. Чиганоклари икки табақали овал ёки данак шаклида, ўлчами 1 мм гача боради. Чиганокларининг девори жуда юпқа бўлиб, улар кўндаланг жойлашган кальцит толаларидан иборат. Одатда остракодаларнинг чиганоклари қайта кристалланиб, микродонали тузилишга эга бўлади. Палеозойдан ҳозиргача яшайди. Жинс ҳосил қилувчи сифатида аҳамиятга эга эмас.

**Игнатанлилар** - денгиз нилуфарлари, денгиз типратиканлари ва денгиз юлдузлари каби гуруҳлардан ташкил топади. Денгиз типратиканлари уринма тўлқинлар зонасидан то абиссал чуқурликларгача яшайди. Уларнинг кўпчилик қисми унча чуқур бўлмаган илиқ денгизларда ҳаёт кечиришади, денгиз нилуфарлари (криноидеялар) эса ҳозирга вақтда уринма тўлқинлар зонасидан то 9700 м чуқурликкача ораликда учрайди.

Денгиз нилуфарлари палеозойда яшаган, жинс ҳосил қилувчи организмлар бўлиб, поясимон таналардан таркиб топган. Танаси одатда алоҳида-алоҳида аъзоларга ажралиб кетадиган ўртаси бўш доира ёки бешбурчакли (кўндаланг кесмада) ёки цилиндрсимон, тўғрибурчакли (бўйлама кесмада) шакллардаги

булаклардан тузилган (7.10, 7.11-расмлар). Денгиз нилуфарларининг аъзоларидан тузилган органиген оҳактошлар палеозойда кенг тарқалган.



7.10-расм. Ҳозирги замон денгиз юлдузи.



7.11-расм. Замонавий денгиз нилуфари.

Денгиз типратиканларининг қолдиқлари купбурчакли пластинкалар ва ниначалар ҳолида учрайди. Пластинкалар ячейкали тузилишга эга. Игначалари бутун кальцит кристаллидан иборат бўлади. Денгиз типратиканлари асосан мезозой карбонатли жинсларида учрайди.

Сув ўтлари кокколитофоридлар, кўк-яшил, яшил ва қизил сув ўтларидан иборат.

Кокколитофоридлар оҳақли қобиққа эга бўлган олтинсимон рангли сув ўтларига мансуб. Бу замонавий ва иссиқ экваториал денгизларнинг микроскопик планктонларидир. Уларнинг ўлчами



7.12-расм. Якка кокколитофорид

1-10 микрон. Улар - ёзув бури-нинг асосий таркибий қисмини (70-85%) ташкил этишади, фақат электрон микроскоп ёрдамидагина ўрганиш мумкин (7.12-расм). Улар жуда хилма-хил бўлиб, палеозойдан ҳозиргача яшайди. Бўр даврида жуда фаол ривожланган.

Россиянинг Белгород вилоятида кенг тарқалган бўр жинслари ўртача 94%  $\text{CaCO}_3$ , қолганлари бириктирувчи материалдан иборат (7.13-расм).





7.13-расм. Ёзув бури ётқизикларининг очилмаси. Белгород вилояти, Россия.

**Кўк-яшил сув ўтлари (цианофитлар)** протерозойда пайдо бўлган. Кўк-яшил сувўтлари саёз денгиз ва чучук сув ҳавзаларида ривожланади (7.14-расм). Турли шўрликдаги сувларда 60 метргача чуқурликларда, литорал ва сублиторал зоналарда ўсади. Строматолит қурилмаларини ташкил этади. Улар якка ёки кўп ҳужайралардан таркиб топган ипсимон шаклда бўлиб, сиртидан микродонали ёки пелитоморф кальцит билан қопланган. Ғуддалар (онколитлар) ва қопламалар (строматолитлар) ҳосил қилади. Бундай сувўтларининг умумий кўриниши қумда, чиганокда ёки қояда ўрнашганлигига боғлиқ. Улар субстратни ўраб олиши ва бир томонга чўзилиб ўсиши мумкин. Онколитлар концентрик, қопламалар микрокатламли тузилишга эга бўлади. Илк маротаба протерозойда пайдо бўлган ва палеозойда кенг ривожланган.

**Яшил сув ўтлари** - асосан планктон тарзда ҳаёт кечириди. Тропик ва субтропик денгизларда 50-60 м гача чуқурликларда денгиз саёзликларида ривожланади. Баъзи шакллари риф қурилишида қатнашади. Танаси тартибсиз жойлашган каналли найчалардан иборат бўлади. Найчаларининг девори пелитоморф кальцитдан тузилган. Палеозойдан маълум, мезозойда кенг тарқалган, ҳозир ҳам яшайди.

**Багрян (қизил) сувўтлари** - саёз денгиз ўсимлиги; ҳозирги мавжуд турлари 150 м чуқурликкача яшайди (7.15-расм). Муътадил иқлимга мослашган. Мезозойдан бошлаб риф ҳосил бўлишида қатнашади. Днестрбуйида бур ётқизикларида қалинлиги 200 м гача борадиган литотамнийли риф қурилишида иштирок этган.



7.14-расм. Чучук сувлардаги кук-  
яшил сув ўтлари



7.15-расм. Ҳозирги замон қизил  
сувўтлари

Бу сувўтлари қобиклар, қопламалар, желваклар, баъзан ип калавалар (палеозой донецелларари) ҳосил қилади. Улар палеозойдан маълум. Мезозой ва кайнозойда кенг тарқалган, риф курувчилар ҳисобланади. Танаси юқори магнезиал кальцитдан иборат.  $MgCO_3$  миқдори 16% дан 36% гача боради.

Ерусти ва сувости вулканизмининг авж олган даврлар кремнийли чиганокли ҳамда кремнийли скелатли диатомей ва радиолярийларнинг гуркираб ривожланишига олиб келган. Ушбу организмлар орасида энг муҳим жинс ҳосил қилувчилар куйидагилар ҳисобланади:

**Кремнийли булутлар** - қаттиқ субстратга ёпишиб ҳаёт кечирувчи денгиз ҳайвонлари бўлиб, опалли ички скелетга эга. Скелетлари игначалардан — спикулалардан иборат булади (7.16-расм). Спикулалар бир-, тўрт- ва олтинурли ичи бўш каналлидир. Канал бўшлиқлари одатда глауконит, гил ва б. моддалар билан тўлган бўлади. Булутлар бир неча ун метрдан 1000-2000 м чуқурликкача яшайди. Токембрийдан маълум. Шимол денгизларида булутларнинг спикулалари билан бойиган чуқиндилар кенг тарқалган.



7.16-расм. Кремнийли  
булутлар

**Спонголитлар** опал билан цементланган кремнийли

булутларнинг спикулаларидан таркиб топган оқ, оч кул рангли, яшилсимон кул рангли ва кора ғовакли ва зич (қадимий) жинслардир. Одатда уларда алеврит ва қум қушимчалари ва глауконит доналари учрайди. Бу жинслар ҳозирги замон денгизларининг 250-500 м чуқурликларида ҳосил бўлади. Таркиби 10-50% булутларнинг спикулаларидан иборат микроғовакли опал ва опал-халцедонли турлари *гезлар* дейилади.

**Радиолярийлар** – скелети опалдан тузилган бир хужайрали микроскопик, планктон денгиз ҳайвонларидир. Скелетининг шакли сферасимон, эллипссимон ва конуссимон бўлади. Танасининг сиргида зирапчасимон ўсимталарга эга. Бундай ўсимталари бўлмаслиги ҳам мумкин. Радиолярийлар планктон организмлар бўлиб, денгизнинг турли чуқурликларида яшайди (7.17-расм). Токембрийдан маълум. Қолдиқлари тўплами радиолярийли илларни ташкил этади (Тинч ва Ҳинд океанлари). Радиоляритлар кулранг ва тўқ кулранг қатламли (кўпинча микрокатламли) жинслардир. Радиоляритларнинг опалдан тузилган қолдиқлар тўпламидан таркиб топганлигини шлифда кўриш мумкин. Уларда қушимчалар сифатида гил зарралари, органик моддалар, темир сульфидлари бўлади. Тўртламчи давр чуқур денгиз ётқизикларида радиолярийли иллар [53] сифатида учрайди. Радиоляритлар радиолярий қолдиқлари шакли бутунлай йўқолиб кетувчи яшмаларга айланиб кетиши мумкин.

**Диатомей сувўтлари** - опал скелетли бир хужайрали планктон микроскопик ўсимликлар (7.18-расм) ҳисобланади. Одатда океанларнинг кутбий кенгликларида, камрок чучук сувли кўлларда тарқалган.

Диатомей сувўтлари икки табақали (қопқоқли идишга ўхшаш) микроскопик ўлчамда бўлади. Тавақаларининг шакли дискасимон, еллипссимон, учбурчакли бўлиб, деворининг юзасида майда нақшлар бўлади. Диатомейлар денгиз ва чучук сув ҳавзаларида ҳаёт кечиради. Улар карбон давридан маълум. Палеоген ва неогенда кенг ривожланган. Ҳозирги вақтда ҳам денгиз ва кўлларда учрайди.

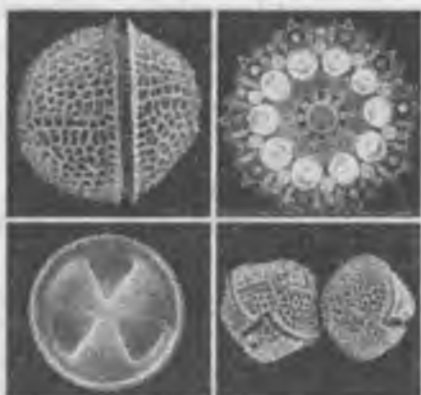
50% дан ортиқ диатомей гилофлари тўпламидан таркиб топган тоғ жинси диатомитлар деб аталади.

**Диатомитлар** - енгил, оч тусли, майда ғовакли ва юмшоқ

жинсдир. Уларнинг солиштирма огирлиги  $0,4-0,8\text{г/см}^3$ . Опал билан цементланган диатомли сув ўтларининг қобикларидан таркиб топган. Улар бошқа опалли жинслар каби тилга ёпишади (юқори даражада ғоваклиги ва солиштирма юзаси туфайли). Одатда қатламли ва микроқатламли. Уларда қушимчалар шаклида гил зарралари, глауконит доналари, булутларнинг спикулалари учрайди. Тўртламчи давр чуқур денгиз ётқизикларида кенг тарқалган. Баъзан қўл ётқизикларида ҳам учрайди (Севан, Армения).



7.22-расм. Радиоларийлар хилма-хиллиги



7.23-расм. Диатомейларнинг турлигуманлиги

**Вулканоген материал** одатда пирокластикадан - вулкан шишаси, эффузив жинслар ва минераллар: кварц, дала шпати, амфибол, пироксен, биотит ва б. иборат бўлади. Вулканоген материал нурашга учрамаган ва механик қайта ишланмаган майда қиррали доналардан иборат бўлиб, чуқинди жинсларга қушилиб кетади. Пирокластик материаллар миқдори кўп бўлганда, уларнинг алоҳида қатламчалари ёки аралаш таркибли вулканоген-чуқинди жинслар ҳосил бўлади. Улар яхши таянч стратиграфик горизонт (репер)ларни ташкил этади. Помир, Афғонистон, Эрон кечки зоцен вулканизми Ўрта Осиёда смектитли (бентонитли) гилларнинг ҳосил бўлиши учун дастлабки материал бўлган. Ўрта океан тизмалари рифт водийларида сувости вулқон отилиши океанларнинг маъданли чуқиндилари шаклланишида катта аҳамиятга эга. Бу сулфидли маъданлардан тортиб (Қизил денгиз рифти) то рангли металлар миқдори юқори бўлган темир-марганец конкрецияларигача бўлган маъдан бойликлар шаклланишига олиб келади.

**Космоген материал.** Турли ҳисоб-китобларга кўра Ер юзасига ҳар йили 7-8 минг тоннадан 0,5 млн тоннагача космик материаллар келиб тушади. Космик материаллар миқдори жудаям кам бўлиб, чўкиндилар таркибиги таъсир қилмайди. Фақат чуқур сувли кизил рангли гилларда, радиоляриярийли ва фораминиферали илларда силикатли шариклар, никелли темир шариклари, магнетитнинг саккиз қиррали кристаллари, эҳтимол, космик келиб чиқишга эга бўлган.

### 7.3. Чўкинди жинсларнинг таснифи

Литологиянинг шаклланиши ва ривожланиши давомида чўкинди жинсларни генетик ва моддий таркиби бўйича таснифлаш таклиф этилган (Лучицкий, 1948, Рухин, 1953. Швецов, 1958). Генетик гуруҳларда кейинги табақалаш моддий ва минерал таркиби бўйича амалга оширилган. Бунда Л.В.Пустовалов чўкинди жинсларни чўкинди дифференцияси назарияси асосида таснифлашни таклиф қилган, Ф.Пегиджон (1957) эса жинсларнинг шаклланишдаги тектоник шароитларга асосланган. Р.С.Безбородов (1986) чўкинди материалнинг чуқиш механизми (седиментация) бўйича генетик таснифни таклиф этилган [30]. Аммо чўкинди жинсларнинг аксарият қисми полигенетик, шунинг учун тоза генетик гуруҳларга ажратиш жуда мушкул ҳисобланиб, бир гуруҳга тушиб қолган тоғ жинсларининг ҳосил бўлиш шароитлари ва моддий таркиби спектрини қамраб ололмайди. Н.В.Логвиненко (1984) тасниф асосига моддий таркиб ва генезисни биргаликда (тенг ҳуқуқда) олишни таклиф этади "чунки қандайдир бир белгига бошқасига нисбатан бир хиллик ва сохталик учун устиворлик бермаслик лозим» [24].

Ушбу ёндашувга литогенез (седиментогенез) таълимоти асосида яратилган Н.М.Страховнинг таснифи мос келади (7.4-жадвал). Бу таснифда генезиси ва моддий таркиби бўйича қуйидагилар ажратилади: 1) бўлакли, 2) гилли (алюмосиликатли ва силикатли), 3) глиназёмли ва аллитли 4) темирли, 5) марганецли, 6) фосфатли, 7) карбонатли, 8) кремнийли, 9) сульфатли ва б. тузлар, 10) каустобиолитлар.

Бўлакли, гилли, глиназемли, марганецли ва темирли жинслар магматик, метаморфик ва қадимийроқ чўкинди жинслар минералларининг физикавий ва кимёвий гиперген парчала-

нишининг (нурашининг) кетма-кет қаторини ташкил этади.

Фосфатли, карбонатли, кремнийли, сульфатли жинслар ва хлоридли тузлар нураш қобигидан чинэритмалар шаклида олиб чиқиладиган моддалардан ҳамда седиментация ҳавзасида организмлар ҳаёт-фаолияти натижасида ҳосил бўлади.

**Кўмир ва нефт қаторидаги каустобиолитлар** углерод тупловчи тирик организмларнинг ҳаёт-фаолияти маҳсулотларидир. Нураш пустида ҳосил бўлувчи колдик жинслар седиментогенез босқичини четлаб ўтади. Генезиси бўйича улар туб жинсларининг кетма-кет физикавий ва кимёвий нураши натижаси бўлиб, моддий таркиби бўйича гилли, глиназемли ва темирли жинсларга мансуб (7.4-жадвал).

**Бўлакли жинслар** – ювилиш ҳудудларидаги туб жинсларнинг физик (механик) бурдаланиш маҳсулотларидир. Тоғ жинсларини ташкил этувчи асосий компонентлари – парчаланган туб жинсларнинг бўлаклари ва доналари. Уларнинг ўлчами 0,05 мм дан (гиллар) то харсангларгача (1000 мм) ёки ундан катга (глибалар) бўлади.

7.4- жадвал

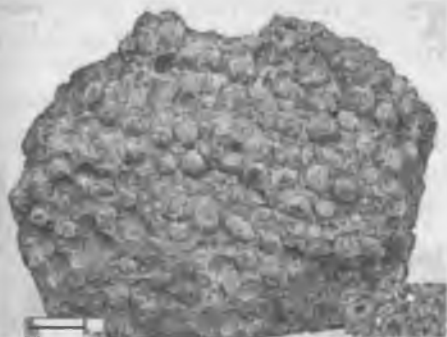
**Н.М. Страхов ва Н.В.Логвиненко бўйича чуқинди жинсларнинг моддий таркиби ва генезиси бўйича таснифи**

| Тоғ жинсларининг генезиси       | Тоғ жинсларининг таркиби                                       |                       |                         |                 |                    |                  |                   |                        |                                |                                      |
|---------------------------------|----------------------------------------------------------------|-----------------------|-------------------------|-----------------|--------------------|------------------|-------------------|------------------------|--------------------------------|--------------------------------------|
|                                 | Шағаллар, конгломератлар, кум-тошлар, алевроитлар, алевроитлар | Гиллар ва аргиллитлар | Латеритлар ва бокситлар | Темирли жинслар | Марганецли жинслар | Фосфатли жинслар | Кремнийли жинслар | Охактошлар, доломитлар | Сулфатли хлоридли ва б. тузлар | Торф, кўмир, нефт, (каустобиолитлар) |
| Бўлакли                         | +                                                              | +                     | +                       | +               |                    |                  |                   |                        |                                |                                      |
| Кимёвий                         |                                                                | +                     | +                       | +               | +                  | +                | +                 | +                      | +                              |                                      |
| Хемобиогенли (асосан бактериал) |                                                                |                       |                         | +               | +                  | +                | +                 | +                      |                                |                                      |
| Биогенли                        |                                                                |                       |                         |                 |                    | +                | +                 | +                      |                                | +                                    |

**Гиллар ва аргиллитлар** – туб жинсларнинг кимёвий ёки физик нураш маҳсулотлари бўлиб, гил минералларидан ташкил топган.

Гил минераллари зарралари ўлчами 0,005 мм ва ундан ҳам кичик. 0,005 мм дан кичик зарралар 30-50% ни ташкил этади.

**Карбонатли жинслар** (оҳактош, доломит) организмларнинг скелетлари қолдиқларидан (чиғаноқлари, спикулалари) ёки карбонатларга ўта тўйинган сувлардан седиментация ҳавзасида кимёвий чўкмага ўтиш орқали ҳосил бўлади. Бўлакли карбонат жинслар олдиндан мавжуд бўлган карбонатли ҳосилалар, масалан рифларнинг нураши туфайли шаклланади. Асосий жинс ҳосил қилувчи минерали кальцит ҳисобланади. Кальцит чиғаноқларни ва б. фауна қолдиқлари, доналар ва оолитларни ташкил этади. Биоген



7.23-расм. Оолитли оҳактош

қолдиқлар (компонентлар) ўлчами кенг оралиқда ўзгаради ва дастлабки ўлчами, ташилиши давомида қайта ишланиши билан боғлиқ бўлади. Оолитлар хемоген йўл билан ҳосил бўлади. Ўлчамлари 0,005 дан 0,5 мм гача, камдан-кам ҳолларда каттароқ (пизолитлар) бўлади (7.23-расм). Яна бир жинс ҳосил қилувчи минерал – доломит

бўлиб, кўпинча хемоген генезисга эга бўлади.

**Мергеллар** - таркиби гил-карбонатли бўлиб, карбонатлар (оҳактош ва доломит) ва гиллар ўртасидаги тоғ жинси. Мергелларга чиғаноқсимон синувчи пелитоморф қаттиқ жинслар киради. Улар оч кулранг ёки тўқ кулранг бўлиб, қизил, пушти-қизил, яшил, сариқ, пушти рангларда ҳам учраши мумкин. Карбонатли ташкил этувчиси пелитоморф ёки микродонали кальцит ва доломит аралашмасидан иборат. Карбонатнинг улуши 50-75% ни ташкил этади, гилли қисмини 25% дан 50% гача боради. Жинс ҳосил қилувчи минераллари таркибига қараб оҳакли ёки доломитли мергеллар ажратилади. Оҳакли тури кўп учрайди, шунинг учун улар ҳақиқий мергел деб аталади. Доломит устиворлик қилганда эса доломитли мергеллар ҳосил бўлади. Гилли ташкил этувчиси одатда каолинит, смектит ёки гидрослюдадан таркиб

топган булиб, камдан-кам ҳолларда доломитли мергелларда маг-  
незиал хлорит кузатилади.

**Кремнийли жинслар**, одатда опалдан ташкил топган булиб,  
кўпинча хемо-биоген келиб чиқишга эга - кремнийли булутлар-  
нинг скелетлари, радиолярийлар чиганоклари, диатомейлардан  
ташқирл топган ёки хемоген генезисга эга бўлади. Улар қатламлар,  
қатламчалар, конкрециялар, баъзан оқма қобиклар шаклида  
учрайди. Кремнийли жинслар минерал таркиби бўйича опалли,  
опал-халцедонли, тридимитли, халцедонли, халцедон-кварцли ва  
кварцли турларга бўлинади.

Хемоген кремнийли жинсларга гейзеритлар ва кремнийли  
туфлар, кремнийли конкрециялар, яшмалар, фтанитлар ва лидит-  
лар киради.

Хлоридли, сульфатли ва б. тузлар ута тўйинган эритмалардан  
кимёвий йул билан чўкмага ўтиш орқали ҳосил бўлади. Жинс  
ҳосил қилувчи минераллари-турли шакллардаги хлоридлар, сул-  
фатлар. боратлар, нитратлар, фторидлардан иборат (7.20, 7.21-  
расмлар). Доналар ўлчами 1 дан 10 мм гача, камроқ ҳолларда янада  
каттароқ бўлади.

Ҳозиргача тузларнинг умум қабул қилинган ягона таснифи  
йўқ. Энг кенг тарқалгани ош тузи (галит,  $\text{NaCl}$ ), силвинит (галит  
(25-85%), силвин ( $\text{KCl}$ , 10-60%) ҳамда карналит ва галитнинг  
турли нисбатда аралашмасидан иборат карналит ( $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ )  
тузлари ҳисобланади.



7.20-расм. Шўр қўлда туз кристалла-  
рининг ҳосил булиш



7.21-расм. Ретба қўлида туз қазиб  
олиш. Сенегал

Тузлар турмушда, шунингдек кимё саноатида, қурилишда ва  
медицинада кенг қўлланилади. Ош тузи халқ хўжалигининг 1500



дан ортиқ соҳаларида қўлланилади. Унинг асосий қисми (60-65%) озиқ-овқат мақсадларида ва қолган қисмининг деярли барчаси кимё саноатида ишлатилади. Тузларда доимий учрайдиган аутиген минераллар комплекси (0 дан 20-30% гача) - ангидрит, камроқ гипс, доломит, кальцитдир. Калийли тузларда магнезит ҳам мавжуд бўлади. Кўпинча кварцнинг идеоморф кристаллари кузатилади. Хлоридли тузлар қатламларининг қалинлиги бир неча метрдан минглаб метрларгача боради.

Энг кенг тарқалган сульфат тузлари - гипс ва ангидрит ҳисобланади (7.22, 7.23-расмлар). Улар хлорид тузлари қатламлари орасида кенг тарқалган. Уларнинг қалинлиги ўнлаб метрдан юзлаб метргача боради. Ангидритлар одатда хлорид тузларининг остида ва устида ётиб, куп сонли қатламларни ҳосил қилади. Гипс одатда "гипс қалпоқчалари" ҳолида хлорид тузлари устида ётади. Гипс ва ангидритларнинг парагенетик минераллари - целестин, боратлар, камроқ магнезит, барит, кремнезем, пирит (марказит), флюорит ҳисобланади.



7.22-расм. Гипснинг қушалок кристаллари.



7.23-расм. Гумбулок кони (Ҳисор тизмаси) 2075 м чуқурликдан олинган ангидрит

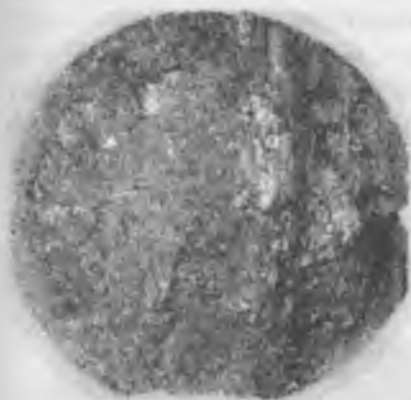
Гипснинг ангидритга ўтиши 70 м чуқурликда содир бўлади. Ангидритнинг гидратацияланиш чуқурлиги районнинг тектони-каси, юқорида ётувчи қатламлара қалинлиги, ювилиш фаоллиги ва иқлимга боғлиқ бўлиб, ер юзасидан 850 м чуқурликкача ўзгаради. Ангидрит гидратация жараёнида ўз ҳажмини 65% гача оширади (Писарчик, 1975).

Кальций сульфатлари (гипс ва ангидрит) булакларидан ташкил топган терриген жинслар (кумтош, гравелит) кам учрайди. Бундай қатламларнинг қалинлиги катта эмас - бир метрнинг улушларидан 9-10 м гача, узунлиги бир неча километргача, камдан-кам ҳолларда ўнлаб километргача боради. Уларнинг шакли одатда линзасимон бўлади. Булакли сульфат қатламларда кум-алеврит-гил қўшимчаларининг учраши одатий ҳол. Терриген сульфатлар Ўрта Осиёда Я.К.Писарчик (1975) томонидан Гаурдак районида ва Шимолий-Ғарбий Фарғонада (Оқчоп-Оқбел-Супетов), 1962-1972 йиллари Ғарбий Фарғона миоцен қўл чуқиндиларида таърифланган (Месицкий Л.Ю., Шпора Л.Д., Ерошкин А.Ф., Плешченко И.В., 1988). Бу ерда терриген гипс линзаларнинг қалинлиги сантиметрдан ўнлаб метрларгача, узунлиги 1 км гача боради. Уларнинг умумий қалинлиги миоцен кесмаларида 740 м гача боради.

Фарғонанинг марказий мегасинклиналида Ғарбий Фарғона миоцен туз-гипсли қатламлари Мингбулоқ кони бурғ қудуқлари орқали 5180м ва 5280м чуқурликларда, Гумхонада эса 4400-4800м чуқурликда очилган. Галоген қатламининг қалинлиги 50 м дан 200м гача боради. Стратиграфик тутган ўрни бўйича ғиштсимон қизил свитанинг ўрта қисмига ( $KKC_2$ ) мос келади. Гумхонада тузли қатлам седиментацион туз ва ангидрит қатламлари ва иккиламчи терриген ангидритлар ва галит қатламларидан иборат бўлиб, улар илгари кўпчилик муаллифлар томонидан оч пушти свитага киритилган (Эгамбердиев М.Е. 2001).

**Каустобиолитлар.** Кўмир ва нефт қаторидаги каустобиолитлар ажратилади. Кўмир қаторидаги каустобиолитлар (торф, қўнғир кўмир, тошкўмир) олий ўсимликларнинг кўмилган кўмирлашган қолдиқларидан ҳосил бўлади. Нефт қаторидаги каустобиолитлар (нефт, битум), нефтнинг органик гипотезасига кўра, денгиз ва чучук сувли қўлларнинг кўмилган зоо-ва фотопланктон, макрофауна, макрофлора қолдиқлари ва континентдан келтирилган ўсимлик детритидан вужудга келади (7.24-расм). Бугунги кунда нефтнинг ноорганик келиб чиқиши тўғрисида бир қатор гипотезалар бор. Ўзбекистонда XX асрнинг охирига йилларида А.А.Абидов нефтнинг келиб чиқиши ҳақидаги микстгенетик гипотезани илгари сурган. У органик ва ноорганик гипотезаларнинг ижобий томонларини бирлаштиради ва гео-

логиянинг ишчи гипотезалари (парадигмалари) - литосфера плиталари тектоникаси (неомобилизм) тарафдорлари орасида эътибор топмоқда.



7.24-расм. Тлеукудук-1 бурғ қудуғи (Устюрт) 3560-3562 м чуқурликдан олинган кўмир намунаси

ўз жойида қолган қолдиқ минераллар - бёмит, гидрагилит, диаспор, ёки нураш қобиғи ювилишида терриген материал шаклида кўчириб ётқизилган шу каби маҳсулотлардан иборат бўлади. Бокситларнинг

текстураси тупроксимон, одатда ғовакли, структураси оолитли, ловиясимон, конкрецион, афанитли. Ташқи кўриниши ва ранги бўйича хилма-хилдир: қизил, қизғиш-кўнгир, кўнгир, баъзан ок, кул рангли, яшилсимон-кул рангли ва олачипор бўлади (7.25-расм).

Қазиб олинаётган бокситларнинг асосий қисми алюминий олишда, бир қисми эса, иссиқбардош материаллар ва адсорбентлар ишлаб чиқаришда фойдаланилади.

**Темирли жинслар (ферритлар).** Жинс ҳосил қилувчи компонентлари - темирнинг гидроксидлари, оксидлари, силикатлари, карбонатлари ва сульфидлари. Нураш қобиғида ҳосил

Вулканоген-чўкинди жинслар чўкинди седиментация қонунларига мувофиқ вулканоген ва чўкинди жинсларнинг биргаликда чўкмага утиши туфайли вужудга келади ва бунда чўкинди материал устунлик қилади. Уларга туфоконгломератлар, туфли кумтошлар, туфоалевролитлар ва туфли аргиллитлар киради.

**Латеритлар ва бокситлар (аллитлар)** — иссиқ ўзгарувчан нам иқлимда чуқур кимёвий нураш нагжасида вужудга келади. Асосий компонентлари глинозем минераллари: нураш пўстининг



7.25-расм. Боксит намунаси

булади (темир қопқоқ, кираса) ёки нураш пусти ювилишидан ҳамда ташилишида континентда (қуллар, ботқоқликлар) ёхуд оқимнинг охириги ҳавзасида қайта ётқизилади. Аутиген (хемобиоген) минераллашув характерли булади.

Темирли жинсларнинг таснифи уларнинг минерал таркиби ва структура-текстуравий белгиларига асосланган. Темирнинг маъданли концентрацияси асосан диагенез босқичида ҳосил булади. Денгиз қирғоғида (литорал ва сублиторал) оксидловчи муҳитда тўлиқ оксидланган темир кўнғир темиртош маъданлари ётқизиқларинини ҳосил қилади. Лагуналарда тикловчи муҳит шароитларида хлоритли ва сидеритли маъданлар вужудга келади.



7.26-расм. Жеспелитнинг йўл-йўлли бурмали текстураси



7.27-расм. Жеспелитнинг йўл-йўлли параллел текстураси

Темирли жинсларнинг йирик конлари токембрий ётқизиқларида кенг ривожланган жеспелитлар билан боғлиқ. Жеспелитлар кремнезем ва темир оксидлари қатламчаларининг алмашилиб ётишидан иборат булади (7.26, 7.27-расмлар).

**Марганец минераллари (манганитлар)** - марганец гидроксидлари, оксидлари ва карбонатларидан иборат. Улар элювий шаклида булиши мумкин. Кимёвий қайта ётқизилиши мумкин, лекин асосан биокимёвий (бактериал) йўл билан ҳосил булади.



7.28- расм. Гравийли фосфорит намунаси

Оксидли маъданлари асосан марганецнинг оксидлари ва гидрооксидларидан таркиб топган бўлади. Уларнинг орасида у ёки-бу даражада метаморфизмга учраган ва метаморфизмга учрамаган турлари ажратилади.

Марганец оксидлари пселомелан, манганит ва пиролюзит конкрецияларидан иборат бўлади. Улар металлургияда кенг қўлланилади.

**Фосфатли жинслар** фосфорга эга бўлган организмларнинг чиганоклари ёки скелет қолдиқларидан иборат бўлади (7.28-расм).

#### **7.4. Чўкинди жинслар структураси ва текстураси.**

##### ***Чўкинди жинсларнинг структураси***

Терриген жинсларга нисбатан қўлланувчи "структура" тушунчаси жинс доналарининг шакли, думалоқлиги, сирт хусусиятлари ва ўлчамларини ўз ичига олади. Структуравий тадқиқот мақсадлари бўлиб: 1) ғоваклик, ўтказувчанлик ва парчаланиш қаршилиги каби амалда муҳим физик хоссаларни аниқлаш; 2) ўлчалар натижасида олинган структуравий хусусиятларнинг фазовий тақсимланиш хусусиятларини аниқлаш; 3) стратиграфик горизонтлар орасидаги фарқларни аниқлаштириш саналади.

Тоғ жинсларининг структураси уларни ташкил қилган бўлақларнинг ўлчами билан ифодаланади. Масалан: қумтошлар йирик, ўрта ва майда донали; конгломератлар ҳарсангли, йирик, ўрта ва майда ғўлакли бўлиши мумкин. Тоғ жинсларининг структуралари орқали уларни ҳосил қилган жараён тўғрисида фикр юритиш мумкин. Булардан ташқари терриген чўкинди жинсларда структура ҳосил қилувчи бўлақлар, доналар ва зарраларнинг силлиқланганлиги ва сараланганлиги ҳам табиий географик муҳитни тиклашда қимматли маълумотлар беради. Доналар ва бўлақлар узоқ вақт оқим кучи таъсирида бўлса, каттиқлигига боғлиқ ҳолда, кўпроқ силлиқланган бўлади. Яхши силлиқланган доналар узоқ ташилиш йўлини босиб ўтганлигини, сараланганлиги эса оқимнинг турбулент ёки ламинар хусусиятларини билдиради.

*Терриген жинсларнинг структураси.* Бўлакли жинсларда куйидаги структуралар ажратилади:

- *псефитли* (дағал бўлакли), бўлаklar диаметри 1 мм дан катта;

- *псаммитли* (қумли), доналар ўлчами 1 дан 0,1 мм гача;

- *алевритли* (чангсимон), зарралар ўлчами 0,1 дан 0,01 мм гача;

- *пелитли*, заррачалар ўлчами 0,01 мм дан майда.

**Бўлаklarнинг ўлчами.** Литологияда «бўлаklarнинг ўлчами» тушунчаси жуда кенг қўлланилсада, сфера ёки куб каби энг оддий геометрик шакллардан ташқари бошқа шаклларнинг ўлчамини аниқлаш катта муаммодир. Нотўғри геометрик шаклларга эга бўлган бўлаklarнинг ўлчамини аниқлашда тадқиқотчи олдиға қуйилган вазифалардан келиб чиққан ҳолда турли ўлчов бирликларидан фойдаланади. Бўлакнинг суюқликдаги ҳатти-ҳаракатини ўрганувчи литолог Стокс диаметридан фойдаланади. Чунки бу ўлчов бирлиги суюқлик оқими хусусиятларини ўрганишда ҳажмий диаметрға нисбатан ишончли натижа беради. Шундай қилиб, ўлчов бирликларини танлаш ўрганиш объектиға ва бажарилиши лозим бўлган вазифаға боғлиқдир.

Қотиб улгурмаган бўшоқ жинслардаги структура ҳосил қилувчи доналарнинг ўлчами ғалвирлаш орқали аниқланиши мумкин. Бу усул узоқ йиллар давомида қўлланилиб келинади, тез бажарилади, арзон ва ишончлидир. Седиментацион трубкада қотмаган жинс бўлаklarининг ўлчами уларнинг чуқиш тезлиги бўйича аниқланади. Бундай жинслардаги бўлаklarнинг ўлчами бинокуляр микроскопда ҳам аниқланиши мумкин. Лекин бунда натижалар тахминий бўлади. Цементланган терриген жинслардаги бўлаklarнинг ўлчами шаффоф шлифлар тайёрлаш орқали микроскоп ёрдамида аниқланади. Бундай жинслар учун у ягона усулдир. Бунда, қирқим ҳар доим ҳам бўлак марказидан ўтмаганлиги сабабли, натижа маълум даражада ноаниқ бўлади.

Бўлаklarнинг ўлчами узлуксиз ўзгарувчи қийматдир. Шунинг учун уни маълум гранулометрик синфларға ажратиш лозим бўлади. Гранулометрик тасниф учун иккита асосий талаб қўйилади: ажратилган чегараларнинг табиийлиги ва фойдаланишда қулай бўлиши керак. Афсуски, ҳозиргача ҳар икки талабни қондирувчи гранулометрик шкала мавжуд эмас. Асоси 2

га тенг бўлган градацион шкала биринчи марта америкалик Адден томонидан таклиф қилинган ва кейинчалик уни Wentworth (1922) такомиллаштирган. Асоси 10 га тенг бўлган шкала Москва нефт институти ходимлари томонидан яратилган (7.5-жадвал). Табиийки, бундай градацион шкалалар логарифмик бўлиши лозим. Чунки қум доналари учун миллиметр сезиларли ўлчов бўлса, ғўлақлар учун у жуда кичикдир.

7.5-жадвал

### Булақларнинг гранулометрик таснифи

| Москва нефт институти таснифи |                   | K. Wentworth бўлича |                       |
|-------------------------------|-------------------|---------------------|-----------------------|
| Ўлчам, мм                     | Номи              | Ўлчам, мм           | Номи                  |
| <1000                         | Глиба             | 256                 | Ҳарсанглар            |
| 1000-500                      | Ириқ ҳарсанглар   | 256-64              | Блужниклар            |
| 500-250                       | Уртача ҳарсанглар | 64-4                | Ғўлақлар              |
| 250-100                       | Майда ҳарсанглар  | 4-2                 | Гравийлар             |
| 100-50                        | Ириқ ғўлақлар     | 2-1                 | Дағал қумлар          |
| 50-25                         | Уртача ғўлақлар   | 1-0.5               | Ириқ қумлар           |
| 25-10                         | Майда ғўлақлар    | 0.5-0.25            | Уртача қумлар         |
| 10-5                          | Ириқ гравийлар    | 0.25-0.125          | Майда қумлар          |
| 5-2.5                         | Уртача гравийлар  | 0.125-0.063         | Жуда майда қумлар     |
| 2.5-1.0                       | Майда гравийлар   | 0.063-0.032         | Ириқ алевритлар       |
| 1.0-0.5                       | Ириқ қумлар       | 0.032-0.016         | Уртача алевритлар     |
| 0.5-0.25                      | Уртача қумлар     | 0.016-0.008         | Майда алевритлар      |
| 0.25-0.1                      | Майда қумлар      | 0.008-0.004         | Жуда майда алевритлар |
| 0.1-0.05                      | Ириқ алевритлар   | 0.004-0.002         | Ириқ гиллар           |
| 0.05-0.025                    | Уртача алевритлар | 0.002-0.001         | Уртача гиллар         |
| 0.025-0.01                    | Майда алевритлар  | 0.001-0.0005        | Майда гиллар          |
| 0.01-0.001                    | Ириқ гиллар       | 0.0005-0.00025      | Жуда майда гиллар     |
| <0.001                        | Майда гиллар      | <0.00025            | Коллоидлар            |

Америкаликларнинг гранулометрик шкаласи бир маромли тақсимланишга эга бўлиб, таҳлил натижаларини мапиналар ёрдамида қайта ишлаш учун қулай. осон ёдда қолувчи ва тафсилийдир. Лекин бу гранулометрик қатордаги чегаралар ҳар доим табиий чегараларга ва стандарт ғалвирлар ўлчамига туғри келмайди. Москва нефт институтининг гранулометрик шкаласи ҳам бир маромли тақсимланган, стандарт ғалвирлар ўлчамига туғри келади. Аммо у ҳам ҳар доим табиий чегараларни акс

эттирмайди.

Ўлақлар ва гравийлар орасидаги 10 мм ли ажратувчи чегара гидродинамик чегарадир. Гравий ва кум орасидаги 1 ёки 2 мм ли чегара бирмунча ноаниқликка эга. У гидродинамик параметрлар — доналарнинг думалатиб, оммавий кўчирилиши ва эрозия бошла-нишидаги турбулент ва ламинар оқимлар чегарасига тўғри келса-да, чўкиндиларда минерал таркибнинг кескин ўзгариши 2 мм да аниқ ифодаланган бўлади. Ўлчами 2 мм дан катта бўлган фракци-яларда дезинтеграцияланган минераллар деярли учрамайди, яъни улар лититлидир. Ўлчами 0,05 мм дан кичик бўлган зарралар фақат муаллақ ҳолда суспензия таркибида ташилади ва улар думалоқланмайди. Ундан катта доналар эса оқимларда судралиб ташилади ва думалоқланади. 0,001 ва 0,0002 ёки 0,0001 мм ли гранулометрик спектрдаги зарралар ҳам табиий чегаралар бўлиб, 0,001 мм дан кичик зарралар гиллардир. Улар суспензияда жуда секин чўкади. 0,0002 ёки 0,0001 мм коллоид эритмаларнинг юқори чегараси ҳисобланади.

### ***Бўлақларнинг шакли ва думалоқлиги***

Бўлақларнинг шакли ва думалоқлиги уларнинг кўчирилиш жараёнларини урганиш учун муҳим бўлган белгилардир. Бу белгилар чўкинди оқимлари ёрдамида қиррали ва турли шаклдаги бўлақларнинг абразия, эриш ва сараланиш жараёнларида ўзгариш даражасини акс эттиради.

***Бўлақларнинг шакли*** узун, ўрта ва қисқа ўқларининг ўзаро нисбатлари бўйича аниқланади. И.А.Преображенский (1940) бўлақларнинг тўрт хил шаклини ажратади: 1) бўлақларнинг ҳар учала ўқлари ўзаро тенг ёки узун қисқасидан 1,5 мартадан кам фарқ қилувчи - изометрик; 2) икки ўқи ўзаро тахминан тенг, учинчиси улардан 1,5 мартадан ортиқ бўлган чўзинчоқ, 3) бир ўқи қолган икки ўқидан 1,5 марта қисқа бўлган ясси ва 4) иккинчи ва учинчи турлар орасидаги оралиқ — чўзинчоқ-ясси.

Чўзинчоқ шаклда думалоқланган бўлақлар қуруқлик сув оқимлари, сферик шакллар эса ҳаво оқимлари ётқизикларига хос бўлса, ясси думалоқланган бўлақлар қирғоқ тўлқинларининг айланма ишқалиш кучи туфайли вужудга келади.

Чўзинчоқ шаклдаги думалоқланган бўлақлар оқимда унинг йўналишига кўндаланг ҳолда думалаши туфайли шаклланади.



Чунки бундай вазиятда оқимнинг таъсир кучи нисбатан катта юзага тик тушади ва уни думалатиш учун минимал куч сарфлайди.

Умуман булақлар қанча мукаммал думалоқланмасин, уларнинг бирламчи шакли маълум даражада сақланиб қолади. Масалан, юпқа қатламли жинс булақлари думалоқланганда ўткир учлари ва қирралари тез текисланади, аммо текис юзалари анча узоқ вақт давомида ўзгаришсиз қолади.

**Булақларнинг думалоқлиги** мустақил геометрик белги ҳисобланади ва жинс булақлари учлари ва қирраларининг синиб, текисланиб бориши билан аниқланади. Булақларнинг думалоқланиш даражаси уларнинг ўлчами, физик хоссалари ва ишқаланишнинг давомийлигига боғлиқ. Бир хил кўчирилиш масофасида ва усулида йирик булақлар майдаларига нисбатан яхши думалоқланади. Булақлар ўлчами кичирайиб борган сари думалоқланиш тезлиги кескин камайиб боради. Табиийки, думалатиб кўчириладиган ғулақлар бир хил масофада салтация ҳолида ташиладиган қум доналаридан яхшироқ думалоқланган бўлади. Чунки ғулақлар бир-бирига катта инерция кучи билан урилади ва купроқ ишқаланади. Оқимларда муаллақ ҳолда кўчирилувчи алевроит ва гил зарралари умуман думалоқланмайди.

Юмшоқ жинслар каттиқ жинсларга нисбатан бир хил шароитларда тезроқ ва яхшироқ думалоқланади. Узоқ масофага кўчириладиган бир хил таркибли булақлар яқин масофага ташилганларига қараганда яхшироқ думалоқланган бўлади. Сув муҳитида ташилган булақлар одатда тирналиш излари ва жуяқларисиз силлиқ юзага эга бўлади.

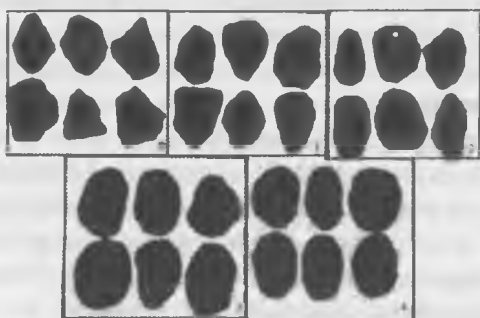
Муз ҳаракати натижасида кўчириладиган булақлар думалоқланмаган, учлари ва қирралари кучсиз текисланган бўлади. Юзасида тирнаш ва зарба излари мавжуд бўлади. Бирламчи думалоқланган булақлар муз ҳаракати туфайли қайтадан кўчирилган бўлса, силлиқланган юзалари сиртида тирнаш излари ҳосил бўлади.

Шамол эрозияси икки хил шаклдаги булақларни вужудга келтиради. Салтация усулида ташиладиган майда булақлар сферик шаклга эга бўлади. Йирик булақлар юзаси гомоген таркибли бўлса шамол таъсирида силлиқланади, гетероген бўлса юзасида турли

чукурчалар пайда бўлади. Бундай булаклар ўзлари ҳаракатланма-сада, уларнинг думалоқланиши шамол учириб келтирган қумлар-нинг зарбаси туфайли юз беради.

Юқоридаги баён етилган фикрлардан келиб чиққан ҳолда булакларнинг думалоқланиш даражасини ўрганишда бир ўлчам-даги ва минерал таркибидаги булаклар ўзаро таққосланиши керак.

Л.Б.Рухин буйича [37] думалоқланиш даражаси беш балли шкалада аниқланади (7.29-расм): 1) думалоқланмаган, ўткир учли ва қиррали – 0 балл; 2) ёмон думалоқланган – бурчаклари ва қир-



7.29- расм. Булакларнинг думалоқланиш даражасини белгитовчи шкала

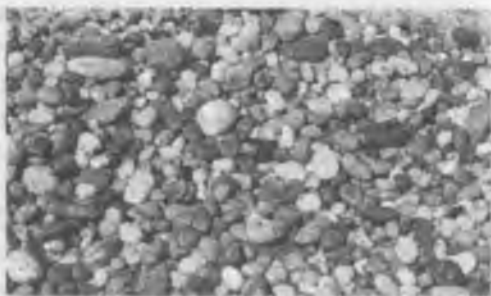
ралари озроқ текисланган – 1 балл; 3) яримдума-локланган – бурчаклари ва қисман қирралари яхши текисланган – 2 балл, 4) думалоқланган – фақат бирламчи шакли-нинг излари қолган – 3 балл, 5) яхши дума-локланган – бирламчи шакли сақланиб қолма-ган, бутун сирти те-кисланган сферик ёки

овоид шаклда – 4 балл.

Яхши думалоқланган булаклар материаллар бир неча бор кучириб ётқизилишида ёки жуда фаол ишқаланишга эга бўлган махсус шароитларда вужудга келиши мумкин (7.30-расм). Булакларнинг бир неча бор кучирилиш жараёнларида қатнашганлигини уларнинг ўсиш қобиқлари билан ўралганлигидан билса бўлади.

Булакларнинг

чўкинди оқимларида  
судралиб ташилишида  
думалаш хусусияти  
морфологик хоссаларига  
боғлиқ бўлади. Бундай



7.30- расм. Яхши думалоқланган гўлак-тошлар

хоссаларга булакларнинг думалоқланганлиги, шакли, турган ҳолати, думалоқланиш даражасининг шаклига боғлиқлигини киритиш мумкин.

**Булаклар юзасининг тузилиши.** Булаклар юзасининг тузилишини ўрганиш эрозия, кучирилиш, чўкиш ва диагенез жараёнларидаги шароитларни аниқлашда аҳамиятлидир.

В.И.Попов ва Н.И.Гридневлар (1952) бўйича ғўлаклар юзасининг тузилишида уч турдаги жараёнлар иштирок этади: а) текисланиш, б) кемтикланиш ва в) силлиқланиш. *Текисланиш* деганда ғўлаклар контурида кузатиладиган юзанинг йирик хусусиятлари тушунилади. Ғўлаклар текис, яримтекис ва нотекис контурларга эга бўлиши мумкин. *Кемтилиш* кичикроқ нотекисликларни ифодалайди.

**Силлиқланиш** деганда ғўлак юзасидаги, шу жумладан бўртган ва ботган ҳамда кемтилган участкалардаги энг майда хусусиятлар тушунилади. Силлиқланиш даражаси бўйича силлиқ (ялтирок), яримсиллиқ ва ғадир-будир юзалар ажратилади. Бархан кумларининг юзаси хира ва, аксинча пляж ва дарё кумларининг юзаси ялтироқ силлиқланган бўлади. Бу хусусият уларнинг сувли ёки ҳаволи муҳитда ташилганлигидан эмас, балки кимёвий жараёнлар туфайли вужудга келади. Сахро шароитларида доналар юзасининг хиралишиши шудринг таъсирида моддаларнинг кимёвий эриши ва чўкиши туфайли вужудга келади. Ўзан абразияси қум доналарининг хира юзасини силлиқлаб, ялтиратиши мумкин.

Бўлаклар юзасининг тузилишини ўрганишда унинг эпигенез жараёнларида ҳам сезиларли ўзгариши мумкинлигини ҳисобга олиш керак бўлади. Бунда баъзан бўлаклар бир-бирига ботиб кириши мумкин.

Ғўлаклар юзасидаги тирналиш ва чандиқ изларини аниқлаш ҳам муҳимдир. Улар морена ётқиизикларидаги бўлакларда кенг тарқалган. Зарба излари тезоқар тоғ дарёлари ва вақтинчалик сув оқимлари ёрдамида кучириладиган ғўлаклар учун хосдир.

#### ***Булакларнинг структуравий камолоти.***

Терриген жинслардаги структура ҳосил қилувчи булаклар тенг ёки турли ўлчамли бўлиши мумкин. Бўлакларнинг 75% дан ортиғини асосий фракция ташкил этган бўлса жинслар сараланган, тенг донали дейиш мумкин. Бу кўрсаткич 75-65% бўлса, ўртача

сараланган, турли донали; 65-50% бўлса, ёмон сараланган, турли донали ва 50% дан паст бўлса, сараланмаган, паттумли жинслар дейилади. Паттумли жинсларда купчиликни ташкил қилган фракция ажратилмайди. Структура ҳосил қилувчи бўлақларнинг ўлчами бўйича сараланиши туфайли структуравий камолотга эришилади.

Бўлақлар орасида тўлдирувчи материал қанча кам, бўлақларнинг сараланиш ва думалоқланиш даражалари қанча юқори бўлса, терриген жинсларнинг структуравий камолоти шунча мукамал бўлади. Структуравий камолот кетма-кет рўй берадиган уч босқичда амлга ошади. Биринчи босқичда терриген бўлақлар орасидаги гил зарралилар ювилиб кетади. Иккинчи босқичда структура ҳосил қилувчи бўлақларнинг асосий қисми сараланади ва учинчи босқичда барча бўлақлар думалоқланади. Аммо чуқинди ҳосил бўлишдаги сўнгги шароитлар структуравий камолот хусусиятларига салбий таъсир кўрсатиши мумкин. Масалан, денгиз шельфидаги яхши сараланган ва думалоқланган кумларга кучли довул ва тўлқинланиш пайтида лойқаланган гил зарралари аралашиб кетиши мумкин. Нисбатан яхши сараланган ва думалоқланган терриген материалларга бошқаларининг аралашиб кетиши *структуравий инверсия* дейилади. Структуравий инверсиянинг яна бир турига яхши сараланмаган, аммо яхши думалоқланган бўлақли жинсларни мисол қилиб кўрсатса бўлади.

Купчилик тадқиқотчилар *минералогик камолот* тушунчасидан фойдаланишади. Терриген жинсларнинг минералогик камолоти моддий таркибининг мономинерал ҳолга келиши билан белгиланади. Масалан, таркибида кварц доналарининг миқдори 95% дан ортиқ бўлган кварцли кумларни минералогик камолотга эришган дейиш мумкин. Бундай минералогик камолот ташқи муҳит таъсирига ўта чидамли минералларнинг катламлар ёки линзалар ҳолида тўпланиши туфайли вужудга келади. Йирик ҳавза сохилларида оғир ва нурашга чидамли минералларнинг (магнетит, титаномангнетит, циркон, монацит, касситерит ва б.) тўпланишини ҳам минералогик камолотга киритиш мумкин. Минералогик камолотга эришган терриген жинслар фойдали қазилма конлари ҳисобланади.

*Биокимёвий жинсларнинг структураси*

Кимёвий йўл билан ҳосил бўлган чўкинди жинслар учун ҳам кристаллар ўлчами бўйича структуралар ажратилади. Эритмалардан чўкмага ўтиш, кристалланиш ва қайта кристалланиш орқали вужудга келган бу жинсларда кристаллар ўлчами нисбатан ўзгарувчан бўлади. Бунда кристаллар ўлчами минералнинг хусусияти, унинг вужудга келиши ва ўсиши шароитлари билан боғлиқ ва шунинг учун ҳам муҳим ҳисобланади.

Кристаллар дағал кристалли, йирик, ўрта, майда ва жуда майда кристалли ва пелитоморфли структураларга эга бўлади (7.6-жадвал).

7.6-жадвал.

Хемоген жинсларнинг структураси (М.С.Швецов бўйича, 1948 й.)

| Структура            | Доналар<br>ўлчами, мм | Морфологик хусусиятлари                                                                                                                                                                                                                      |
|----------------------|-----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Дағал кристалли      | 1,0 дан катта         | Жинс макроскопик кристаллар қури-<br>нишида бўлади                                                                                                                                                                                           |
| Йирик кристалли      | 1,0 - 0,5             | Жинсда минераллар макроскопик<br>яхши қуринади                                                                                                                                                                                               |
| Ўртача кристалли     | 0,5 - 0,1             | Жинсда минераллар макроскопик<br>аранг қуринади, аммо шлифларда<br>яққол кристаллар шаклида бўлади                                                                                                                                           |
| Майда кристалли      | 0,1 - 0,05            | Жинсда минераллар макроскопик<br>қуринмайди, шлифларда фарқланади,<br>бир жинсли тузилишга эга бўлади                                                                                                                                        |
| Жуда майда кристалли | 0,05 - 0,01           | Макроскопик томондан бир жинсли<br>бўлади, тупроқсимон ёки чиганоқси-<br>мон синушга эга. Шлифда кристаллар<br>жуда катталаштирилганда ҳам аниқ<br>қуринмайди. Чунки улар шлиф қалин-<br>лигида бир-бирини қоплаб, қўшилиб<br>кетган бўлади. |
| Пелитоморфли         | 0,01 дан ки-<br>чик   | Микроскопик ва макроскопик то-<br>мондан бир жинсли                                                                                                                                                                                          |

Кимёвий йўл билан ҳосил бўлган жинсларда кристаллар кристалланиш тартибига қараб идиоморфли, гипидиоморфли ва ксеноморфли структуралар ажратилади. Идиоморфлик кристалларнинг бирламчи шаклини ва унинг ифодаланиш

даражасини билдиради. Бунда кристаллар ўзига хос бўлган: куб, октаэдр, дипирамида ва б. шаклларга эга бўлади.

Гипидиоморфлик гулалигича идиоморфлик хусусиятига эга бўлмаган структура, ксеноморфлик энг кейин кристалланиши туфайли буш жойларнигина тулдирувчи, ушбу минералга хос бўлмаган шаклдир.

Кимёвий жинсларнинг баъзи турларига (оҳактош, темир ва марганец маъданлари, бокситлар, фосфоритлар) кристалл донали тузилишдан ташқари оолитли, ловиясимон, ғуддали ва конкрецияли структуралар хос бўлади. Оолитлар ўлчами бўйича табакаланади. Ўлчами 1 мм дан йирик оолитлар пизолитлар дейилади (7.31-расм).

Органоген жинсларнинг структураси уларни ҳосил қилувчи органик қолдиқлар бўйича аниқланади [34]. Агар чиғаноқлар бутун сақланган бўлса биоморфли, парчаланган бўлса детритли структураларни вужудга келтиради. Бўлакларининг сақланиш даражаси бўйича тоғ жинсида қуйидаги структуралар ажратилади:

- *биоморфли* – органик қолдиқлар яхши сақланган. Компонентларининг ўлчами бўйича улар организмларга боғлиқ ҳолда жуда йириқдан (масалан, маржонлар) жуда майдагача (масалан, диатомийлар);

- *детритусли (детритли)* – жинс организмлар скелетларининг бўлакларидан тузилган.

Ўз навбатида детрит структурали жинслар орасида қуйидаги хиллари ажратилади:

- *йирик детритусли* – жинс думалоқланган бўлақлардан тузилган, оддий кўзга кўринади, микроскопда осон аниқланади. Бўлақлар ўлчами одатда бир неча миллиметрдан тахминан 0,05 мм гача боради.

- *майда детритусли* – оддий кўзга кўринмас ва шлифда ҳам



7.31- расм. Оҳакли оолитнинг кесмада кўриниши.



яхши ажратилмайдиган организмларнинг жуда майда булакларидан (одатда 0,05 мм ва ундан майда) иборат.

-*органоген-булак*ли структура чиғаноқ булакларининг кўпчилик қисми яхши думалоқланганлиги ва деярли бир хил ўлчамдалиги (0,5 - 0,1 мм) билан фарқ қилади.

Аралаш таркибли чуқинди жинслар учун *пелитоморф*ли структура характерли бўлади.

### **Говаклик ва киритувчанлик**

Терриген жинслар таркибида структура ҳосил қилувчи булаклар, уларнинг орасини тўлдирувчи материал, кимёвий йўл билан ҳосил бўлган цемент ҳамда ўзаро туташган ва туташмаган говаклар бўшлиғи ажратилади. Тоғ жинсларида говакликларнинг мавжудлиги геолог-нефтяниклар, гидрогеологлар ва тупроқшунослар учун жуда муҳимдир.

Тоғ жинсларидаги говаклар системаси суюқлик ва газларни; ерости сувлари, нефт, газ ва минераллашган эритмаларни ўзида тўплаш ва ўтказиш хусусиятларига эга. Терриген жинслардаги говаклар системасининг ўлчами, шакли ва тақсимланиш хусусиятларини аниқлаш жуда қийин. Бунда асосий мураккаблик говакларнинг тақсимланишида геометрик қонуниятларнинг йўқлиги ва ўлчамининг чегараланганидандир.

Тоғ жинсларидаги говаклар системаси бўйича флюидларнинг ҳаракат қонуниятларини таҳлил қилишда говаклик ва киритувчанлик асосий тадқиқот объекти ҳисобланади.

**Говаклик.** Терриген жинслардаги говаклик каттиқ компонентлар эгалламаган бўшлиқ ҳисобланади. Говаklar ўзаро туташган ёки туташмаган бўлиши мумкин. Говаклик скаляр катталики сингари фойизларда ифодаланади. Бунда умумий ва самарали говаклик ажаратилади. Улар:

$$P_{ум} = P_{ум} - P_{к} / P_{ум},$$

$$P_{см} = P_{т} / P_{ум}$$

формулалар ёрдамида аниқланади. Бунда  $P_{ум}$  - умумий говаклик,  $P_{см}$  - самарали говаклик,  $P_{ум}$  - умумий ҳажм,  $P_{к}$  - каттиқ фаза ҳажми,  $P_{т}$  - туташувчи говаклар ҳажми.

Умумий говаклик терриген жинслардаги бутун бўшлиқларнинг, уларнинг ўзаро туташган ёки туташмаганлигидан катъий назар, фойиз миқдорида ифодаланади. Самарали говаклик эса фақатгина ўзаро туташган говакларнинг фойиз миқдори билан

белгиланади. Самарали ғоваклик миқдори ҳар доим умумий ғовакликдан паст бўлади. Пемза ва пенопластлар жуда юқори умумий ғовакликка, аммо жуда кам самарали ғовакликка эга бўлган материаллар жумласига киради.

Терриген жинсларда ғоваклик структура ҳосил қилувчи доналарнинг жойлашиш тартибига ва сараланиш даражасига боғлиқ. Ўлчами бир хил бўлган сферасимон доналар ромбаэдр тартибига жойлашганда ғоваклик 25,9% ни, тартибсиз жойлашганда 87,5%ни ташкил қилиши мумкин. Яхши сараланмаган материалларда доналар орасидаги бўшлиқлар майда зарралар билан тўлиб, ғоваклик даражасини камайтиради. Зичлашиш ва цементланиш натижасида ҳам ғоваклик миқдори жуда пасайиб кетади. Нефтли горизонтларда ғоваклик 5-20% бўлади.

**Киритувчанлик** ёки гидравлик ўтказувчанлик терриген жинсларнинг суюқликларни ўтказиш қобилиятидир. У Дарси формуласи билан ифодаланади:

$$Q = KA(dp/dl),$$

бунда  $Q$  — вақт бирлигида шимиладиган суюқлик ҳажми,  $A$  — кўндаланг кесим юзаси,  $dp/dl$  —конкрет ўлчамларга боғлиқ бўлмаган гидравлик градиент (оқим йўналиши  $L$  бўйича босим  $P$  ўзгариши).

Киритувчанлик катталиги суюқлик хусусияти ва муҳитнинг ғоваклиги ҳамда шу муҳитдаги киритувчанлик йўналишига боғлиқ.

Тоғ жинсларининг киритувчанлигига бўлақларнинг ўлчами, уларнинг сараланиш даражаси, мўлжалланганлиги, жойлашиш тартиби ҳамда цементланиши ва қатламланиш хусусиятлари таъсир этади. Терриген чуқиндилар доналарининг ўлчами қанча кичик ва сараланиш даражаси паст бўлса, киритувчанлиги шунча камайиши экспериментал йўл билан аниқланган. Градацион қат-катликка эга бўлган турбидит ётқизикларининг қатламларида пастдан юқorigа қараб, доналар ўлчамининг кичрайиб бориш йўналиши бўйича киритувчанлик ҳам пасайиб боради. Кум доналарининг жойлашиши қанча зич бўлса, бошқа тенг шароитларда, самарали ғоваклик ва шу туфайли киритувчанлик ҳам шунча паст бўлади.

Терриген жинсларда бўлақларнинг мўлжалланиб ётганлиги ва жойлашиш тартиби қатламланиш чегарасида киритувчанликка



кам таъсир этади, аммо оқим йўналишида у сезиларли даражада пасаяди. Қатламланиш ҳам киритувчанликка таъсир этади. Бир канча ҳолларда унинг таъсири терриген жинсларнинг ички тузилиши билан боғлиқ бўлган омилга қараганда юқорирок бўлади. Бу чуқиндиларнинг ётқизилиш жараёнидаги вақтинчалик пауза натижасида қатламларнинг ажралиш чегарасида жуда кам киритувчанликка эга бўлган гил қатламларининг ҳосил бўлиши билан боғлиқ ва у вертикал циркуляциянинг қийинлашишига олиб келади. Шундай қилиб, терриген жинслардаги булакларнинг жойлашиш тартиби ва қатламланиш хусусиятлари вертикал йўналишда киритувчанликнинг пасайишига сабабчи бўлса, булакларнинг мўлжалланиб ётиши горизонтал йўналишдаги киритувчанлик даражасини пасайтиради. Демак, киритувчанлик турли йўналишларда ўзгача бўлади ва у уч ўкли эллипсоид ёрдамида ифодаланиши мумкин.

Қумтошларнинг киритувчанлиги ғоваклигига қараганда кучли ўзгарувчан бўлади. Бунга икки сабаб бор: ғоваклик бўшликлари юзасидаги нотекисликлар ҳамда оқим ўтадиган икки нуқта орасидаги масофа. Бу хусусиятлардан бирининг ёки иккаласининг биргаликда ўзгариши, ғоваклик қиймати ўзгармаганда ҳам, киритувчанликнинг ўзгаришига олиб келади.

### *Чуқинди жинсларнинг текстураси*

Тоғ жинсларининг *текстураси* деб уларнинг таркибидаги структура ҳосил қилувчи доначаларнинг ўзаро маълум тартибда жойлашишига ва қатлам юзаларида ҳар хил кучлар таъсирида ҳосил бўлган нотекисларга айтилади. Тексуралар тоғ жинсларининг ҳосил бўлишидаги табиий географик муҳит билан узвий боғлиқ бўлиб, уларни мукаммал ўрганиш ва таҳлил қилиш муҳим назарий ва амалий аҳамиятга эга. Бунда тадқиқотлар куйидаги масалаларни ечишга қаратилган бўлади: 1) чуқинди ҳосил бўлиш шароитлари ва омиллари ўрганиш; 2) қатламларнинг остки ёки устки юзаларини аниқлаш орқали стратиграфик кетма-кетликни тиклаш; 3) палеооқимлар тизимини хариталаш; 4) оқим режими хусусиятларини ва 5) чуқинди туплангандан кейинги кимёвий ўзгаришларни баҳолаш.

Тексуралар келиб чиқишига қараб 4 гуруҳга: 1) динамик, 2) деформацион, 3) биоген ва 4) кимёвий тексураларга бўлинади.

### *Динамик текстуралар*

Динамик текстуралар чўкинди ҳосил бўлиш жараёнидаги сув ва ҳаво оқимларининг ҳаракат фаолияти туфайли вужудга келади. Бунда чўкиндиларнинг қатламланиши алоҳида хусусиятларга эга бўлади.

**Қатламланиш.** Моддий таркиби ва структураси бўйича бир жинсли, остки ва устки томонларидан тахминан параллел чегаралар билан ажралиб турувчи геологик танага *қатлам* дейилади. Бир-бирига мувофиқ ётувчи қатламлар тизими *қатламланишни* ташкил этади.

Қатламланиш жараёнида мустақил қатламларнинг вужудга келиши чўкинди ҳосил бўлиш жараёнининг маълум вақтга узилиши ёки кескин ўзгариши туфайли содир бўлади. Масалан, дарёларнинг сув ҳавзаларига қуйилиш жойларида оқим тезлигининг кескин сусайиши туфайли оқим келтирган материалларнинг чўкмага ўтиб, ўзани тўсиб қўйишига олиб келади. Натижада ўзан ё унги томонга, ёки чап томонга силжийди. Ўзанининг олдинги ўрнида чўкинди ҳосил бўлиш тўхтайдди. Маълум вақт ўтгандан сўнг узан ўзининг эски жойига қайтиши мумкин. Бу вақт ичида олдин ётқизилган чўкиндилар бирмунча қотиб улгуради. Уларнинг устига кейинги ётқизилган чўкиндилар олдингиларидан моддий таркиби ва структураси билан фарқ қилмаслиги мумкин. Аммо улар аниқ ажратиш юзалари билан чегараланган бўлади. Бунда оқимнинг тезлиги ва келтираётган материалларнинг таркиби ўзгармаган бўлади.

Чўкинди ҳосил бўлиш шароитларининг кескин ўзгариши моддий таркиби, структура ва текстура хусусиятлари ўзгача бўлган қатламларнинг шаклланишига олиб келади.

Қатламлар бир-биридан моддий таркиби, структураси ва текстурасидан ташқари қалинликлари билан ҳам фарқ қилади. Қатламлар қалинлигининг турлича бўлиши чўкинди ҳосил бўлиш муҳитининг давомийлигига, оқим зичлигига ва чўкинди ҳосил бўлиш тезлигига боғлиқ. Бошқа барча бир хил шароитларда чўкинди ҳосил бўлиш жараёнининг ўзгармасдан узоқ вақт давом этиши қалин қатламларнинг, тез ўзгариши эса юпқа қатламларнинг шаклланишига олиб келади. Оқимнинг зичлиги ва чўкинди ҳосил бўлиш тезлиги ҳам шундай самара беради. Оқимнинг тезлиги бунда асосий аҳамиятга эга эмас. Оқимнинг

тезлиги қатламларнинг структурасига (майда ёки йирик доналикгига) бевосита таъсир этади.

Чўкинди ётқириклар микроқатламли (қалинлиги 1 см гача), юпка қатламли (1-3 см), майда қатламли (3-5 см), ўрта қатламли (10-100 см) ва қалин қатламли (100 см дан ортиқ) бўлиши мумкин. Микро- ва юпка қатламли тузилиш одатда майда терриген зарраларнинг чўкмага ўтиши ёки кимёвий йўл билан ҳосил бўлувчи чўкиндиларга хос бўлади. Масалан, кўлларда турли таркибдаги ёки рангдаги фаслий қатламларнинг шаклланиши шулар жумласидандир.

Қалин қатламлар катта зичликка эга бўлган оқимлар, узок давом этувчи чўкинди жараёни ва катта тезликдаги чўкиш туфайли вужудга келади.

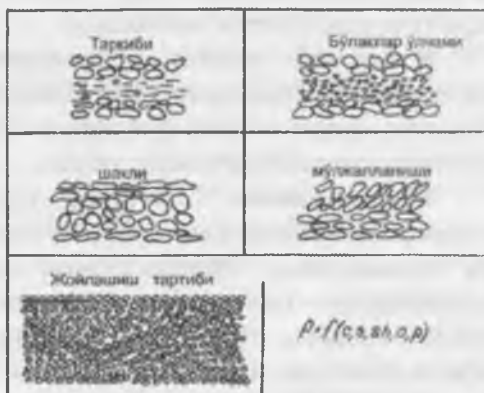
Кўп ҳолларда қатлам юзаси қисман ювилган ва бирмунча нотекис бўлади. Бундай ҳоллар оқим тезлигининг кескин ошиши туфайли ҳали етарлича котиб улгурмаган чўкиндиларнинг устки қисми ювилиш натижасида юз беради.

#### Қатламлар

орасидаги чегара ҳар доим ҳам аниқ ва яққол бўлавермайди. Бундай хусусият чўкинди ҳосил бўлиш жараёнининг

тўхтовсиз давом этишида оқимнинг динамик режими сезиларли даражада ўзгармаслиги оқибатида юзага келади.

Қатламларнинг ўзидаги динамик текстуралар уларнинг устки ва остки юзаларида ҳамда ичида кузатилади. Улар структура ҳосил қилувчи доналарнинг моддий таркиби, ўлчами, шакли, мўлжалланиш ва жойлашиш тартиби билан ифодаланган бўлади (7.32-расм).



7.35-расм. Динамик текстуралар жинслардаги структура ҳосил қилувчи доналарнинг моддий таркиби, ўлчами, шакли, мўлжалланиш ва жойлашиш тартиби билан ифодаланиши.

**Жойлашиш тартиби.** М.К.Калинко (1958) бир хил ўлчамдаги шарлар марказининг узаро тутган ўрнига боғлиқ бўлган 6 хил жойлашиш тартибини ажратади. Уларнинг орасида энг кам зичлик шарлар маркази куб учида ва энг юқори зичлик шарлар маркази ромбаедр учларида жойлашганда ҳосил бўлади. Биринчи ҳолда элементар ғовакликнинг ҳажми  $3,81R$  ва иккинчисида  $1,47 R$  га ( $R$  – шар радиуси) тенг бўлади.

Бўлақларнинг жойлашиш тартиби чўкинди тўпланиш режимида боғлиқ. Ташиб келтирилган материалларнинг бирданига чўкиши энг кам зичликка (пролювий), сувнинг тебранма ҳаракатида (тўлқинланиш, шамол ташиши) юқори зичликка олиб келади. Жойлашиш тартиби чўкиндиларнинг постседиментацион ўзгариш босқичларида ҳам ўзгариб боради. Одатда, бундай шароитда улар кўпроқ зичлашади.

Жойлашиш тартиби бўлақларнинг шаклига ҳам боғлиқ. Бунда яссилик даражаси, яъни конформлик аҳамиятлидир. Ясси бўлақлар одатда зичроқ жойлашган бўлади. Жойлашиш тартиби киритувчанликка ҳам таъсир этади.

**Мўлжалланиш.** Структура ҳосил қилувчи доналарнинг мўлжалланиб ётиши икки турда бўлади. Булардан бири қуруқлик сув оқимларининг ётқизиқларида, иккинчиси эса соҳилбўйи ётқизиқларида кузатилади. Мўлжалланиб ётишнинг биринчи турида чўзинчоқ бўлақлар сув оқими йўналишига узун ўқи параллел ва оқим йўналишига қарши  $15-18^\circ$  бурчак остида ётган бўлади. Оқим кучи туфайли думалатиб кўчирилаётган ғўлақлар мана шу ҳолатга ўтганда унга таъсир қилувчи оқимнинг итарувчи кучи минимал бўлиб, юзага уринма ҳолида тушади. Демак, шу вазиятда ғўлақ турғун бўлади ва уни яна ҳаракатга келтириш учун итарувчи куч кўп марта ошиши керак.

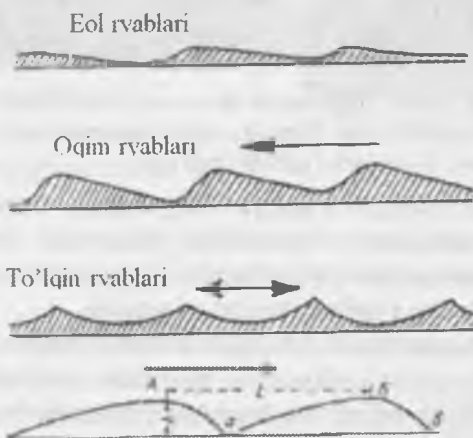
Мўлжалланиб ётишнинг иккинчи турида соҳил бўйидаги ясси думалоқланган ғўлақлар рельеф юзасига параллел, яъни денгиз ичкарасига қараб  $2-4^\circ$  да қияланиб ётади. Мана шу вазиятда ғўлақлар юзасига уринма тўлқинларнинг силжитувчи кучи уринма ҳолида таъсир этади ва ғўлақларнинг бундай вазияти энг турғун бўлади.

Соҳилбўйи ётқизиқларининг юзасида барча чўзинчоқ бўлақлар, ҳайвон қолдиқлари ҳам уринма тўлқинлар йўналишига кўндаланг, яъни қирғоқ чегарасига параллел ҳолда мўлжалланиб ётади.

Ҳавза туби оқимларида ҳам чузинчоқ материалларнинг мўлжалланиб ётишини кўзатиш мумкин. Буларнинг узун ўқлари қуруқлик оқимларидагидек оқим йўналишига параллел ҳолда ётади. Конус шаклидаги бўлақлар (спиралли гастропода чиганоклари) ўткир учи оқимга қарши йўналишда, уринма тўлқинлар таъсирида эса ё у ёки бу томонга, қирғоққа параллел ҳолда мўлжалланиб ётади.

**Қатламнинг устки юзасидаги текстуралар.** Ряб белгилари.

Қатламларнинг устки юзасидаги динамик текстуралар асосан ряб (мавжланиб туриш) белгиларидан иборат бўлади. Қўмтош, алевролит ва баъзан оҳақтош қатламлари ўлчами, шакли ва жойлашиши бўйича турли-туман булган ўрқачлар ва чуқурчалар



7.33-расм. Тўлқин рябларнинг схематик тасвирланиши.

системасидан таркиб топган тўлқинли юзаларга эга бўлиши мумкин. Бундай текстура белгилари юмшоқ чўкиндилар юзасида зарраларнинг шамол, тўлқин ва оқимлар ҳаракати натижасида нотекис тақсимланиши туфайли вужудга келади ва ряб белгилари деб юритилади (7.33-расм).

Ряб белгиларини таснифлаш қуйидаги элементларга асосланади:

1) тўлқин узунлиги ( $l$ ) – ўрқачлар орасидаги масофа; 2) тўлқин баландлиги ( $h$ ) – ўрқач учининг тўлқин асосидан баландлиги; 3) ряб индекси ( $k$ ) – тўлқин узунлигининг баландлигига нисбати; 4) ряб ўрқачлари ва чуқурчаларининг кўндаланг қирқимдаги ва пландаги шакли; 5) асимметрияси - қанотларининг турлича қиялиги; 6) ўрқачларининг ички тузилиши, яъни уларни ташкил етган материалларнинг таркиби, структураси ва текстураси ҳамда тақсимланиши; 7) горизонт томонлари бўйича мўлжалланиши.

Ряб белгилари келиб чиқиши бўйича тўлқин, оқим ва эол рябларига бўлинади.

**Тўлқин ряблари** ўрқачларининг симметрик тузилганлиги ва узаро бир хил масофада жойлашганлиги билан аниқланади. Улар сув ҳавзаларининг соҳил саёзликларида уринма тўлқинлар фаолияти туфайли вужудга келади (7.34-расм).

Рябларнинг тўлқин узунлиги сув ҳаракати тезлигига тўғри пропорционал бўлади.

Экспериментлар натижасида тўлқин узунлиги доналар ўлчами ошиши билан йириклашиши аниқланган.

Ряб белгилари тўлқинланиш

йўналишининг ўзгаришига жуда турғун бўлсада, осон трансформацияланади. Тўлқинланиш йўналиши ўзгариши ва оқимларнинг таъсири натижасида икки йўналишда мўлжалланган ряблар устма-уст тушиб полигонал ряблар вужудга келади.

**Оқим ряблари** дарё ётқизикларида ҳам, ҳавза ётқизикларида ҳам учрайди. Уларга ўрқачларининг асимметрик тузилиши хосдир. Кенг юзада (соҳилбўйи текисликларида) бир-биридан тахминан бир хил масофада параллел жойлашган майда узун ўрқачли қаторлардан иборат бўлади. Тор ўзанларда эса қавариқлиги оқим бўйича мўлжалланган яримой шаклидаги тизимларни ташкил этади. Агар оқим ўзгарувчан бўлса уларнинг йўналиши ва шакли ҳам ўзгарувчан бўлади. Бунда оқим четидаги уюмалар оқим йўналишига параллел бўлган ряб белгиларини ҳосил қилиши мумкин.

Чўкинди ҳосил бўлиш жараёнида оқим рябларининг оқим йўналиши бўйича силжиши туфайли уларнинг ичида катта қияликдаги томонга параллел бўлган қат-қатликлар вужудга келади. Ряб тўлқинларининг узунлиги оқим тезлиги ошиб бориши (тезликнинг икки критик нуқталари орасидаги ўзгариш) билан ортиб боради.



7.34- расм. Қатлам юзасидаги симметрик тўлқин ряблари. Юқори карбон, достор гори-зонти. Жанубий-Ғарбий Фарғона

**Эол ряблари** қадимий ётқизикларда жуда кам учрайди. Улар асосан қуруқ иқлими улкалардаги саҳролар ва яримсаҳролардаги барханлар ва соҳилбўйи дюналари юзасида шамол ҳаракати туфайли шаклланади (7.35-расм). Эол ряблари ҳам оқим ряблари каби асимметрик тузилишга эга бўлиб, улардан индекси билан фарқ қилади.

Қатламлар юзасида чўзинчоқ терриген булакларнинг ва ҳайвон қолдиқларининг уринма тўлқинлар ва оқимлар туфайли мўлжалланган

тартибли ётиши  
кузатилади. Уринма  
тўлқинлар таъсирида  
улар узун ўқлари  
билан қирғоққа  
параллел ҳолда,  
оқимлар ҳаракати  
туфайли оқим  
йўналишига мос ҳолда  
мўлжалланади.



7.35- расм. Бархан кумлари юзасидаги эол ряблари

Конуссимон учли ҳайвон қолдиқлари қирғоқ яқинида ўткир учи у ёки-бу томонга мўлжалланган бўлса, оқимларда уларнинг ўткир учи ҳар доим оқим йўналишига қарши мўлжалланган бўлади.

#### **Қатламларнинг остки юзасидаги текстуралар**

Бундай текстуралар асосан алевролитлар ва сланецлар устида

ётувчи кумтош ва баъзан оҳактош қатламларининг остки юзасида учраши мумкин. Бу текстураларнинг кўпчилиги ҳали қотиб улғурмаган илли ётқизислар юзасида оқим ҳаракати туфайли вужудга келадиган чуқурлик ва нотекисликларнинг акс



тасвиридан иборатдир. Улар оқим уюмалари ҳосил қилган ювилиш нотекисликлари, бегона жисмларнинг судралиш жўяклари ва чизиклари,

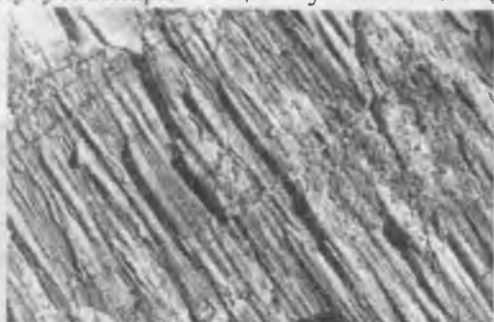
7.36- расм. Қатлам остки юзасидаги ювилиш чуқурчаларининг акс тасвири. Юқори карбон, учбулоқ горизонти. Жанубий-Ғарбий Фарғона. Х.Чиникулов фотосурати.



уларнинг думалаш излари ва ряб белгиларининг акс тасвирларидан иборатдир (7.36-расм).

Оқим уюрмаларининг акс тасвири қатламларнинг остки юзасидаги субконус шаклидаги кавариқ нотекисликлардан иборат бўлади. Унинг думалоқланган баланд томони оқимга қарши мўлжалланган, иккинчи томони эса баландлиги пасайиб ва кенгайиб бориб, қатлам юзаси билан туташиб кетади. Бундай белгилар турбоглифлар деб ҳам аталади. Уларнинг ўлчами бир неча сантиметрдан бир неча метр узунликкача ўзгаради. Якка ҳолдаги уюрмаларнинг акс тасвири кам учрайди. Одатда улар тудаланган ва тарқоқ ҳолдаги серияларни ташкил қилади.

Уюрманинг акс тасвири турли шаклда бўлиши мумкин. Бир сериядаги бундай белгилар у ёки-бу даражада бир-бирига ўхшаш бўлади. Уюрма белгилари чўзинчоқ, нисбатан тор ёки кенг жуякчалар ва делтасимон шаклга эга бўлиши мумкин. Улар ювилиш юзаларида шаклланади. Баъзан уюрма белгилари деформацион ботиш шаклларига ўхшаб кетади. Лекин бунда қатлам остида ётган чуқиндилар деформацияланмаган, балки ювилган бўлади. Оқим уюрмаларининг акс тасвири турбидитли ётқизикларда кенг тарқалган. Уларнинг ёрдамида оқим ҳусусиятлари ва оқим йўналиши аниқланиши мумкин.



7.37-расм. Қатлам остки юзасидаги ювилиш жуякчалари акс тасвирининг фотосурати. Юқори карбон, достор горизонти. Жанубий-Ғарбий Фарғона. Х.Чиникулов фотосурати.

пасайиб ва кенгайиб боради. Бундай белгилар одатда алоҳида-алоҳида учрайди.

Ил чуқиндилари юзасига тасодифан тушиб қолган бегона предметлар (хайвон чиғаноқлари, жинс булаклари) атрофида оқим кучи таъсирида ювилиш чуқурчалари ҳосил бўлади (7.37-расм). Уларнинг акс тасвири тақасимон шаклда бўлиб, оқимга қарши томони думалоқланган ва баланд, оқим йўналиши бўйича баландлиги аста-секин



**Судралиш жўяқларининг акс тасвири** тўғри чизикли ва силлиқ юзали булади (7.38-расм). Улар купинча делта ётқизикларидаги кумтош қатламларининг остки юзасида учрайди. Бундай динамик текстуралар оқимлар билан ташилаётган шох-шаббалар ва бошқа предметларнинг қотиб улгурмаган ил ётқизиклари юзасини тирнаб кетишидан ҳосил бўлган жўяқларнинг донали материаллар билан тўлиши туфайли вужудга келади.



7.38-расм. Қатлам остки юзасидаги бегона предметларнинг тирнашидан ҳосил бўлган жўяқчаларнинг акс тасвири. Юқори карбон, достор горизонти. Жанубий-Ғарбий Фарғона. Х.Чиникулов фотосурати.

Судралиш жўяқларининг акс тасвири камдан-кам якка ҳолда учрайди. Бир қанча шундай узаро параллел жўяқлар маълум серияларга бирлашади. Бир сериядаги судралиш жўяқларининг иккинчи сериядагилари билан уткир бурчак остида қирқишганлигини ҳам кузатиш мумкин.

Судралиш жўяқларининг акс тасвирини сирпаниш белгиларидан фарқлаш керак. *Сирпаниш белгилари*

илли грунт юзасида катта ва оғир предметларнинг (хайвон чиғаноқлари, жинс булаклари) ҳаракати туфайли вужудга келади. Улар сирпаниб, думалаб ва сакраб (салтация) ҳаракат қилиши мумкин. Шунинг учун ҳам уларнинг қолдирган излари эгрилаган бўлиши мумкин.

Судралиш жўяқларининг акс тасвири сирпаниш, думалаш ва сакраш изларининг акс тасвири билан биргаликда учраши мумкин. Лекин уларнинг оқим уюмаларининг акс тасвири билан бирга учраши жуда кам кузатилади.

Қатлам остки юзасида учрайдиган динамик текстураларнинг барчаси *механоглифлар ёки гиороглифлар* деб юритилади.

**Тулқин рябларининг акс тасвири** ҳақиқийсига нисбатан кам учрайди. Бу, эҳтимол, тулқин рябларининг донали жинслар юзасида шаклланиши билан боғлиқдир. Уларнинг акс тасвири сақланиш учун донали жинслар қатлами билан қопланиши лозим.

Тўлқин рябларининг акс тасвирида ряб уркаклари ўтмас бурчакли ва кенг, чуқурчалари эса, аксинча, тор ва ўткир учли бўлади. Мана шу хусусиятларга қараб тўлқин рябларининг ҳақиқийлиги ёки акс тасвирдалигини аниқлаш мумкин.

### ***Қатламларнинг ички текстуралари. Қат-қатликлар***

Бундай ички текстуралар морфологияси ва келиб чиқиши бўйича жуда хилма-хилдир. Улар тўрт гуруҳга: горизонтал, тўлқинсимон, қийшиқ ва градацион қат-қатликларга ажратилади. Бу текстуралар терриген жинслардаги структура ҳосил қилувчи доналарнинг ўлчами, моддий таркиби, шаклининг ўзгариши, мўлжалланиши ва жойлашиш тартиби бўйича ифодаланади.

***Горизонтал қат-қатликлар*** қатламланиш юзасига параллел бўлиб, майда заррали ётқизикларда кенг тарқалган.

Горизонтал қат-қатликлар сув ҳаракатларининг сустиги ёки турғун остки қисмида суспензиядаги зарраларнинг (лойқа) ва эриган моддаларнинг чуқмага ўтиши натижасида ҳосил бўлади. Горизонтал қат-қатлик чуқинди ҳосил бўлиш муҳитининг фаслий ўзгаришларига боглиқ лентасимон (қишқи ва ёзги қатламчалар), ритмик сараланган — чуқинди материалларнинг чуқишида зарралар ўлчамининг аста-секин даврий ўзгариши ва бошқа турларга бўлинади.

***Тўлқинли қат-қатлик*** қирқимда тўлқинсимон тасвири билан ифодаланган бўлади. Бундай қат-қатликлар ўзаро параллел тўлқинсимон шаклда бўлади. Улар асосан тўлқинли тебранма ҳаракатлар, баъзан оқимлар таъсирида вужудга келади. Симметрик тўлқинли қат-қатликлар соҳилбуйи тўлқинли муҳиtida, асимметриги эса оқимли муҳитда вужудга келади.

Тўлқинсимон қат-қатликнинг хусусий шакли линзасимон қат-қатликдир.

***Қийшиқ қат-қатликлар*** одатда қумли материалдан тузилган оқим рябларининг оқим йўналиши бўйича силжиб бориши туфайли вужудга келади. Бунда ряб юзасидаги доналар оқим кучи туфайли доимо кичик қияликдаги ёнидан катта қияликдаги ёнига кўчириб ётқизилиши натижасида вужудга келади. Шундай қилиб оқим ряблари ўсиб, оқим йўналиши бўйича силжиб боради. Агар ряблар тизимининг шундай ҳаракати бирон сабаб туфайли тўхтаб қолса, уларнинг устига иккинчи серия сурилиб чиқади. Бунда бир-биридан ювилиш юзаси билан

ажралган қийшиқ қат-қатлик сериялари вужудга келади. Уларни ажратувчи чегара одатда тулқинсимон бўлади. Бир қатламда бундай сериялар бир қанча бўлиши мумкин.

Қийшиқ қат-қатликлар сериялари оқим йўналиши бўйлаб қияланган параллел қийшиқ чизиклар мажмуасидан иборат бўлади. Ушбу қийшиқ чизиклар структура ҳосил қилувчи доналар моддий таркибининг ўзгариши, мулжалланиши ёки ўлчамининг ўзгариши орқали ифодаланади. Қийшиқ қат-қатликларнинг морфологик турлари жуда ранг-баранг бўлиб, бу оқим режимининг тез ўзгарувчанлиги билан боғлиқ.

Қийшиқ қат-қатликлар икки генетик турга бўлинади. Улардан бири бир томонга қияланган бўлиб, сув ва ҳаво оқимлари туфайли вужудга келади. Бундай қийшиқ қат-қатликларнинг қияланган томони оқим йўналишини



7.39-расм. Қатлам ичидаги бир томонга қияланган қийшиқ қат-қатликлар. Юқори бур. Марказий Қизилқум.

кўрсатади. Бунда ўзаро перпендикуляр бўлган икки вертикал қирқимдан фойдаланиш керак. Бундан ташқари қийшиқ қат-қатликларнинг қавариқ томони қатламнинг остки юзасига, ботиклиги эса унинг устки юзасига қараган бўлади (7.39-расм).

Шу хусусият орқали қатламларнинг тўғри ёки тескари стратиграфик кетма-кетлигини аниқласа бўлади.

Оқим йўналишига кўндаланг қирқимда қийшиқ чизиклар горизонтал ҳолда бўлса, уни ҳосил қилган оқимлар ламинар хусусиятга ҳамда ботиклиги пастга қараган ўзаро кесишувчи яримой шаклида бўлса, турбулент хусусиятга эга бўлади (7.40-расм).



Қийшиқ кат-катликларнинг иккинчи генетик тури қарама-қарши томонга қияланган ўзаро кесишувчи қийшиқ

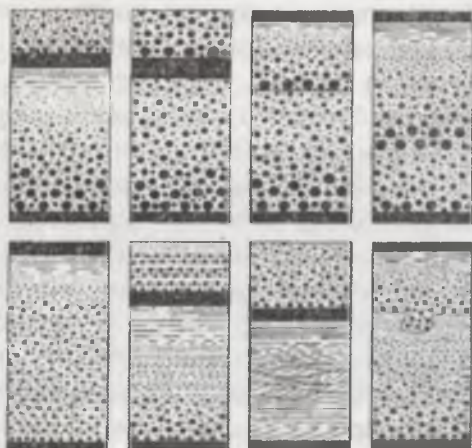
7.40-расм. Кўндаланг қийшиқ кат-катликлар. Юқори бўр. Марказий Қизилқум.

чизиклар тўпламидан иборат бўлади. Бундай динамик текстура соҳилбўйи терриген ётқизикларга хосдир. Уларнинг вужудга келиши уринма тўлқинлар фаолияти билан боғлиқдир. Қийшиқ чизикчалар диққат билан кузатилса, уларнинг қирғоқ томон энгашганларининг қиялиги катта, чизикчаларининг ўзи қисқа ва ҳавза ичкарисига қараганлари эса, аксинча, қиялиги кичик ва узунроқ чизикчалардан иборат бўлади.

Қийшиқ кат-катликларнинг ўлчами катта ораликда ўзгаради. Кучли сел оқимларининг ётқизикларида уларнинг ўлчами 1 м гача, баъзан ундан ҳам юқори, қиялиги катта ҳамда ботик бўлади. Оқимларнинг турбулентлиги пасайиб ламинар оқимларга ўтган ва оқим тезлиги сусайган сари ўлчами ҳам, қиялиги ҳам кичрайиб боради.

*Градацион қат-қатликлар* асосан денгизларнинг чуқур жойларида ҳосил буладиган турбидит ётқизикларига хосдир.

Маълумки, нишаблиги катта булган денгиз тубида ҳали қотиб улгурмаган чўкмалар ер силкиниши натижасида вақти-вақти билан ҳаракатга келиб, кучли турбид (лойқа) оқимларини вужудга келтиради. Зичлиги ва тезлиги катта булган бундай оқимлар қаттиқ туб жинсларини ҳам емириб, ювиб кетишга қодир бўлади. Улар оқизиб келган материаллар денгизнинг



7.41-расм. Градацион қат-қатлик турлари (Кюнён бўйича).

чуқур жойларида ўлчами бўйича сараланиб чоқади. Бунда ҳосил бўлган ётқизикларнинг пастки қисмини ташкил қилган йирик донали материалларнинг аста секинлик билан ўлчами бўйича кичрайиб бориб, лойқа жинслар билан тугашини кузатиш мумкин (7.41-расм). Турбидит ётқизиклари сериялари орасидаги чегаралар ҳар доим аниқ бўлиб, улар турбид оқимларининг фавқулудда юқори тезлигида ҳосил бўлиши ва тезлигининг аста-секинлик билан пасайиши туфайли намоён бўлади. Оқим тезлигининг юқорилиги олдин тупланган турбидит серияси юзасининг қисман ювилишига олиб келиши мумкин. Градацион қат-қатликлар билан ифодаланган турбидит сериясининг ҳар бири муайян бир турбид оқимининг ҳосиласидир.

Градацион қат-қатликлар ўлчами бўйича сараланиб чоқиш жараёни мавжуд булган бошқа ётқизикларда ҳам учраши мумкин. Бундай қат-қатликлар ёрдамида қатламларнинг ҳосил бўлиш шароитини, тўғри ёки тескари ётганлиги аниқланади.

Маълум бир литологик таркибдаги ётқизиклар юзасидаги оқим ўзани ёки уларнинг шахобчалари ҳосил қилган жўяклар ва чуқурликларнинг бошқа литологик таркибдаги чўкмалар билан

тўлиши натижасида *линзалар* ҳосил бўлади. Бундай линзаларнинг пастки юзаси одатда қавариқ, усткиси эса ясси бўлади. Уларнинг пастки чегараси номувофиқлик юзаси билан ажралиб туради. Линзаларнинг кенглиги пастдан юқорига қараб ошиб боради. Бундан денгиз қирғоғи ётқизиклари орасидаги қумтош линзалари мустасно бўлиб, уларнинг пастки юзаси текис, усткиси эса кабарик бўлади. Бу хусусиятлари орқали амалда қатламларнинг тўғри ёки тескари ётганлиги аниқланади.

Динамик текстуралар чуқинди тоғ жинсларини ҳосил қилувчи оқим кучининг фаолияти натижасида вужудга келади. Улар қатламларнинг остки ва устки юзасида, қатламнинг ичида учраши мумкин. Қатламнинг устки юзасида симметрик тўлқин изи белгилари бўлиб, уларнинг биринчиси денгизлар ва йирик қўллар соҳилида уринма тўлқин кучлари, иккинчиси эса сув ёки шамол оқими таъсирида ҳосил бўлади. Симметрик тўлқин излари орқали қатламларнинг амалда тўғри ва тўнтарилиб ётганлигини назарий жиҳатдан эса қатламнинг ҳосил бўлиш шароити ва қирғоқнинг қайси томонида жойлашганлигини аниқлаш мумкин. Симметрик тўлқин изларининг асл ёки акс из эканлигини аниқлашда, унинг ўрқачлари ва улар орасидаги ботиклик кенглигига эътибор бериш керак. Тўлқин изи ўрқачи унинг ботиклигига қараганда нисбатан тор бўлади. Асимметрик тўлқин изи орқали оқимнинг хусусиятини ва йўналишини аниқлаш мумкин.

Шуни ёдда тутиш керакки, бир қанча жараёнлар бир-бирига ўхшаш қат-қатликларни, ёки битта жараён турли шаклдаги қат-қатликларни вужудга келтириши мумкин. Бундан ташқари аниқ ифодаланмаган текстураларни таҳлил қилишда текширувчи нотўғри хулосаларга келиши мумкин. Шунинг учун ҳам иш жараёнида мумкин қадар кўп текстуралар мажмуасини ҳисобга олган ҳолда хулоса чиқариш керак бўлади.

### *Деформацион текстуралар*

*Деформацион текстуралар* чуқинди ҳосил бўлгандан кейин, улар қотиб ва зичлашиб улгурмасдан ички ва ташқи кучлар таъсирида вужудга келади. Уларнинг энг муҳимларини кўриб чиқамиз.

Деформацион текстуралар ҳар хил физик параметрларга эга бўлган гил ва қум қатламлари орасида юқоридаги ётқизикларнинг нотекис босим кучи орқали қум массаларининг гил қатлами



юзасига ботиши орқали ҳосил бўлиши мумкин. Улар тоғ жинсларига айлангандан кейин бу текстуралар тамға қабилида қумтош қатламларининг остки юзасида сақланиб қолади.

Гил ёки бошқа майда заррали чуқиндилар юзасида ёмғир томчилари ва дўл излари сақланиб қолиши мумкин. Бу излар улар чуқинди юзасига тик тушганда ярим сфера, қия тушганда овал шаклидаги чуқурчалардан иборат бўлади.



7.42-расм. Гилли жинслар юзасида сақланиб қолган ёмғир томчилари излари.



7.43 расм. Гилли чуқиндилар юзасида ривожланган қуриш кўпбурчаклари-тақирлар

Дўл ва ёмғир томчиларининг қатламлар юзасида ботик ва уларни ёпиб ётганларининг тагида эса қабарик акс излари кузатилади (7.42-расм). Улар қатламларнинг қуруқ иқлим шароитида ҳосил бўлганлигини билдиради.

Қуёш нури таъсирида гил ётқизиқлари қуриб, кўпбурчакларга бўлиниб ёрилади. Булар қуриш дарзликлари ёки тақирлар дейилади. Улар вертикал кесмада пона шаклида ёки параллел деворларга эга бўлиши мумкин (7.43-расм). Кўпбурчаклар чети баландга қараб қайрилган бўлади. Бундай текстуралар қуруқ иқлим шароитида пайдо бўлади. Қуриш дарзликлари кўпбурчаклари совуқ ҳароратли ўлкаларда ҳам ҳосил бўлиши мумкин. Лекин уларда кўпбурчаклар чети пастга қайрилган бўлади.

Совуқ ўлкаларда ер юзасининг қисқа вақт исиши натижасида тупроқ таркибидаги музлар эрийди. Кучли намланган тупроқнинг ҳаракати натижасида уларда нақшинкор (мозаика) текстуралар ҳосил бўлади.

## **Биоген текстуралар**

**Биоген текстуралар** ҳар хил мавжудотларнинг ҳаёт-фаолияти натижасида вужудга келади. Бундай текстуралар уларнинг излари, ётиш жойлари бўлиши мумкин. Баъзи моллюскалар денгиз қиргоғи ва туб тоғ жинсларини, уларнинг синик булакларини ва чиганокларни пармалаб из қолдиради.

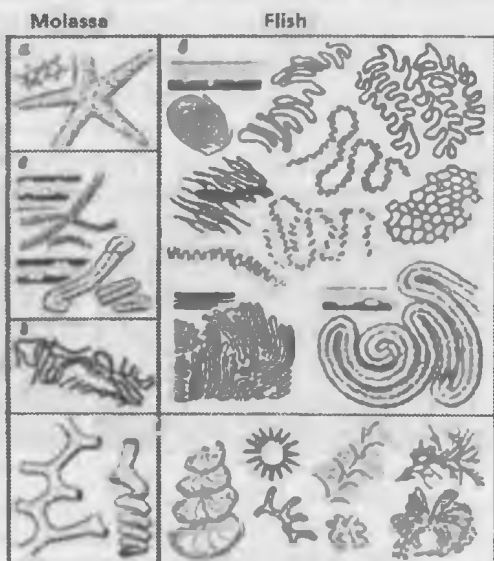
Биоген текстуралар қуруқлик ва денгиз ётқизикларида куплаб учрайди. Терриген алевролитлар ва кумлар ихнофосиллиялар деб аталувчи

организмларнинг ҳаёт-фаолият изларига эга бўлади. Чунки бундай излар кўринарли бўлиши учун улар ўзаро структуравий контрастликка эгадир. Организмларнинг ҳаёт-фаолият изларининг қатламларнинг устки юзасида, ичида ва остки юзасида кузатиш мумкин.

Биоген текстуралар бўйича организмлар яшаган муҳит кўрсаткичларининг: ҳавза гидродинамик режимини, чуқурлигини, шўрлигини, газ режимини, грунт характерини ва б.ни тиклаш мумкин.

## **Кимёвий текстуралар**

Иккиламчи келиб чиқадиган чуқинди текстуралар эритмадан чўкмага ўтиш ва эритиш жараёнлари натижасидир. Маълум даражада, бундай текстуралар ўтган ўттиз йил ичида геологлар эътибори жалб бошлади. Қумтошларда эритмадан чўкмага ўтиш ва эритиш жараёнлари билан боғлиқ текстуралар топилади. Биринчи тартибдаги текстураларга стилолитлар мисол бўла олади. Карбонатлар чўкмага ўтиш пайтида кимёвий текстураларнинг



7.44-расм. Биоген текстураларнинг хилма-хиллиги



кўплаб турларини ҳосил қилади. Калций карбонатлари қумнинг идиоморф псевдокристалларини ҳосил қилиши мумкин.

Қумтошлардаги конкрециялар одатда алевролит ва гилларга нисбатан катта бўлади, чунки қумнинг катта утказувчанлиги эритмада модданинг яхши ташилишига ёрдам беради. Қатламланиш конкрециялар таналарида ўзгармасдан қолиши мумкин. Бундай конкрециялар эрта босқичда ҳосил бўлган ва айрим формациячи конгломератларнинг асосий таркибий қисмларига айланган кўринади. Темир карбонатларининг конкрециялари майда донали қумлартошлар ва алевролитлар ўрнини алмашиши мумкин. Улар одатда сферик ва эллипсимон шаклда бўлиб, қатламланишга параллел яссиланган ва баъзан тортишиш марказида ядрога эга бўлади. Уларнинг диаметри катталиги бир неча сантиметрдан 3 мгача боради.



7.45-расм. Цементдан халос бўлган (дезинтегралланган) конкрециялар

Кўпинча конкрециялар ўзини ўраб турган жинслар цементидан халос бўлиши ва алоҳида ётувчи шарларни ҳосил қилиши мумкин (7.45-расм). Ковак конкрециялар темир оксидлари ёки лимонитдан ташкил топган қаттиқ қобикли турли шаклдаги жисмлардир. Анча кенг тарқалган конкрециялар шаклларга чўзиқ қувур шаклли ҳосилалар ҳам киради. Бундай конкрециялар сув сатҳидан баландда, асосан, бушоқ қумларда ҳосил бўлади.

*Кимёвий текстуралар* гил ётқиқиқлари юзасида ҳар хил шаклдаги муз ёки б. минерал бирикмалар кристалларининг сақланиб қолган изларидан иборат бўлиб, улар ётқиқиқлар ҳосил бўлиш шароитини аниқлашда катта аҳамиятга эга.

Тоғ жинсларидаги текстураларни синчиклаб ўрганиш ва улардан тўғри хулоса чиқара билиш, олиб бораётган геологик

текшириш ишларининг муваффақиятли ўтиши гаровидир.

**Назорат саволлари:**

- Тоғ жинсларининг структураси деганда нималар тушунилади?
- Гранулометрик таркиби бўйича терриген жинслар қандай ажратилади?
- Статистик параметрларга қандай катталиклар киради?
- Бимодаллик ва полимодаллик нима?
- Гранулометрик фракциялар тақсимоотидаги асимметрия ва эксесс нима нималарни англатади?
- Булакларнинг шакли ва думалоқлиги нималарга боғлиқ?
- Структуравий ва минералогик камолот деганда нималарни тушунасан?
- Булакларнинг мулжалланиб ўтиши қандай ҳосил бўлади?
- Ғоваклик ва киритувчанлик нима? Улар орасида қандай боғлиқлик мавжуд?
- Биокимёвий жинсларда қандай структуралар ажратилади?
- Чуқинди жинсларнинг текстураси деганда нима тушунилади?
- Тектуралар келиб чиқиши бўйича қандай турларга бўлинади?
- Динамик тектуралар неча хил бўлади?
- Тўлқин ряблари нима?
- Қатлам остида қандай динамик тектуралар кузатилади?
- Қийшиқ қат-қатликлар қандай ҳосил бўлади?
- Градацион қат-қатлиқлар қандай муҳитда вужудга келади?
- Тектураларнинг қандай назарий ва амалий аҳамияти бор?

## АТАМАЛАРНИНГ ҚИСҚАЧА ЛУҒАТИ (ЛИТОЛОГИЯНИНГ АСОСИЙ ТУШУНЧА ВА АТАМАЛАРИ)

**Автокинетик оқимлар-суб-чўкма** аралашмаси бўлган гра-  
витацион оқимлар бўлиб, уларнинг ҳаракатлантирувчи кучи ин-  
терстициал флюиддир.

**Автохтонли седиментация** — чўкинди чўкиш ва кўмилиш  
жойининг ўзида чўкинди материал ҳосил қилиш усули (хемоген  
материал, риф ётқизиклари ва б. тўпланиши).

**Аллохтохтонли седиментация** -чўкинди материал тўлқин  
ҳаракатлари, оқимлари, кўчкилар ва бошқа жараёнлар таъсирида  
чўкиш жойига кўчириб олиб келинадиган чўкинди ҳосил қилиш  
усули.

**Амфотер чўкиндилар** - бу реликт ва замонавий биоген бўл-  
маган, терриген бўлмаган ёки кимёвий бўлмаган материалларни  
аралашishi орқали ҳосил бўлган чўкиндилар.

**Аерозоллар** - шамол томонидан муаллақ ҳолатда олиб юри-  
ладиган зарралар.

**Тоғ жинслари ҳосил бўлиш ҳавзаси-чўкинди ётқизиклар**  
билан тўлган катта салбий тектоник тузилма.

**Бентос-субстратдан итарилиб ҳаракатланадиган денгиз орга-  
низмлари** (қисқичбақа, омар, чувалчанг, юлдуз).

**Биотурбацион текстура** (синонимлари: ихнитолитли,  
биотурбитли) — лойхўр организмлар фаолияти билан боглиқ  
текстуралар кўриниши.

**Иккиламчи эпигенетик трансформациялар** - чўкиш  
эпигенезида ривожланадиган жараёнлар.

**Иккиламчи ўзгаришлар-минтақавий ва маҳаллий харак-  
терга эга бўлган тоғ жинслари инверсиясининг турли босқичла-  
рида содир бўлган ўзгаришлар.**

**Иккиламчи хусусиятлар-литогенезда чўкинди компо-  
нентлар таркибининг ўзгариши; унинг структураси ва текстураси-  
нинг ўзгариши ҳам чўкинди жинсларнинг иккиламчи хусусият-  
лари туркумига киради.**

**Нураш** - Ер юзасидаги ёки унга яқин (Рухин, 1953)  
қисмларда тоғ жинсларнинг сув, ҳаво ва организмларнинг механик  
ва кимёвий таъсирлари таъсирида ўзгариши; литосферанинг юза

қисмидаги тоғ жинслари ва чуқинди жинсларнинг механик, физик, кимёвий ва биологик ўзгариш жараёнларининг очиқ динамик тизими (Фролов, 1992).

**Галмиролиз** - кимёвий нураш-шўр сувда содир бўлувчи ўзгаришлар (ушбу атама 1923 йил К. Hummel томонидан таклиф этилган).

**Галоклин-шўрланиш** чуқурлиги кескин ўзгарадиган сув қатлами.

**Гемипелагитлар-океанларнинг** чуқур-сув ҳудудлари олдида ёки яқинида ҳосил бўладиган чуқиндилар.

**Генетик тур-** ягона етакчи геологик агент таъсири остида ягона физик-географик муҳитда ҳосил бўлган ҳамда кўпинча куруқликда ёки денгиз тубида характерли геоморфологик ифода-ланган муайян таркибли ётқизиқлар мажмуаси (Крашенинников, 1983): маҳаллий шароитга қараб турли хил тўпланиш шакллари ёки уларнинг модификацияларида намоён бўладиган. маълум экзоген геологик вулқон, кимёвий, биологик, механик жараёнлар натижасида ҳосил бўлган ётқизиқлар (Фролов, 1993). Генетик турлар оддий ёки мураккаб бўлиши мумкин.

**Геокриология** –криолитозонадаги ҳодисаларни ўрганувчи фан.

**Гидроген жараёнлар-**бу сув массасининг кинетик энергияси асосий динамик агент сифатида иштирок этувчи жараёнлардир.

**Глобал седиментогенез зоналари-**китъанинг муайян седиментогенез (литогенез) тури кечадиган ҳамда у билан боғлиқ глобал седиментогенез зонасининг бир қисми сифатида қараладиган. фақат деталлари билан фарқланувчи океан седиментогенез тури билан таққосланувчи табиий зоналари (Лисицин, 1991).

**Чуқур ер ёриқлари** – эни бир неча ўнлаб километрларга етувчи, узунлиги эса бир неча юз ва минг кмга чузилган, юқори мантиягача боровчи ер қобиғининг йирик блокларининг ҳаракатчан чоклари зоналари.

**Гляциал (музлик) муҳит-**бу муз билан белгиланадиган муҳит.

**Гляциал (музлик) тайёрлаш-музлик нураши,** музлик ташиши, музлик тўпланиши.

**Гляциодиагенез** -муз табиатли чўкинди материалларнинг диагенез босқичида ўзгариши.

**Гляциогравититлар**-музлик зоналарининг седиментация шароитлари билан боғлиқ алоҳида чўкинди ҳосилалар.

**Гляциология (музликшунослик)**-қуруқлик ва денгиз музликларини ўрганувчи фан.

**Гляционизостазия** —муз юкламасидан келиб чиқадиган вертикал ҳаракат.

**Гравитацион жараёнлар**-асосан оғирлик кучи билан боғлиқ жараёнлар.

**Гравититдар** (синоними автокинетик) - гравитация ёки автокинетик оқимлар ётқизиқлари

**Катагенез градациялари**-органик модда (ОБ) параметрларини: витринитнинг қайтариш хусусияти, ОМ кўмирлашганлик даражаси ва ш.к. ўрганиш орқали аниқланадиган катагенез бўлимлари:

**Грейнитлар** - донали оқимлар чўкиндилари бўлиб, кўпинча гравелитлардан тортиб ғўлатош, алевролит, пелит аралашмалари билан мавжуд майда-ўрта донали қумтошларгача бўлган ётқизиқлар билан ифодаланади; текстураси яхлитдан градациялигача, кўпинча инверсион градацияга эга бўлади.

**Дебритлар** — сувости пастасимон (дебризли) оқимлар ётқизиқлари. Дебритларнинг гранулометрияси кенг ўзгаради; текстураси қатламсиз, массив ва баъзан градацион тузилишга эга. Жинслар: пуддингли брекчиялар, конгломератлар, ғўлакли алевролитлар, тиллитсимон конгломератлар.

**Диамиктитлар**-дағал қисми муз материаллари билан боғлиқ бўлган, майда қисми эса муз бўлмаган жараёнлар билан боғлиқ ётқизиқлар. А.П.Лисицинга кўра, музлик жинсларини ташкил қилувчи чўкиндиларнинг дағал ва майда таркибий қисмлари

**Дивергенция** - ажралиш.

**Дрифтлар**- оғир шур сув туби оқимлари ва чуқурлик чўкиндилари таъсирида юзага келадиган чўкинди сув ости денгиз тизмалари.

**Дробстон-эриган айсберглар** маҳсулоти сифатида ажрагилган ётқизиқлар.

**Катабатик шамоллар**-музлик гумбазидан пастга қараб зич ҳавонинг ҳаракати натижасида содир бўладиган шамоллар; улар

музликлар юзасидан пастга оқиб тушади, бир текис йўналган бўлиб, тезлиги (50 - 90 км/с гача) билан аҳамиятлидир.

**Гравитацион-шўр катагенези (галокаатагенез)** - тоғ жинслари орасидаги ва уларга тузли ётқизиклардан сизиб ўтадиган рапа орасидаги ион алмашилиш реакциялари натижасида ривожланадиган жараён.

**Инфилтрацион катагенез-резервуар қатламлари геокимёвий реакцияларини ривожлантиришнинг асосий аренаси** бўлиб хизмат қиладиган жараён бўлиб, уларни ажратувчи тўсиқ жинслар резервуар сувлари таъсирида резервуарларда ривожланадиган ўзгаришларни анча кам акс эттиради.

**Аралаш катагенез-инфилтрация ва элизион хусусиятларнинг белгиларининг мураккаб интерференцияси билан характерланадиган жараён**; турли гидрогеологик режимларнинг мураккаб алмашилиб турадиган гумид минтакаларининг чуқинди ҳавзаларига хосдир.

**Элизион катагенезга газ - сув суюқликларининг ички қайта тақсимланиши**, яъни уларнинг гиллардан қумтошларга ўтишига сабаб бўлади: минерал ҳосил қилувчи эритмалар таркиби гил қатламларининг жадал чуқиши ва чуқишдан кейинги трансформацияси вақтида ҳосил бўлади.

**Конвергенция -яқинлашиш.**

**Контур оқимлар-континентал тоғ этақларини изобатларини такрорлаб (изобат бўйлаб) ҳаракатланадиган оқимлар.** Контуриглар - материк этагида контур оқимлари ҳосил қилган ётқизиклар.

**Литогенезнинг криогенли тури-қуруқликда ва денгизларда.** музлаш ва музланиш таъсирида содир бўладиган чуқинди жараён (криолитогенез).

**Криозоллар** - денгиз музлари таркибидаги чуқинди материал; муздаги муаллақ модда концентрацияси 8-1600 мг/л га етади.

**Криоконитлар-муз массасига ёпишган чуқинди ёки чуқинди модда.**

**Криолитозона-литогенезнинг ўзига хос тури** - криолитогенез амалга ошириладиган майдон (зона) бўлиб, у субзоналарга бўлинади: қуруқлик криолитозонаси ва денгиз криолитозонаси.

**Криолитосфера**-ернинг қаттиқ музлаган ёки салбий ҳароратли қобиғи (литосферага ўхшаш).

**Криосфера**-ернинг атмосфераси, гидросфераси ва биосфера салбий ёки нол ҳароратда ўзаро таъсирлашадиган қобиғи ва қаттиқ фазадаги сувнинг мавжудлиги; унинг қуйи чегараси 4-5 км га етади.

**Криофил планктон ва бентос**-кутб дивергенция зоналарида мавжуд бўлган кремний таркибли органик жамоалар.

**Шиддатли седиментация** -чўкинди материалнинг жуда тез тупланиши ва янги хоссаларни олиш жараёни.

**Океандаги ландшафт (палеогеографик)** - таркибий қисмларининг хусусиятлари билан, яъни палеогеографик тузилиши билан бошқа қисмлардан сифат жиҳатидан фарқ қиладиган нисбатан бир жинсли океан қисми (Емелянов, 1998, с. 44).

**Ландшафт** - "чўкинди тупланиш муҳити" геологик тушунчасига мос келадиган геоморфологик тушунча (палеогеографик фация).

**Музлик сути-муз бириккан (киритилган) пелит материал.**

**Океанларнинг тасмали геохимёвий ландшафтлари**- кимёвий компонентларнинг миграция механизми ва шакллари аста-секин ёки кескин бузилган чегаралар.

**Лизоклин** - эриш тезлигининг кескин ўзгариш даражаси.

**Лимология** - (лотин тилида limos-чегара маъносини англатади) - табиатда хилма-хил бўлган атроф-муҳитдаги чегаралар ва бўлинмалар тизими ва уларда содир бўладиган жараёнлар ҳақидаги фан.

**Линеаментлар** -ер пўстининг қадимги заифлашган зоналари (Г.Штилле бўйича).

**Литогенез**- чуқиндиларнинг ҳосил бўлиш (седиментогенез), чуқинди тоғ жинслар (диагенез) га айланиш, чуқинди тоғ жинсларининг кейинги метаморфик жинсларгача ўзгариш (катагенез, метагенез) жараёнлари мажмуи (Справочник по литологии, 1983); замонавий тушунчаларга кўра, литогенез- диагенез, катагенез ва метагенез босқичларидан метаморфизмгача содир бўладиган тоғ жинсларининг ҳосил бўлиш жараёнлари (Тимофеев, 2000).

**Литогеодинамика** -ўтмишнинг геодинамик режимларининг литологик кўрсаткичларини ўрганувчи фан.



**Литодинамика-литосферанинг каттиқ моддаларининг турли экзоген физик ва геодинамик жараёнлар таъсирида ҳаракатланиш жараёнлари** (В.В.Лонгинов, 1973).

**Литосфера плиталари литологияси** ёки мобилистик литология - Ер фанларида янги йўналиш. А. П. Лисицинга кура – бу литосфера плиталари тектоникаси назарияси, денгиз ва океанларда замонавий чуқинди жараён ҳақида сунгги кашфиётлар маълумотлари, атмосфера, криосфера, чуқур денгиз бурғулаш маълумотлари, ахборотларни қайта ишлашнинг янги усуллари, Ернинг турли қобикларини чуқинди жараёнларини моделлаштириш ҳамда турт ўлчовли гадқикотларни ривожлантириш каби бир неча геология йўналишлари ва назарияларини синтезига асосланган геологик билимларнинг янги тармоғи ҳисобланади.

**Метагенез** (атамани ҳаммаям қабул қилмайди) - эрта метаморфизм ва катагенез (Н. М. Страхов бўйича); мустақил босқич (А. Коссовская ва Н. В. Логвиненко бўйича); чуқишнинг максимал чуқур катагенези кичик босқичи ёки катагенезга устма-уст тушган динамотермал метаморфизмнинг дастлабки кичик босқичи (О. В. Япаскурт бўйича).

**Денгиз музликлари** (марино-музликлар) ётқизиклари- музликларнинг ташиш фаолияти билан боғлиқ чуқиндилар.

**Денгиз муз ётқизиклари**- уларнинг ҳосил бўлиши денгиз музлиги фаолияти билан боғлиқ.

**Нейстон-гулқинлар** туфайли сув юзасида сузадиган денгиз организмлари.

**Нектонлар**-оқимлардан мустақил ҳаракатланадиган организмлар.

**Неотерриген, необиоген ёки неохемоген ётқизиклар** – шельфа янги олиб келинган, янги тўпланган ёки ҳосил бўлган ётқизиклар.

**Олистостромлар** - ер сурилиши (қулаш, кучиш) жараёнларида содир бўладиган ётқизиклар.

**Океан тропосфераси** - сувнинг юқори 200 м қалинликдаги қатлами бўлиб, унга кенглик бўйлаб ҳаракатга келтирувчи атмосфера ҳаракатлари таъсир қилади. Океан тропосфераси биогенли чуқиш жараёнларининг қандай кечишини белгилаб беради.



**Седиментации** (седиментогенез) - гипергенез (модда ишлаб чиқариш), мотогенез (модда ташиш) ва унинг чўкма шаклида тўпланиши босқичларидан иборат жараён.

**Чўкинди хавзалар** (Ернинг чўкинди системалари)-бу тушунчага қуйидаги қисмларни ўз ичига олувчи ҳавза ва бутун шаклланиш системаси киради: 1) чўкинди йиғувчи, 2) ташувчи, 3) тупловчи.

**Палеобассейн** (ўтмишдаги геологик чўкинди ҳавза)-ер пўстининг алоҳида қисми (собиқ седиментосфера) нинг қайта тикланган тектоник-седиментологик модели.

**Пангея** - 200 миллион йил олдин мавжуд бўлган барча континентал тузилмалардан иборат гипотетик ягона қадимий суперконтинент.

**Пелагитлар**-океанларнинг чуқур-сув вилоятларида ҳосил бўладиган чўкиндилар.

**Пелаген депрессиялар**-дастлаб Қора денгиз ва Каспий денгизи учун аниқланган катта ўлчамдаги структуралар синфи бўлиб, чўкинди копламининг кескин ошган қалинлиги (10-22 км) ва юқори мантия ер қобиғининг аномал тузилиши билан характерланади. Депрессиялар чуқур тик ва поғонасимон бортлар эга қосасимон бўлиб, баъзан катта стратиграфик даипазондаги ётқизиклари билан тўлдирилган мулдаларга бўлинади.

**Бирламчи генетик хўсусиятлар** - седиментогенез босқичида ҳосил бўлган белгилар.

**Петрофонд**- ювилиш ҳудудлари тоғ жинсларининг таркиби Атама 1963 йилда И.В.Хворова томонидан киритилган.

**Пиолин**-сув муҳитида зичликнинг сакраш катламлари.

**Планктон** (юнонча: "эркин сузувчи")-пассив ёки ёмон сузувчи ҳайвонлар ва ўсимликлар, одатда, жуда кичик, сув массасида яшайди.

**Плюм** (синоним-машъала) - пастки денгиз оқимлари билан горизонтал тарқаладиган сув ости газ-гидрогермалар чиқиши жойлари. Денгиз ва океанларнинг кўп жойларида аниқланган. Уларни тушириш жойларидан юзлаб метр узоқликда кузатиш мумкин. Улар 500 м гача баландликка чиқа олади ва чиқиш ўлчамлари диаметри 300 м га тенг. Атрофдаги сувларда газнинг аномал таркиби кузатилади; рН 7,6 дан 7,7 гача ўзгаради ва шўрланиш 34,02 дан 33.59 ‰гача ўзгаради.

**Сув ости канонлари** - ҳам шельфни, ҳам континентал чекка ён багирларини кесиб ўтувчи океан туби эрозион рельеф формаси; одатда, улар тик деворли бўлади.

**Тоғ жинслари ҳосил бўлиши**- литогенез; диагенез, эрта ёки дастлабки, урта ва кеч ёки чуқур катагенез, эрта ва кеч метабенез босқичларини ўз ичига олади. Бу жараёнлар чуқинди ётқизиклар билан тўлдирилган катта тектоник структура деб тушуниладиган тоғ жинслари ҳосил бўлиши ҳавзасида амалга оширилади.

**Псевдотиллитлар** - музлик билан боғлиқ бўлмаган тиллитсимон ётқизиклар.

**Птероподалар-қориноёқлиларнинг** эркин сузувчи тури, пелагик организмлар жамоасининг муҳим аъзоси.

**Регрессив - катагенетик трансформациялар**-паст ҳароратли-регрессив - катагенетик ёки юқори ҳароратли-метаморфик инверсион блок ва қатлам дислокациялари шароитида содир бўладиган ўзгаришлар.

**Резистатлар** - нураш жараёнида юзага келадиган компонентлардан биридир. Она жинсларининг трансформацияси давомида учта фракция ҳосил бўлади: эриган моддалар, янги ҳосил бўлган минераллар, нисбатан барқарор тоғ жинслари ҳосил қилувчи компонентлар ёки резистатлар.

**Реликт ётқизиклар** - реликт, яъни, қайта ётқизилмаган, лекин денгиз қайта ишлаган қазилма ётқизиклар.

**Реликт-қайта ётқизилган жинслар-чуқинди материалнинг** ювилиши ва сезиларли қўчиши натижасида ҳосил бўлган ётқизиклар.

**Реомобиллашган қобик** - ички иссиқлик натижасида стратифера қизиши туфайли содир бўладиган қобик.

**Маъдан ҳосил қилувчи гидротермал тизим-маъданларни** ҳосил қилиш билан боғлиқ бўлган тизим.

**Седиментогенез**-ер юзасида содир бўладиган ва литосферанинг илгари мавжуд бўлган қаттиқ минерал массаларини қайта ишлаш туфайли янги чуқинди ҳосилаларнинг пайдо бўлишига олиб келадиган ҳодисалар мажмуи(Н. М. Страхов буйича).

**Седиментация ҳавзаси**-ер юзасининг чуқинди тўпланадиган қисми; у охириги седиментация майдонини ҳам,

материкни сафарбар қилиш ва ташиш майдонини ҳам ўз ичига олади.

**Сейсмитлар-сейсмик** жараёнлар, хусусан зилзилалар (Зейлехер буйича) вақтида содир бўладиган чўкинди ҳосилалар.

**Серицит-катагенез, метакатагенез** ва дастлабки метаморфизм босқичларида иллитнинг ўзгариши пайтида ҳосил бўлган гидромусковит аналоглари (Фролов, 1993).

**Сингенез**-бу чўкинди тулланиши билан синхрон бўлган муҳитда ёки унга яқин бўлган ўзгаришлар; у табиатда чўкинди ва чўкинди муҳит ўртасидаги муносабатларнинг намоён бўлишининг энг муҳим шаклларида бири (Рухин буйича, 1953). Сингенезнинг физик-кимёвий муҳити чўкма муҳити билан деярли бир хил.

**Замонавий чўкинди хавзаси-денгиз** ёки континентал чўкиндиларнинг мажмуаси тулланиши билан ёки тулланишда давом этаётган ер қобиғининг депрессив тузилмаси.

**Сокситлар-жинсларнинг** катта блоклари; "мачинитлар" атамасига ўхшаш.

**Спрединг**-ўрта океан тизмаларининг фаол зоналарида ер қобиғининг кенгайиши.

**Стагнация** – турғун шароит, гиллар (қора сланец) ҳосил бўлишига ҳамроҳ бўладиган турғунлик шароити.

**Стадиал таҳлил**- замонавий литологик тадқиқотларнинг муҳим таркибий қисмларидан бирidir. Унинг тамойиллари ҳар қандай кузатишган чўкинди тоғ жинслари ўзининг бошланғич ҳолатида сақланиб қолмаслиги асосланади, чунки у доимо тоғ жинсларининг бутун геологик тарихи давомида ўзгарувчан физик, кимёвий ва термобарик шароитлар билан мувозанатлаштиришга интилишида ўзгаришларга учрайди. Унинг моҳияти Н.М. Страхов томонидан шакллантирилган (1960-1962): "Стадияли таҳлил эпигенез, диагенез ва седиментогенезда ҳосил бўлган жинслар аниқлай олишдан иборат". Бу белгилар тоғ жинсларининг моддий таркиби, унинг структуравий ва текстуравий хусусиятларида ифодаланиши мумкин. Стадияли анализнинг мақсади тоғ жинсларини ҳосил қилган дастлабки чўкиндиларнинг бирламчи хусусиятларини тиклаш.

**Стратисфера**- Ернинг бутун географик тарихи давомида пайдо бўлган, денудациядан сақланиб қолган ва метаморфик

жинслар ҳолатига ўтмаган чўкинди жинслар туплами " (Пустовалов, 1940, с. 26).

**Субдукция**-ўсаётган океан қобиғининг қитъанинг бир қисми билан тўқнашиши ва унинг қитъанинг остига шўнғиши.

**Суспензиялар**-суспензиядан чуқкан чўкмалар.

**Темпеститлар** - бўрон ётқизиқлари.

**Термоклин**-сув муҳиtida ҳароратнинг сакраш қатлами; у одатда ички денгизларда 30-80 м ва океанларда 30-200 м чуқурликда жойлашган.

**Тефра** – бушоқ пирокластик материал.

**Тефрондлар** – литификацияланмаган қайта ётқизилган пирокластик материаллар.

**Литогенез турлари**-асосан иқлим принципи бўйича Н. М. Страхов томонидан аниқланган чўкинди жараённинг турлари.

**Тиллитлар** - сараланмаган, дағал донали литификацияланган мореналар, шунингдек, музлик-денгиз ётқизиқлари; улар ортотиллитлар-куруқлик фракциялари ва паратиллитлар-денгиз фракцияларига бўлинади.

**Тиллоидлар** - турли генезисдаги тиллитга ўхшаш жинслар: куруқлик музлик ётқизиқлари, тиллитлар ёки уларни қайта ишлаш маҳсулотлари ҳамда музлик-денгиз (айсберг) ётқизиқлари.

**Океан тропосфераси** - океан сувининг энг устки қисми, асосий термоклин устидаги қатлам.

**Турбидитлар**-суспензия (лойқа) ва турбидит оқимлари ётқизиқлари. Суспензиянинг зичлиги 0,025-3 дан 50-250 г/л гача ўзгаради. Типик турбидитлар ҳар хил гранулометрия материаллари аралашмасидан иборат бўлиб, характерли куп қатламни ташкил этади. А.Х. Боум томонидан унинг беш интервалдан иборат тузилишини тавсифий модели таклиф этилган.

**Фация** - таркиби ва шаклланиш шароитлари билан бир хил ёшдаги қўшни ётқизиқлардан фарқ қилувчи ётқизиқлар (Крашенинников, 1984). Фациялар ва генетик типларнинг фарқи шундаки, улар ўзига хос стратиграфик бирликларда (ва чегараларда) ажралиб туради, генетик типларни эса ажратиш ва қўриб чиқишда ўзига хос ёш оралиғига эга бўлмайди.

**Ката-ёки метagenез фациялари**- жинсларнинг эпигенетик ривожланишининг маълум босқичларида вужудга келган ва

барқарор мавжуд бўлган янги ҳосил бўлган структуравий ва минералогик хусусиятлар мажмуи билан характерланидиган ўхшаш кимёвий таркибли жинслар жамоаси.

**Филогенетик минерал қаторлари** - минералларнинг босқич ўзгаришлари туркуми. Ҳар бир қаторнинг бошида илк манба компоненти, охирида эса - уни ўзгарган маҳсулоти кўрсатилади. Биотит серияси каби ўтиш гуруҳи сериянинг бошланғич ва якуний аъзолари ўртасида жойлаштирилади.

**Флуксотурбидитлар** – зич окимлари ётқизиқлари (50 - 250л/г).

**Эвфотик зона**-фотосинтез содир бўладиган зона.

**Эпигенез** - тоғ жинсларининг ташқи манбадан келадиган турли табиатли эритмалар билан ўзаро таъсири туфайли содир бўладиган жараёнлар: гидротермал, инфильтрация ва бошқалар. (А. И. Перелманга кўра); чуқинди қатламлар чуқинди ҳавзаларда чуққанда содир бўладиган ўзгаришлар, яъни метаморфик жинсларга айланишидан олдин чуқинди жинсларнинг барча постдиагенетик ўзгаришлари. "Эпигенез" атамаси кенг маънода чуқинди қатламдаги ўзгаришларни, жумладан чуқинди жинслар ва улардаги резервуар суюқликларини тавсифлаш учун ишлатилиши керак ва стадиал ва устма-уст тушувчи жараённи қамраб олувчи умумий атама сифатида қаралиши керак.

**Эпигенетик таҳлил**- стадиал эпигенез ва устма-уст тушувчи эпигенезнинг ўзгаришларини ўрганишни ўз ичига олади.

**Стадиал эпигенез** - чуқинди ҳавзанинг ботиш босқичларида содир бўладиган трансформациялар. Унинг жараёнлари асосан энергия жиҳатидан ҳам, модда жиҳатидан ҳам автоном бўлади. Я.Э. Юдовичга кўра, уни аутиген эпигенез деб аташ мумкин.

**Эпигенезнинг устма-уст тушиши**- суюқликка тутувчи системаларнинг очилиши содир бўлганда, ҳавза инверсиясининг сўнгги босқичларида рўй берадиган ўзгаришлар, ер ёриқлари ва дарзликлар ҳосил бўлиб, катта антиклинал структуралар ўсади. Тажовузкор суюқликлар юқорига интилиб, кириш-чиқариш, оксидланиш-қайтарилиш, ва ш.к. фаол жараёнларга сабаб бўлади. Я.Е. Юдович буйича, бу аллотиген эпигенез ҳисобланади.

**Нормал стадиал эпигенез** - геотермал градиентли 3/100 м дан кам бўлган 50м/млн.йил чуқиш тезликларда содир бўладиган эпигенези

**Жадал стадиал эпигенез** - платформанинг фаоллашган қисмларида чуқур иссиқлик оқими туфайли геотермик градиентда юзага келадиган ўзгаришлар.

**Секинлашган стадиал эпигенез**-суюқ ва газ қисмларининг чиқиши қийин бўлган чўкинди ҳавзадаги ўзгаришлар.

**Регрессив эпигенез** -стадияли ўзгаришлар, барча мумкин бўлган локал жараёнлар билан мураккаблашган эпигенез.

## АДАБИЁТЛАР РЎЙХАТИ

1. Андреичева Л.Н. Генетические типы ледниковых отложений на европейском северо-востоке России // Материали И Всерос. литол. совещания «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». М., 2000. Т.1.
2. Афанасев С.Л. Классификация типов литогенеза // Обстановки осадконакопления и их эволюция/Отв.ред. Ю.П. Казанский. М.: Наука, 1984.
3. Барабанов В.Ф. Геохимия. Л.: Недра, 1985.
4. Гайгалас А.С. Седиментологические провинции классификации гляциальных отложений // Методология литологических исследований. Новосибирск: Наука, 1985.
5. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1, Т. 2.
6. Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981.
7. Данилов И.Д. Криолитогенез и его отличительные черты // Литология и полезные ископаемые. 1990. №1.
8. Долотов Ю.С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадкообразования. М.: Наука, 1989.
9. Живаго В.Н., Богданов Ю. А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами. Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974.
10. Ежова А.В., Литология. Издательство Томского политехнического университета, 2009
11. Казанский Ю.П., Ван А.В., Кашик С.Л. и др. Осадочные породы (сравнительная седиментология). Новосибирск: Наука, 1994.
12. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. СПб.: Недра, 1993.
13. Котелников Д.Д., Домбровский М.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. №6
14. Крашенинников Г.Ф. Эволюция учения Л.П. Пустовалова о поверхностной осадочной дифференциации вещества // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. №10.
15. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М., 1971.
16. Лаврушин Ю.А. Некоторые общие вопросы моренного седиментогенеза // Процессы континентального литогенеза / Отв. ред. Е. В.Шанцер. М.: Наука, 1980.
17. Левитан М.А. Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1980.
18. Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974.
19. Лисицин А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991.
20. Лисицин А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994.

21. Лисицин А.П. Литология литосферных плит // Геология и геофизика, 2001. Т. 42, № 4.
22. Лисицин А.П. Гидротермальные системы Мирового океана — поставка Эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993.
23. Литогеодинатика и минералогия осадочных бассейнов / Отв. ред. А. Д. Шчеглов. СПб.: Изд-во Всерос. геол. ин-та, 1998.
24. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1984.
25. Логвиненко Н.В., Бергер М. Г. О классификации осадочного процесса // Изв. АН СССР. 1980. №5.
26. Медведев В.С., Потехина Е.М. Количественное распределение и динамика взвеси в юго-западной части Карского моря // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1950.
27. Милло Ж. Геология глин. Л.: 1964.
28. Михайлов Б.М. Гипергенная стадия литогенеза и ее металлогения // Материалы II Всерос. литол. совещания «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». М., 2000. Т. 1.
29. Нешиба С. Океанология: Современные представления о жидкой оболочке Земли / Пер. с англ.; Под ред. В. А. Буркова. М.: Мир, 1991.
30. Петгиджон, П.Поттер, Р.Сивер. Пески и песчаники. М.:1976.
31. Попов В.И. и др. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., 1968.
32. Попов В.И., Запрометов В.Ю., Хусанбаев Д.И. Динамические фации. Ташкент, 1988.
33. Попов В.И., Запрометов В.Ю., Филиппов А.А. Теплоклиматические фации континентальной ступени. Ташкент, 1989.
34. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород: В 2 ч. М.: Гостоптехиздат, 1940.
35. Рейнек Г.Е., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: 1981.
36. Романовский С.И. Литогеодинатика осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во Всерос. геол. ин-та, 1996.
37. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., 1969.
38. Сергеева Е.И. Современное состояние теории литогенеза. Ревизия некоторых основополагающих ее положений и методических подходов к исследованию осадочных пород // Тез. докл. Междунар. конф. «Проблемы осадочной геологии». СПб., 1998.
39. Сергеева Е.И., Шванов В.Н. Современные континентальные осадки. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1989.
40. Сергеева Э.И., Платонов М.В. О некоторых особенностях высокоплотностной седиментации и связанных с ней текстур // Литология и палеогеография. Вип. 5 / Под ред.



41. Сергеева Э.И., В.Н.Шванова. Современные осадки. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 1997.
42. Справочник по литологии / Отв. ред. Н. Б. Вассоевич. М.: Недра, 1983.
43. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1; 1961. Т. 2; 1962. Т. 3.
44. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их Эволюция в истории Земли. М., 1963.
45. Тимофеев П.П. Проблемы литологии // Литология и полезные ископаемые. 1987. №3.
46. Трифонов Г.Ф. Проблемы законов в геологических науках // Материали И Всерос. литол. совещания «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». М., 2000. Т. 2.
47. Трифонов Г.Ф., Еремеев В.В. Емпирическое и теоретическое в геологии // Материали И Всерос. литол. совещания «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». М., 2000. Т. 2.
48. Фролов В.Г. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984.
49. Фролов В.Г. Литология: В 3 т. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. Т. 1; 1993. Т. 2; 1995. Т. 3.
50. Фролов В.Г. Глобалность виветрирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 1994.
51. Хворова И.В. Фации подводних гравититов // Генезис осадков и фундаментальные вопросы литологии/Отв.ред.В.Н.Холодов. М.: Наука, 1989.
52. Черкашов Г.А., Краснов С.Г., Егизаров Б.Х. и др. Гидротермально-осадочные и гидротермальные рудные образования в Мировом океане. М.: Изд-во Всесоюз. ин-та минер, сырья, 1985.
53. Чистяков А.А., Щербачев Ф.А. Современные представления о генетической классификации морских четвертичных отложений и возможности ее использования при картировании. М.: Изд-во Всесоюз. ин-та минер, сырья, 1983.
54. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Труды Геол. ин-та АН СССР. 1966. Вип. 1.
55. Шевченко В.П., Северина О.В., Маёрова Н.Г., Иванов Г.В. Количественное распределение и состав взвеси в Естуарии Оби и Енисея // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 1996. №3.
56. Шило Н.А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального пороодообразования // Труды Сев.-Вост. науч.-исслед. ин-та. 1971. Вип. 38.
57. Эгамбердиев М.Е. Нефтьгазоносные фации мезозоя и палеогена. Ташкент. ФАН. 1981. С. 1-158.
58. Эгамбердиев М.Е. Литолого-палеогеографические исследования мезозойских продуктивных горизонтов Южного Узбекистана с целью прогноза неантиклинальных ловушек нефти и газа. Ташкент. ФАН. 1986.

## МУНДАРИЖА

### I-ҚИСМ

|                                                                                             |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1-боб. Ер тарихида литогенез. Тадқиқотлар тарихи.....                                       | 3   |
| 2-боб. Гипергенез - янги литогенетик цикл учун материаллар тайёрлаш босқичи.....            | 18  |
| 3-боб.; Седиментогенез – материалларнинг ювилиш, ташилиш ва чўкмага ўтиши босқичи.....      | 37  |
| 3.1. Чукинди ҳосил бўлиш, ташилиш ва охириги ҳавзада чўкмага ўтишининг энергия манбаси..... | 37  |
| 3.2. Континентал поғонада чукинди ҳосил бўлиши.....                                         | 49  |
| 3.3. Океан седиментогенези.....                                                             | 93  |
| 3.4. Токонтинентал поғонада чукинди ҳосил бўлиши.....                                       | 111 |
| 3.5. Океан поғонасида чукинди ҳосил бўлиши.....                                             | 133 |
| 4-боб.; Чукинди моддалар дифференциацияси.....                                              | 145 |
| 4.1. Чукинди дифференциацияси тушунчаси ва турлари.....                                     | 145 |
| 4.2. Ҳозирги замон чукинди ҳосил бўлиш тезлиги ва мутлоқ массаси.....                       | 160 |
| 4.3. Ер тарихида чукинди ҳосил бўлиш (литогенез) эволюцияси.....                            | 166 |
| 4.4. Фанерозойдаги асосий иқлимий ҳодисалар ва уларнинг белгилари....                       | 183 |
| 5-боб.; Диагенез – бўшоқ чукиндиларнинг чукинди жинсларга айланиш босқичи.....              | 213 |
| 5.1. Гумид ва океан чукиндиларининг субаквал диагенези.....                                 | 213 |
| 5.2. Арид седиментогенези ҳавзалари чукиндиларининг диагенези;                              |     |
| 5.3. Субаэриал диагенез (экзодиагенез).....                                                 | 229 |
| 5.4. Диагенезнинг геокимёвий фациялари.....                                                 | 231 |
| 5.5. Диагенетик газ ҳосил бўлиши.....                                                       | 334 |
| 6-боб.; Катагенез ва метагенез.....                                                         | 245 |
| 6.1. Катагенез омиллари.....                                                                | 252 |
| 6.2. Катагенез босқичи.....                                                                 | 252 |
| 6.3. Метагенез босқичи.....                                                                 | 281 |

### II ҚИСМ

|                                                                              |     |
|------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 7-боб.; Чукинди жинслар петрографияси.....                                   | 290 |
| 7.1. Ер юзасида ва литосферада чукинди жинсларнинг тарқалиши.....            | 290 |
| 7.2. Чукинди жинсларнинг таркибий қисмлари.....                              | 291 |
| 7.3. Чукинди жинсларнинг таснифи.....                                        | 305 |
| 7.4. Чукинди жинслар структураси ва текстураси.....                          | 313 |
| Атамаларнинг қисқача луғати (Литологиянинг асосий тушунча ва атамалари)..... | 343 |
| Адабиётлар рўйхати.....                                                      | 355 |

АБДУЛЛАЕВ Ғ.С., ЧИНИКУЛОВ Х. ХАЙИТОВ Н.Ш,  
ДЖАЛИЛОВ Г.Г., ШАРАФУТДИНОВА Л.П., ШПОРА Л.Д.

## ЛИТОГЕНЕЗ АСОСЛАРИ

ДАРСЛИК

Мухаррир *Ахтам Рузимуротов*  
Бадий мухаррир ва  
техник мухаррир *Дилмурод Жалилов*  
Сахифаловчи *Мадина Абдуллаева*  
Мусаххих *Низора Ғаниева*

Нашриёт лицензияси АИ № 315. 24.11.2017.  
2020-йил 24-сентябрда босишга рухсат этилди.  
Бичими 60x84 1/16. Times New Roman гарнитураси.  
Офсет босма. 16.75 шартли босма табоқ. 14,45 напш табағи.  
Адади 100 нусха. 145 ракамли буюртма.  
Баҳоси шартнома асосида

YOSHLAR NASHRIYOT UYI.  
Шайхонтохур тумани, Навоий кўчаси, 11-уй.

«Yoshlar matbuoti» МЧЖда чоп этилди.  
100113. Тошкент, Чилонзор-8, Қатортол кўчаси, 60.

ISBN 978-9943-6680-5-8



9 789943 668058