ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ

Қ.И. Сәтбаев атындағы
Қазақ ұлттық техникалық зерттеу университеті

Ә. Б. Байбатша
Г. С. Шакирова

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЖӘНЕ ТӨРТТІК ГЕОЛОГИЯСЫ

Қазақстан Республикасы Білім және ғылым министрлігі
оқулық ретінде ұсынған

Алматы 2016

ӘОЖ 551.4(075)
КБЖ 26.823я7
Б 17

Пікір жазғандар:
Рақышев Б.М., «Қ.И. Сәтбаев атындағы геологиялық ғылымдар институты» ЖШС лаборатория меңгерушісі, геол.-минер. ғыл. док-ры, профессор;
Құсайынов С.А., әл-Фараби атындағы ҚазҰУ профессоры, геол.-минер., ғыл., кандидаты;
Жакупова Ш.А., «Қ.И. Сәтбаев атындағы геологиялық ғылымдар институты» ЖШС АҒҚ, геол.-минер., ғыл., кандидаты;
Мұстапаева С.Н. – PhD док-ры, ҚазҰТЗУ.

Қазақстан Республикасы Білім және ғылым министрлігінің 2016 жылғы жоспары бойынша басылды

Байбатша Ә.Б.

Б17 Геоморфология және төрттік геологиясы. Оқулық./ Ә.Б. Байбатша, Г.С. Шакирова. – Алматы: - ҚазҰТЗУ, 2016. -360 б. Сурет - 49. Кесте - 12. Библиогр. тізімі - 30 атау.
ISBN 978 – 601 – 228-927-5

Оқулық үш бөлімнен тұрады және пәннің мазмұнын толық қамтиды. Бірінші бөлім Геоморфологияға арналып, мұнда оның жалпы түсінігі мен мәні, оның зерттеу тақырыбы мен нысандары және зерттеу әдістері берілген. Бедер қалыптастырушы эндогендік және экзогендік процестердің мәні ашып көрсетілген. Бұл процестердің төрттік түзілімдерін қалыптастырудағы мәні, осы ерекше түзілімдердің генетикалық және стратиграфиялық жіктелімі, оларды зерттеу және карталау әдістері, табиғатта кең таралғанымен белгілі өзен аңғарларының морфологиялық элементтері, террасалары мен түзілімдері, олардың практикалық мәні сипатталған.

Екінші бөлім Қазақстан төрттік геологиясына арналған. Мұнда төрттік түзілімдерінің генетикалық және стратиграфиялық жіктелімі мен аталымы, зерттеу әдістері, оларды картаға түсіру, геологиялық және практикалық мәні қарастырылған. Төрттік дәуірінің әр тарауындағы палеогеографиялық жағдайлар, сондай-ақ неотектоникалық процестердің геоморфология мен төрттік геологиясы қалыптасуына қосқан үлесі көрсетілген.

Үшінші бөлімде Қазақстан бедері оның әр өңірінде қалай қалыптасып, қалай дамығаны және қандай пішіндер жаралуына әкелгені сипатталған.

Оқулық - геология мен география мамандықтары бойынша оқитын студенттерге және осы саладағы мамандарға арналған.

ISBN 978 – 601 – 228-927-5 © Ә.Б. Байбатша, Г.С. Шакирова.
© Қ.И. Сәтбаев атындағы ҚазҰТЗУ, 2016 ж.

АЛҒЫ СӨЗ

Геоморфология және төрттік геологиясы жалпы Жер туралы ғылымдар циклінің бір саласы. *Геоморфология* [*geomorphology*] - Жер бедері туралы ғылым. Ол жер бетіндегі бедер пішіндерінің құрылымын (морфологиясын), өлшемдерін (морфометриясын), жаралуын (морфогениясын), жасын және түзілу тарихы мен қазіргі динамикасын зерттейді. Геоморфологияның *негізгі нысаны* жер бетінің қазіргі бедері мен оның даму тарихы.

Геоморфология геологиялық-географиялық ғылым ретінде жер беті немесе тұтастай алғанда Жер бедері пішіндерін, олардың жаралуын, сыртқы келбетін эволюциясын және географиялық таралу заңдылықтарын зерттейді. Геоморфология жалпы, өңірлік, қолданбалы және планеталық болып жіктеледі.

Жалпы геоморфология эндогендік және экзогендік процестердің өзара әрекеттесуі нәтижесінде пайда болатын сан қилы бедер пішіндерін зерделеп, оларды геоморфологиялық зерттеу және картографиялау әдістерін анықтайды. Бедердің сыртқы ерекшеліктерін морфография қарастырса, ал олардың сандық сипаттамасын морфометрия ескереді.

Геология қазіргі кезде мұнай және газ кенорындарын іздеуге де септігін тигізеді. Сондай-ақ жер пайдаланудың айрықша орын ала бастауына байланысты, морфометриялық әдістерді пайдалануға негізделген морфометрия саласы кең дамуға ие болуда.

Өңірлік (аймақтық) геоморфология белгілі бір нақты аумақта геоморфологиялық аудандау мәселелерін қарастырып, бедер пішіндері мен олардың морфологиясын, генезисін, жасын және географиялық таралуын зерделейді. Өңірлік геоморфологиялық зерттеулер арқылы бедер дамуының тарихы анықталып, оның негізгі кезеңдері бөлінеді және өткен заманның әрбір нақты уақыт кесіндісіндегі палеобедер (палеогеоморфология) қалпына келтіріледі.

Қолданбалы геоморфология бедермен және бедержасаушы процестермен байланысты әртүрлі практикалық мәселелерді

шешумен айналысады. Мұндай мәселелерге шашылымдарды, мұнай-газды құрылымдарды зерделеу және іздеу, жағалауларды игеру, топырақ эрозиясын, карст құбылыстарын зерттеу, өзен аңғарларын, оларды гидротехникалық мақсатта пайдалануды зерделеу және басқалар жатады.

Планеталық геоморфология Жер бедері ерекшеліктерін оны планета ретінде тұтастай алып және жер тобындағы планеталар бедерін зерделейді. Планеталық геоморфология өзінің зерттеулерінде геоморфологиялық әдістерді де (геоморфологиялық деңгейлер мен геоморфологиялық циклдерді, жас ерекшеліктерін, тарихи-геоморфологиялық талдауды, геоморфологиялық экспериментті, картографияны; морфодинамикалық, морфометриялық, морфоқұрылымдық, салыстырмалы морфологиялық, фациялық ауысулар, стационар геоморфологиялық байқаулар және басқа әдістер), және де сыбайлас ғылымдар (геология, география, биология, математика және басқа) әдістерін де пайдаланады.

Теңіздер мен мұхиттар геоморфологиясы соңғы кезде геоморфологияның жаңа саласы ретінде дамып келеді. Ол мұхиттар мен теңіздер түбі бедерінің жаралуын және дамуын зерделеумен айналысады.

Жер бетінің бедері - әртүрлі пішіндер жиынтығы, олардың белгілі құрылымы бар және оларға сыртқы агенттер мен Жердің ішкі күштері ұдайы әсер етеді. Осы себепті бедер пішіндерін оларды құрайтын таужыныстардың құрамы мен қасиеттерін және оған әсер ететін геологиялық процестерді білмей тұрып, оны зерттеуге болмайды.

Геоморфология бір жағынан, географиялық ортада белгілі бір жағдайда пайда болатын Жер бедерімен, ал екінші жағынан, осы бедер пішіндерін құрайтын геологиялық денелермен байланысты. Сол себепті геоморфологиялық зерттеулер негізінде географиялық және геологиялық әдістер болуымен сипатталады. Әрине, ол басқа ғылымдардың жетістіктері мен нәтижелерін, әсіресе компьютерлік модельдеуді, географиялық-ақпараттық технологияларды, ғарыштық зерттеулер арқылы жер бетін карталауды да пайдаланады.

I бөлім. ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЖӘНЕ ТӨРТТІК ГЕОЛОГИЯСЫ

1. ЖАЛПЫ МАҒЛҰМАТ

1.1. Геоморфологияның мәселелері мен салалары

Геоморфологияның басты мәселелері: 1) Жер бедерін жан-жақты зерттеу және оның пішіндерін сараптау. Бедер пішіндерінің морфологиялық жиынтығын анықтап, олардың өзара және геологиялық құрылымдар, континенттік шөгінділермен байланысын нақтылау; 2) бедер жасауға қатысқан эндогендік және экзогендік геологиялық процестерді анықтау, геологиялық және географиялық факторлардың әсерін айқындау, яғни Жер бедерінің генезисін анықтап, оның жіктелімін жасау; 3) Жер бедерінің даму тарихын айқындау; 4) Жер бедерінің практикалық мәнін бағалау, оның дамуын болжау, геологиялық құрылымы мен пайдалы казбалары туралы қосымша ақпарат беру.

Жер бедерін зерттеу негізінен басты үш бағытта жүргізіледі:

1) морфологиялық бағыттағы зерттеу арқылы бедер пішіндерінің сыртқы, яғни морфологиялық белгілерін, пландағы конфигурациясын анықтайды;

2) морфологиялық зерттеу бойынша бедер пішіндерінің өлшемдік сипатын, абсолют және салыстырмалы биіктіктерін, пландағы өлшемдерін, беткейлер еңістігін белгілейді;

3) тарихи-генетикалық, яғни морфогениялық бағыттағы зерттеу бедер пішіндерінің пайда болуын, даму тарихын, оның заңдылықтарын айқындап, ең басты және құнды ақпарат көзі болып табылады.

Геоморфологияның негізгі салалары:

1) жалпы геоморфология геоморфологиялық процестердің жалпы заңдылықтарын зерттейді;

2) өңірлік (аймақтық) геоморфология біршама нақты аумақтар бедерінің құрылымы мен дамуын зерттейді;

3) планеталық геоморфология геоид пішіндерін тұтастай немесе оның құрамдас бөліктері - континенттер мен мұхиттар бедерін зерттейді;

4) тарихи геоморфология – Жер бедерінің түзілу тарихын зерттейді;

5) құрылымдық геоморфология – тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде пайда болған бедер пішіндері мен жер қабығының құрылымында ерекшеленген бедер түрлерін зерттейді;

6) климаттық геоморфология – экзогендік геологиялық процестермен, негізінен климаттық жағдайлармен байланысты сипатталатын бедер пішіндерін зерттейді;

7) палеогеоморфология – өткен замандарда түзілген, қазір негізінен көміліп қалғандығына байланысты бұрғылау ұңғымалары және геофизикалық әдістер көмегімен анықтауға болатын бедер пішіндерін зерттейді;

8) тәжірибелік (эксперименттік) геоморфология – негізінен әртүрлі геоморфологиялық эксперименттер көмегімен зерттеулер жүргізеді;

9) ғарыштық геоморфология және салыстырмалы планетоморфология – әртүрлі планеталар бедерін салыстыра зерттейді;

10) экологиялық геоморфология – геологиялық және техногендік бедер пішіндерінің қоршаған орта мен қоғамға әсерін зерттейді.

Төрттік геологиясы негізінен төрттік жүйе геологиясын зерттейтін ғылым. Осы кезде адамзат пайда болып, табиғатқа өз ықпалын тигізе бастағандықтан, оны *антропоген кезеңі* деп, тарихи геологияның жеке бөлімі ретінде қарастыруға болады. Антропоген адамзаттың пайда болуына ықпал еткен табиғи жағдайлар және алғашқы адамдардың мәдени қалдықтары бойынша олардың даму сатылары мен географиялық таралуын зерттейді. Бұл атауды 1919 жылы А.П. Павлов ұсынған.

Антропоген жеке ғылым саласы ретінде алғашқы адамдардың мәдени қалдықтарын, негізінен осы кезеңде түзілген төрттік шөгінділері мен жаралымдары стратиграфиясын, құрылымын, генезисін және түзілу тарихын зерттеумен айналысады. Геологияның бұл саласының жекеленіп

шығуы, оның нысанының ерекшелігімен байланысты, оның айрықша зерттеу әдістемесін қолданып, ерекше экономикалық мәнге ие антропогендік (техногендік) мәселелерді шешумен айналысуды қажет ететіндігінде.

Төрттік шөгінділерінің басты ерекшелігі – олардың арасында әртүрлі генезисті континенттік жаралымдардың ерекше көп таралуы. Оларды жіктегенде геоморфологиялық жағдаймен бірге, бедер түзетін процестермен байланысын ескермеу мүмкін емес.

Геоморфологиялық зерттеулер мен төрттік шөгінділерін зерттеу өзара тығыз байланыста жүргізіліп, бірегей әдістемелік негіз жасайды. Геоморфологиялық әдістер төрттік шөгінділерінің генезисін анықтауға, бедер пішіндерін бойлап, қумалай салыстыруға негіз болады да, жергілікті стратиграфиялық сұлбаларын жасауға пайдаланылады. Антропоген геологиясы бедер пішіндерінің басым бөлігінің жасын анықтайтын геохронологиялық (жер жылнамалық) негіз жасап, олардың тарихы мен өткен кезеңдердегі бедер түзілу жағдайларын анықтауға мүмкіндік береді. Осының өзі геоморфология мен антропоген геологиясы, төрттік түзілімдері өзара тығыз байланысты екенін көрсетеді.

Геоморфология мен төрттік шөгінділері геологиясы бірқатар басқа да жапсарлас ғылым салаларымен байланысты. Олар физикалық географиямен және динамикалық геологиямен тығыз байланысты. Жер беті өзгеруінің өзі жалпы геологиялық және географиялық өзгерістермен сипатталады. Осыған байланысты академик И.П. Герасимовтың: “Географиялық-геологиялық циклге қарасты ғылым,” – деп айтқан, геоморфологияға қатысты сөзін антропоген геологиясына да жатқызуға болады.

Бұл екі ғылым да континенттік шөгінділердің генетикалық типтері туралы іліммен тығыз байланысты. Олар Жер бедерінің пайда болу және шөгінділер түзілу процестерін тұтас қамтып, жер бетінің өзгеріске түсу процесін зерттейтін *глиптогенез* ілімін құрайды. Геоморфология дәл осылайша жер қабығының ең жаңа қозғалыстары туралы ілім - *неотектоникамен* де тығыз байланысты. Сөйтіп олар, геоморфологиялық әдістерді ортақ қолданады.

Геоморфология мен антропоген геологиясы басқа геологиялық ғылымдар ішінде тарихи, өңірлік (аймақтық) және құрылымдық геологиямен, минералогиямен, петрографиямен, геологиялық карталаумен, палеонтологиямен, геохимиямен, геофизикамен, тектоникамен, сейсмотектоникамен, теңіз геологиясымен, вулканологиямен, пайдалы қазбалар туралы іліммен тығыз байланысты.

Ал, географиялық ғылымдар арасынан картографияны, геодезияны, ландшафттануды, гидрологияны, климатологияны, биогеографияны, мұхиттануды айтуға болады. Сонымен қатар топырақтану, планетология, тарих және археология, математика, физика, химия, астрономия, ғарыштық зерттеулерді де айтамыз.

Басқа ғылымдар сияқты, геоморфология мен антропоген немесе төрттік шөгінділері геологиясы да үлкен экономикалық мәні бар ғылыми және практикалық мәселелерді шешуге бағытталған.

Бұл ғылымдардың ең басты ғылыми-теориялық мәні - олардың бедер түзетін және континенттік шөгінділерді туындататын процестерді көзбен көріп, байқау жүргізуге мүмкіндігі бар екендігінде. *Актуализм* және салыстырмалы-тарихи принциптерді кеңінен пайдалану, геоморфологияның нәтижелерін өткен геологиялық замандардағы жер беті өзгеруінің жалпы заңдылықтарын танып, білуге жол ашады. Қазіргі және неоген-төрттік (неотектоникалық) қозғалыстарды геоморфологиялық әдістермен зерттеу тектогенездің көптеген жалпы қасиеттерін анықтауға және Жердің тектоникалық дамуын тануда ең негізгі тәсілдердің бірі болып саналады. Ал, басты мақсаты - бедер пішіндерінің, олардың субстратының геологиялық құрылымымен және төрттік жаралымдарымен байланысын білдіретін заңдылықтарды анықтау. Геоморфология мен төрттік шөгінділері геологиясының практикалық маңызы да өте зор болғандықтан, олар біртұтас қарастырылады.

Бұл ғылымдардың әдістері геологиялық карта түсіру мен кенорындарын іздеу жұмыстарында да қолдану табады. Мәселен, антиклин көтерілімдерді морфометриялық және морфографиялық әдістермен болжап, мұнай мен газ көздерін, сонымен қатар құрылысқа қажет құм, саз, шымтезек, боксит кен орындарын іздеуге көмектеседі. Жер бедерінде қатты

кварциттер, темір телпектер, кен шоғырланған жарылымдар оңай байқалады. Қазіргі геологиялық зерттеулер комплексінде құрылымдық-геоморфологиялық талдау әдісі де кіреді. Бұл әдіс тереңдегі құрылымдар мен кенорындарды болжауға және табуға көмектеседі. Бұл екі ғылым материалдары гидрогеология мен инженерлік-геологияға, құрылыстың барлық түріне, құбыр және көлік жолдарын салуға қажет. Ал, сейсмикалық қауіпті және неотектоникалық белсенділігі жоғары аймақтарда құрылыс жүргізгенде, ерекше өте маңызды орын алады. Сондай-ақ олар картография-геодезия жұмыстарына және топырақтану мен геоботаникалық зерттеулерге де қажет материал береді.

1.2. Тарихи мәліметтер

Жер бетінің бедері – адам тұрмысы мен шаруашылық әрекеттерін анықтайтын ең басты жағдайлардың бірі. Жер бедеріне байланысты мәліметтер ерте замандардан белгілі болып, адамдар қауымында қолдану тапқан. Дегенмен геоморфология ғылыми пән ретінде XVII ғ. соңы-XIX ғ. басы кезінде қалыптасты. Осы уақыт аралығында сол заманның білім деңгейіне сәйкес, Жер бедерінің жаралуы мен дамуын пайымдаған алғашқы еңбектер жарық көрді.

М.В. Ломоносов 1763 жылы жарыққа шыққан “Жер қабаттары туралы” атты еңбегінде: “Жер бедерінің дамуы эндогендік және экзогендік күштермен байланысты,” - деген пікір айтқан. Осы идея қазіргі геоморфология ғылымының негізі болып қаланды.

XVIII ғасырдың екінші жартысында жер қыртысының жаралуын және оның бедерінің өзгеруін түсіндіретін кереғар бағыттағы екі ілім дүниеге келді, олар - *нептунизм* және *плутонизм*. Нептунистер мектебінің негізін қалаған неміс ғалымы Г.А. Вернер болды. Саксония аумағының шөгінді таужыныс қатқабаттарын зерттеген Г.А. Вернер жер қыртысын құрайтын да, оның бедерін анықтайтын да шөгінді таужыныстар түзілетін Әлемдік Мұхит деген тұжырымдама ұсынды.

Бірақ, бұл тұжырымдаманы біртіндеп плутонистер тұжырымдамасы ығыстыра бастады. Плутонизм авторларының бірі шотландиялық Д. Геттон еді. Өз зерттеулерін негізінен

магмалық таужыныстардан тұратын Шотландияда жүргізген Д. Геттон 1788 жылы "Жер теориясы" деген кітап шығарды. Ол жер бедерінің өзгеруін Жердің құрамдас бөлігі ретінде қарастырып, ғылымға геологиялық цикл деген түсінік енгізді.

Ғылыми геологияның негізін қалаған Ч. Лайель өзінің 1830 жылы шыққан "Геология негіздері" атты кітабында Жер бедерінің эволюциялық мәселелеріне көңіл бөлген. Ол қазіргі процестердің де бедер пішіндеріне баяу және ұдайы әсер ететіні туралы теория ұсынды, бұл геология саласында *актуализм атты эволюциялық* ілім болып қалыптасты. Ч. Лайель теориясы бойынша Жер бедерінің негізгі пішіндері жер қыртысының қозғалуы нәтижесінде пайда болып, кейін сыртқы күштердің әсерінен қирап тегістеледі (нивелирленеді). Таулардың сыртқы күштер әсерінен қирауы *денудация* деген атауға ие болды.

К. Науманн 1852 жылы ғылыми әдебиетке *жер бетінің морфологиясы* деген түсінік енгізді.

XIX ғасырдың екінші жартысында геология мен Жер бедері туралы жалпылама және арнайы жазылған бірқатар жұмыстар болды. Д. Дан мен Э. Зюсс еңбектерінде тектоника мен құрылымдық геологияның негізі қаланып, Жердің планеталық пішіндері континенттер мен мұхиттардың құрылымы сипатталды. П.А. Кропоткин (1876) *континенттік мұз басу* теориясын негіздеді. Сюррель, ал кейінірек Рютимейер, С.Н. Никитин мен В.В. Докучаев еңбектерінде өзен аңғарларының жаралуы мен дамуына қатысты мәселелер, Д. Пауэлл еңбектерінде беткейлік шаю процестері қарастырылды [1].

XIX ғасырдың соңында Ф. Рихтгофен, А. Пенк, А.П. Павлов жазған ірі қорытынды еңбектер жарық көріп, оларда жер бетінің құрылымы мен бедерінің пайда болуы туралы түсініктер жүйеленді және бедер пішіндерінің жіктелімін жасау көзделді.

Геоморфологияның жеке білім саласына айналуы және алғашқы жалпы геоморфологиялық ғылыми тұжырымдамаларының пайда болуы американдық ғалым В. Девис (1899) және неміс зерттеушісі В. Пенк (1924) есімдерімен тығыз байланысты.

В. Девис *географиялық (геоморфологиялық) циклдер туралы ілім* жасады, ол ұзақ уақыт бойы геоморфология ғылымының теориялық негізі болды және қазір де ғылыми

құндылығын жойған жоқ. Ол өзі ұсынған *құрылым - процесс (цикл) - кезең* формуласын Жер бедері дамуының негізі деп санады. В. Девис жетекші процестің белгісіне қарай Жер бедері дамуының *"қалыпты" (су-эрозиялық), мұздықтық, теңіздік және аридтік (эолдық)* циклдерін бөліп қарастырды. В. Девис бойынша жетекші процестің әсері кезеңдерге бөлінеді және түрлі геологиялық құрылым жағдайында әртүрлі нәтиже береді, ал оның ақырғы нәтижесі ретінде жер беті тегістеліп, пенепленге айналады. В. Девис: «Дамудың жаңа циклі пенепленнің көтерілуіне басталады, ал Жер бедерінің балаң (ерте), кемелденген және қаусау кезеңдерге біртіндеп ауыса дамуы, тектоникалық немесе климаттық жағдайға байланысты өзгеріп кетуі мүмкін деді.

В. Пенк "Морфологиялық талдау" кітабында денудациялық процестердің жер қырытысының тік бағыттағы қозғалыстармен байланысына басты назар аударады. В. Пенк *тектоникалық қозғалыстарды бедерді талдау негізінде зерттеу принципін* ұсынды. Ол бұл мәселені беткейлер пішіндерін талдау негізінде шешпек болды. Оның теориясы бойынша, жылдам және биік көтерілу кезінде аңғарлардың эрозиялық тереңдігі артып, беткейлер дөңес кескін жасауы керек. Ал, көтерілу мардымсыз болса, соған сәйкес тереңдеу эрозиясы мен денудация орын алып, беткейлер кескіні біршама тегіс, жазық болады. Егер жер қыртысы ұзақ қозғалыссыз жағдайда болып, эрозиялық тереңдеу шегіне жетсе, онда аңғар беткейлерінің денудациясы суайрық жаққа қарай жалғасып, беткейлер кескіні ойыс пішін қабылдау керек. Егер беткейлердің осылай дамуынан кейін, жылдам көтерілу қайта басталса, беткейлер *S* әрпіндей иілген (төменгі жағы ойыс, ал жоғарғы жағы дөңес) кескін пішінін қабылдауға тиіс.

Сонымен, В. Пенк пенеплендену процесін В. Девиске қарағанда басқаша түсіндіреді. В. Пенк теориясы бойынша, суайрық кеңістігінің жойылу процесі аңғарлардың көлбеу бағытта кеңею есебінен және суайрық үстірттердің жан-жағынан мүжілуіне байланысты дамиды. Олардың биіктігі алғашқы кезде мардымсыз өзгереді. Көрші орналасқан аңғарлар беткейлері бір-біріне қарсы бағытта шегініп келіп, өзара қиылысуынан суайрықтар биіктігі жылдам төмендейді. В. Пенк,

В. Девиске керісінше, жер бедерінің дамуын жер бетіне эндогендік және экзогендік агенттердің бір мезгілде әсер ететін жағдайында қарастырады. Ол жер бедерінің "өрлей" және "құлдилай" дамуы туралы түсініктер ұсынды. В. Пенк зерттеушілер назарын мору қыртысының беткеймен төмен қарай баяу және байқалмай қозғалуын жалпы денудацияның бір түрі ретінде қарауға аударды.

XX ғасырдың 30 жылдары КСРО-да, АҚШ-та және Батыс Еуропада жалпы геоморфология бойынша қорытынды еңбектер (А. Лобек, О. Эгельн, И.С. Щукин және басқалар) жарыққа шықты.

Жалпы геоморфологиялық тұжырымдамалардың соғыс жылдарынан (1941-1945) кейінгі дамуы К.К. Марков (1948), И.С. Щукин (1960, 1664, 1974), И.П. Герасимов және Ю.А. Мещеряков (1967) есімдерімен тікелей байланысты.

К.К. Марков геоморфологиялық деңгейлер туралы жемісті теория жасап ұсынды. Ол мынадай төрт деңгейге бөлінеді: теңіздер мен үлкен көлдердің әрекетінен туындайтын *абразиялық-аккумуляциялық;* беткейлер суымен және жалпы денудациямен байланысты *денудациялық;* таулардағы *қар шекарасының деңгейі*; нақты физикалық-географиялық жағдайда өте биік тау шыңдарына дейін көтерілетін *жоғары денудациялық деңгей*. Бұл деңгейлер деформацияларын талдау арқылы жер қыртысының ең жаңа қозғалыстарын сапалық жағынан ғана емес, сандық тұрғыдан да сипаттауға болады. К. К. Марков бедердің жасы туралы түсінікті, геоморфологиялық зерттеу әдістерін және геоморфологияны практикада қолдану жолдарын жүйелі дамытты.

Л. Кинг өз еңбектерінде В. Девис ұсынып, және оның ізбасарлары дамытқан *пенеплендену* тұжырымдамасының әмбебаптығына күдікпен қарайды. Л. Кинг бойынша, Жер бедерінің планациясы (тегістелуі) көпшілік жағдайда беткейлердің шегіну бағытында жүреді. Соның нәтижесінде аңғар табандарында тегістелген еңіс беттер - *педименттер* пайда болады. Беткейлердің параллель бағыттарда шегінуі бедердің дөңес пішіндерін толығымен қиып түсіреді де, *педиплен* пайда болады.

И.П. Герасимов пен Ю.А. Мещеряков Жер дамуының "геоморфологиялық кезеңі" туралы тезисін ұсынды. Олардың түсінігінше, қазіргі бедер негізінен мезозойда айқындалған. Ал мезозойдан бүгінге дейінгі геологиялық тарих кесіндісі жер бетінің қазіргі бедері түзілген уақыты болып табылады. Бұл ғалымдар жер бедерінің қазіргі пішінін құрайтын жер қыртысының ең ірі құрылымдары - *геотектуралар* мен *морфоқұрылымдар* туралы түсініктерді дамытты.

Соңғы онжылдықтарда геоморфология мен антропоген геологиясының қарыштай дамуы нәтижесінде, олардың жеке салалары - құрылымдық геоморфология, динамикалық геоморфология, палеогеоморфология, теңіз геоморфологиясы, теңіз жағалары геоморфологиясы, мұхит және теңіз түбінің геоморфологиясы, археологиялық геоморфология дамып, ғылымда өз орындарын алуда.

1.3. Бедер пішіндері мен пішін элементтері

Жер бетінің кез келген бөлігінің бедері өзара байланыса жалғасатын жекелеген бедер пішіндерінен, ал бедер пішіндері– тиісінше элементтерден құралады. Геометриялық белгілері бойынша жіктелетін бедер элементтері: жақтар немесе беттер, қырлар (екі жақтың қиылысы), жақтық бұрыштар (үш және одан да көп жақтар қиылысы).

Табиғи ортада ең жеңіл бөлінетін элементтер - әртүрлі бедер пішіндерін шектейтін беттер. Олар әртүрлі өлшемдерге ие болып, көлбеу жазықтыққа (теңіз деңгейіне) қатысты сан қилы еңістікте орналасады. Еңістік мәніне қарай олар субгоризонтал беттер (еңістік бұрышы 2^{o}-қа дейін) және беткейлер (еңістік бұрышы 2^{o}-тан артық) болып бөлінеді. Беттер тегіс, ойыс немесе дөңес болуы мүмкін.

Қырлар мен жақтық бұрыштар өздерінің геометриялық айқындығын белгілі бір жағдайларда ғана сақтайды. Олар көпшілік жағдайда әртүрлі агенттердің әсер етуімен өздерінің морфологиялық айқындығын жоғалтып, жұмырлана тегістелген беттерге айналады.

Бедер пішіндері тұйық (морена төбелер, морена ойықтар) ашық (жыра, сай), қарапайым және күрделі, оң (дөңес) және теріс (ойыс) болуы мүмкін. Қарапайым пішіндер шағын

өлшемді, біршама дұрыс геометриялық кескінді болып, бедер элементтерінен тұрады. Күрделі пішіндер бірнеше қарапайым пішіндердің жиынтығы болады.

Бедер пішіндері, егер олар экзогендік агенттердің әсер етуімен түзілген болса, шөгінді материал үйіндісінен тұратын *аккумуляциялық* (морена төбелер, барқан, қайыр) және *денудациялық* (сай, үрлеме қазаншұңқыр, жыра) пішіндерге бөлінеді. Бірдей кейіпті, құрылымды, текті және белгілі бір аумақта заңдылық бойынша қайталанатын бедер пішіндері жиынтығын *бедердің генетикалық типтері* деп атайды.

Бедер пішіндері өлшемдері бойынша алты: планеталық пішіндер, мегапішіндер, макропішіндір, мезопішіндер, микропішіндер және нанопішіндер түрлеріне жіктеледі.

Планеталық пішіндер жүздеген мың немесе миллиондаған шаршы километр аумақтарды қамтиды. Жер шарының беті 510 млн км^2 екенін айтсақ, планеталық пішіндер санының көп болмайтынын көреміз. Планеталық пішіндерге жататындар: континенттер, ороген белдеулер (өтпелі белдемдер), мұхит табаны және мұхиттың орталық жоталары.

Континенттер - Жер бедерінің ірі оң пішіндері. Олардың басты бөлігі құрлық болса, ал біраз бөлігі Әлем мұхиты табанының құрамына кіреді. Олардың басты ерекшелігі – жер қыртысы құрылысының континенттік типке жататыны.

Мұхит табаны – Әлем мұхитының негізгі бөлігі. Ол әдетте 3 км-ден асатын тереңдікте жатады және жер қыртысының мұхиттық типтен тұратындығымен сипатталады.

Қазіргі таулы-ороген белдеулер көбінесе континенттер мен мұхиттардың шекарасына орналасқан. Мәселен, Атлант, Индия және Солтүстік Мұзды мұхиттар жиектері негізінен континенттер мен мұхит табанының жапсары болып табылады. Ал, Альпі-Гималай және Африка ороген белдеулері негізінен құрлықта орналасқанын айтуға болады.

Мұхит орталық жоталар – барлық мұхиттар арқылы өтетін ірі тау жүйелері, олардың құрылысы мұхит табанынан да, континенттерден де өзгеше.

Мегапішіндер жүздеген немесе ондаған мың шаршы километр аудандарды алады. Оларға континенттер ішіндегі тау белдеулері мен жазық аймақтар, мұхиттар табанындағы үлкен ойпаңдар мен көтерілімдер, Жер бедерінде білінетін планеталық

жарылымдар кіреді. Мәселен, Алатау мен Алтай тау жүйелері, Орталық Қазақстанның ұсақ шоқылы жазығы (Сарыарқа), Каспий маңы ойпаты, Батыс Сібір жазығы, Орта Сібір таулы жазығы, Альпі және Кавказ тау жүйелері, Мексика шығанағы мен Кариб теңізі ойпаттары және т.б.

Макропішіндер мегапішіндердің құрамдас бөлігі болып келеді. Олар жүздеген немесе мыңдаған, кейде ондаған мың шаршы километр болатын аудандарды қамтиды. Мысалы, тау жүйелерінің жекелеген жоталары мен ойпаттары (Алматы Алатауы, Күнгей Алатау, Ыстықкөл ойысы, Үстірт және т.б.).

Мезопішіндер бірнеше, кейде ондаған шаршы километрмен өлшенеді. Мұндай пішіндерге жататындар: сайлар, бұлақ аңғарлары, барқан тізбектері, морена жалдары.

Микропішіндер - ірілеу пішіндердің ұсақ бөліктері, детальдары және бейтегістіктері. Мысалы: карст воронкасы, эрозиялық жыра, жағалау белестері және т. б.

Нанопішіндер деп макро-, мезо-, және микропішіндер бетіндегі ұсақ бейтегістіктерді атайды. Оларға түбіртектер, үйінділер, суыр індері, иірімдер, жыралар және басқалар жатады.

Дегенмен, кейде жоғарыда айтылған пішіндер градациясының арасында нақты шекаралар болмағандықтан, бедер пішіндерін олардың өлшемдері бойынша жіктеу шартты түрде жүргізіледі. Осы шарттылыққа қарамай, бедер пішіндерінің өлшемдері бойынша жіктелуі белгілі ретте генетикалық ақпарат береді. Мәселен, егер планеталық бедер пішіндері, мегапішіндер, макропішіндер және кейбір мезопішіндер эндогендік процестер нәтижесінде түзілсе, ал мезопішіндердің көпшілігі, кейбір микро- және нанопішіндер негізінен экзогендік процестермен байланысты.

1.4. Бедер морфографиясы мен морфометриясы

Планеталық, мегапішінді және микропішінді бедерлер өздері алып жатқан аудан өлшемдерімен қатар, гипсометриясымен (құрлықтарда) немесе батиметриясымен (теңіз бен мұхит алаптарында) де жіктеледі. Жер беті бедерінің жалпы сипатын *гипсометриялық қисық* білдіреді. Қисықта жер

бетінің екі гипсометриялық деңгейі анық көрініс табады: 1) континенттік – 2000-200 м биіктік аралығында орналасып, жер бетінің 30 % шамасын қамтиды; 2) мұхиттық – 3000-6000 м тереңдіктерде орналасып, оның еншісіне жер бетінің 50 % шамасы тиеді. Қалған 20 % шамасын орташа биіктікті және биік таулар, аса тереңдіктегі суасты науалары алады. Құрлықтың теңіз деңгейінен орташа биіктігі 875 м, мұхиттың орташа тереңдігі – -3730 м. Жер бетінің орташа деңгейі – -2440 м-ге тең.

Сонымен, Жер планетасына жалпы теріс таңбалы гипсометриялық сипат тән. Континенттердің орташа биіктігі мен мұхиттардың орташа тереңдігі төмендегідей:

Континенттер	Орташа биіктігі, м	Мұхиттар	Орташа тереңдігі, м
Еуразия	840	Тынық	4280
Африка	750	Атлант	3940
Солтүстік Америка	720	Индия	3960
Оңтүстік Америка	600	Солтүстік Мұзды	1200
Антарктида	2100		

Жер бедерінің экстремум белгілері, м:

- ең биік нүктесі (Джомолунгма немесе Эверест) +8848,
- ең терең нүктесі (Мариан суасты шұңғымасы) -11022.

Сонымен, Жер шары экстремум нүктелерінің ауытқу шамасы 20 км-ге жуықтайды.

Бедердің ең басты көрсеткіштерінің бірі – гипсометриялық сипаты. Құрлық беті теңіз деңгейінен биіктеу дәрежесіне қарай ойпат (теңіз бетінен төмен орналасқан) және биіктігі 0 – 200 м-ге дейінгі қырат бедерлерге жіктеледі. Қырат бедер абсолют биіктігіне, геологиялық құрылымына және тілімденуіне қарай: қыраттар, қырат жазықтар, үстірттер немесе жазық таулар, қырат таулар және таулар болып жіктеледі.

Қыраттар мен қырат жазықтарға Жер бетінің абсолют биіктігі 200-ден 500 м-ге дейінгі бөліктері жатады. Олардың беті көлбеу, еңіс, дөңес және ойыс болып келеді. Морфологиясына қарай осы екі типті жазықтың ішінде тегіс, шоқылы, толқынды,

жоталы түрлері болады. Жазықтардың морфологиялық кейпі олардың геологиялық құрылымымен және әртүрлі экзогендік агенттердің әсер етуімен анықталады. Осы агенттер әсерінің сипатына қарай, аккумуля циялық және денудациялық жазықтар пайда болады.

Үстірттер - көлбеу немесе жатысы шамалы өзгеріске ұшыраған таужыныстардан тұратын, беті тегіс немесе болымсыз тілімденген, төмен орналасқан көршілес жазықтардан жарқабақтана көтеріліп, тік беткейлермен шектелген айқын қырат жазық. Үстірттер құрылымдық, жанартаулық және денудациялық түрлерге бөлінеді.

Жазық таулар бедер сипаты мен жаралу ерекшелігіне қарай үстірттерге жақын. Олар көлбеу жатқан немесе жатысы болымсыз өзгеріске түскен таужыныстардан тұратын үсті тегіс байтақ қыраттар. Жазық таулар үстірттерге қарағанда жоғарырақ абсолют биіктігімен (1000 м-ден асады) өзгешеленеді, сондықтан олар тереңірек тілімденеді.

Қырат таулар деп жер бетінің таулы жоталар және массивтер, үстірттер, жазық таулар, қазаншұңқырлар тізбегімен күрделенген байтақ бөліктерін айтады.

Таулар жер қабығының қатпарланған және қатпарлы-дөңес құрылымды, әртүрлі биіктіктерге (кейде 8000 м-ден аса) көтерілген, биіктіктері қысқа арақашықтықта және жылдам өзгергіш аумақтары. Таулар түзу сызықтар бойымен немесе доға тәрізді иіліп, ондаған, жүздеген және мыңдаған километрге созылады. Олар гипсометриясына қарай аласа (биіктігі 1000 м-ге дейін), орташа (1000-3000 м) және биік (3000 м-ден асатын) тауларға бөлінеді. Абсолют биіктігіне байланысты шоқылы таулар (биіктігі 1000 м-ге дейін), аласа таулар (1000-2000 м), орташа таулар (2000-3000 м), биік таулар (3000-5000 м) және өте биік таулар (5000 м-ден биік) болып жіктеледі.

Тауларға тән құбылыс – климаттың тік бағытта жіктелуіне және бедертүзуші процестердің сипатына байланысты, олардың ландшафт биіктігі бойынша белдеуленеді және бедері ярустанады. Белдеулену мен ярустану әсіресе биік тауларда айқын байқалады.

Жоғарыда айтылғандай, теңіздер мен мұхиттар табанының гипсометриясын *батиметрия* (“батос” - тереңдік деген сөз) деп

атайды. Теңіз түбі батиметрия ерекшеліктеріне қарай нерит (тереңдігі 0-200 м), батиал (200-3000 м), абиссал (3000-6000 м) және гипабиссал (6000 м-ден терең) белдемдерге жіктеледі.

Бедерді морфографиялық (сапалық) және морфометриялық (сандық) белгілері бойынша сипаттау далалық зерттеулермен бітпейді. Далада алынған материалдар, топографиялық карталар, әуе және ғарыш суреттері негізінде камералық жағдайларда морфометриялық карталар легі жасалады. Олар:

1) бедердің көлбеу тілімдену тығыздығының картасы (L/P, L - эрозиялық тораптың ұзындығы; P - аудан бірлігі);

2) тілімдену тереңдігінің картасы;

3) бедер тілімденуінің (жіктелуінің) жалпы көрсеткішінің картасы;

4) жер беті қиялануының картасы. Жер беті жарқабақтығының көрсеткіші ретінде еңістік бұрыш α немесе жанама шама tgα-ға тең еңістік i қолданылады.

1.5. Бедер генезисі

Геоморфологияда қабылданған казіргі түсінік бойынша жер беті бедері эндогендік және экзогендік процестердің өзара әсер етуі нәтижесінде пайда болады. Бұл екі процесс өзара тығыз байланысты. Бедер пішіндерінің генезисін анықтағанда, оларды қалыптастыруға әсер еткен жетекші процесті бөліп қарайды. Егер бұл мүмкін болмаса, онда бедердің генезисі күрделі, яғни комплексті екендігі туралы айтылады.

Бедер генезисін негізінен далалық зерттеу кезінде анықтайды. Соның негізінде бедердің әртүрлі генетикалық типіне қарай өзіне тән көрсеткіштері, аккумуляциялық немесе эрозиялық бедер пішіндерінің белгісі нақтыланады. Жер бедеріндегі денудациялық беттер шайылу мен денудациялану басым орын алатын бөліктерде қалыптасады. Бұл типті бедер пішіндері, жер қыртысының көтерілген аудандарына тән. Аккумуляциялық бедер пішіндері ойыс немесе енжар алқаптарда қалыптасады. Тектоникалық орнықты аумақтарда қыраттардың денудациялана тілімденуі, ал ойпаттардың шөгінді материалдарға толуы нәтижесінде біртіндеп тегістелген беттер қалыптасады. Аккумуляциялық бедерлі аудандарда денудация

қайта басталған жағдайда, күрделі денудациялық-аккумуляциялық пішіндер түзіледі. Бедер генезисін анықтауда оларды құрайтын таужыныстарды жан-жақты зерттеудің мәні зор.

1.6. Бедердің жасы

Геоморфологияның басты мәселесі - бедердің морфографиясын, морфометриясын және генезисін анықтаумен қатар, оның жасын білу. Геоморфологияда, геологиядағы сияқты, бедердің жасына қатысты "салыстырмалы" және "абсолют" деген түсініктер қолданылады.

Бедердің салыстырмалы жасы. Бұл түсініктің геоморфологияда қолданатын бірнеше жағы бар.

1. Кез-келген аумақ бедерінің немесе оның жекелеген пішіндерінің дамуы, В. Дэвис көрсеткендей, сатыланып жүретін процесс. Сондықтан, бедердің жасы деп оның даму сатысын айтуға болады. Мысал ретінде теңіз жағалауы немесе өзен аңғары бедерінің дамуын алайық. Төрттік дәуірі тарихынан белгілі, соңғы мұзбасу заманында, шамамен осыдан 12-20 мың жыл бұрын, мұхит пен теңіздер деңгейі қазіргіден 100 м-дей төмен болған. Тоң-мұздың еруінен пайда болған орасан мол судың айналымға қосылуынан, Әлем мұхитының деңгейі көтеріле бастады. 4-5 мың жылдай бұрын ол қазіргі жағдайға келді. Көтерілген судың тасуынан жағалау маңындағы құрлық ойпаңдары су астында қалды. Қатты тілімденген жаға сызығы пайда болды. Осылайша *ингрессиялық* деп аталатын жағаның пайда болуын, қазіргі жаға түзілудің алғашқы кезеңі ретінде қабылдауға болады. Осыдан кейін абразиялық процестер жаға маңындағы жарқабақтарды қиратып, шығанақтарда шөгінділердің жаймалануынан аккумуляциялық пішіндер пайда болды. Бұл жаға дамуының *балаң* кезеңі. Уақыт өте жарқабақтар бұзылып жойылды, ал мүйістер мен шығанақтар аккумуляциялық шөгінділерге толды, нәтижесінде жаға тегістелді – бұл жағаның *кемелденген* кезеңі. Осыдан кейін абразиялық процесс баяулап, тоқтайды. Шөгінді материал келмеген соң, бұрынғы аккумуляциялық пішіндер шайыла бастайды. Бұл жаға дамуының *тозған* немесе *қаусау* кезеңі.

Дәл осындай мысал ретінде мұздық құрсауынан босаған өзен аңғарының даму процесін *балаң, кемелденген* және *қаусаған* кезеңдерге бөліп қарастыруға болды.

Сонымен, бедердің салыстырмалы жасының бір жағы, оның даму сатысының морфологиялық және динамикалық белгілерінің комплексті сипатын анықтау.

2. Бедердің салыстырмалы жасы деген түсінікті оның пішіндерінің өзара қатынасын зерттеуге де қолданады. Жалпы алғанда, кез-келген пішін бетіне кейінгі кездерде пайда болған және оны күрделендіретін қосымша жаңа бедерлерден көнелеу екендігі түсінікті. Мысалы, Каспий маңы ойпатында соңғы төрттік (хвалын) кезінде пайда болған теңіз жағалауы жазығы кеңінен таралған. Бұл жазық теңіз қайтқан соң, өзендердің тілімденуіне және күшті желдің үрлеуіне түсті де, жазық бетінде эрозиялық және эолдық жаңа пішіндер қалыптасты. Сонымен, жазықтың бетіне екінші кезде болған эрозиялық және эолдық пішіндер алғашқы кезде (хвалында) қалыптасқан теңіз жазығымен салыстырғанда жас болып шығады.

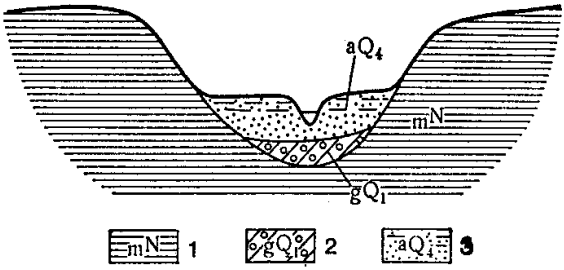
3. Бедердің салыстырмалы геологиялық жасын анықтау деп, негізінен қазіргі кейіпке сәйкес келетін бедер пішіндері қалыптасқан уақыт кезін нақтылауды айтуға болады. Егер аккумуляциялық бедер пішіндері туралы сөз болса, олардың жасын осы пішіндерді құрайтын шөгінділер жасын кәдімгі геологиялық әдістер көмегімен анықтау арқылы білуге болады. Мысалы, ортаңғы төрттік шөгінділерінен құралған өзен террасаларының жасы да ортаңғы төрттік, ал плиоцен эолдық шөгінділерінен түзілген көне дөңдердің (құм жалдардың) жасы да плиоцен болады.

Ал, қазылып пайда болған бедер пішіндерінің жасын анықтау күрделілеу. Ол үшін К.К. Марков төмендегідей әдістер ұсынды:

1) *коррелят (жасы бірдей) шөгінділер әдісі.* Корреляция әдісі шөгінділер жасы мен олардан тұратын бедер пішіндерінің жасы да бірдей екенін анықтауға негізделген. Мысалы, қазылудан пайда болған бедер пішіні, мәселен жыра түзілгенде, осы жыра тіліне бастағанда бұзылған таужыныстар оның етегіне барып үйіліп, аккумуляциялық пішін - шығарынды конус түзе шөгеді. Шығарынды конус құрайтын шөгінділер жасын

анықтайтын геологиялық әдіс, қазылған пішіннің, яғни мысалдағы жыраның жасын анықтаудың да кілті болады.

2) *кезеңдес шекаралар әдісі.* Оның мәнісі - қазылудан пайда болған бедер пішінінің төменгі және жоғарғы шекарасына орналасқан шөгінділер жасын анықтауға негізделген. Мәселен, өзен аңғары неоген теңізі шөгінділерін (mN) қазып жасалынған. Оның табанында, яғни қазіргі аллювий (aQ_{IV}) шөгінділерінің астында төменгі төрттік мұздығы шөгінділері (gQ_I) орналасқан. Сонда, бұл аңғар неоген мен бастапқы төрттік уақыты аралығында қазылған болып шығады (*1.1-сурет*).



1.1- сурет. Қазылған бедер пішінінің (өзен аңғарының) жасын шекаралық әдіс бойынша анықтау.
Түзілімдер: 1 - неогендік теңіз; 2 - бастапқы төрттік мұздығы; 3 - қазіргі заманғы аллювий

3) денудациялық бедердің "*бекітілген*" уақытын анықтау әдісі. Кейбір жағдайларда денудациялық беттер морыған қыртыспен жабылып қалады, яғни бекітіледі. Осы мору қыртысының жасын палеонтологиялық, палеоботаникалық және басқа әдістермен анықтау арқылы денудациялық беттің жасына байланысты сұраққа да жауап беруге болады.

4) *фациялық өтпелер әдісі.* Бұл әдіс - құрамында палеонтологиялық қалдықтары жоқ шөгінділерден тұратын аккумуляциялық пішіндердің жасын анықтауға қолданылады. Кеңістікте құрамында палеонтологиялық қалдықтары жоқ буданы бойлай отырып, оның құрамында қажет таснұсқалар бар фациялық өтпелі будаға ауысқан жеріне жетеді. Осы екі буданы

салыстыра келе жастары бір екенін анықтау нәтижесінде, олар құрайтын бедер пішінінің жасын біледі.

Бедердің абсолют жасы радиоизотоптар әдісімен жыл мөлшерінде есептеп шығарылады. Бұл мақсатта радиокөміртек, калий-аргон, фтор, уран, термолюминесценттік және басқа әдістер қолданылады.

Сонымен, геоморфологиялық зерттеулердің негізгі мәселелері бедердің морфографиялық және морфометриялық сипатын беру, генезисін, жасын және даму тарихын анықтау болып табылады.

1.7. Бедертүзуші факторлар

Қазіргі қалыптасқан түсінік бойынша, Жер бедері эндогендік және экзогендік процестердің өзара әрекеттесуі нәтижесінде түзіледі. Олардың негізгі факторлары қатарына, жер қыртысы таужыныстарының заттық құрамы, геологиялық құрылымы, климаттық жағдайлар және белгілі бір дәрежеде бедердің өзі де кіреді.

Таужыныстардың қасиеті және олардың бедер түзілудегі рөлі. Жер қыртысы генезисі әртүрлі, ал химиялық және минералдық құрамы әрқилы таужыныстардан тұратыны белгілі. Бұл айырмашылықтар таужыныс қасиеттерінен көрініс тауып, осының салдарынан олардың сыртқы күштерге қарсы тұру қабілеті де әртүрлі болады. Осыған байланысты таужыныстар біршама тұрақты немесе тұрақсыз, төзімді немесе орнықсыз түрлерге бөлінеді. Бұл қасиеттер олардың мору процесіне, ағын сулардың, желдің және басқа экзогендік күштерге қарсыласуын анықтайды.

Таужыныстардың тұрақтылығы олардың минералдық құрамына, құрылымы мен бітіміне, түсі мен генезисіне байланысты. Осы жағдайларға қарай бір таужыныстың өзі (мысалы, гранит) әртүрлі сипатқа ие болады. Сонымен бірге таужыныстардың су өткізгіштігі де үлкен морфологиялық мәнге ие. Таужыныстардың ерігіштігі карст процесінің дамуына тікелей әсер етеді.

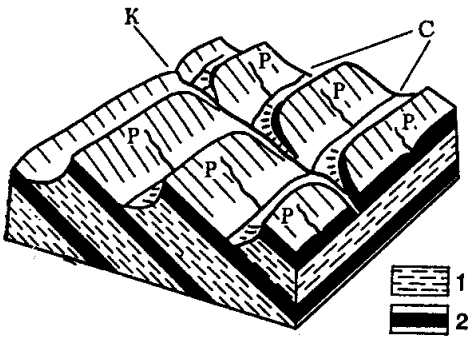
Айналып келгенде, таужыныстардың физикалық және химиялық қасиеттері бірігіп, оң немесе теріс пішінді бедер қалыптасуын анықтайды. Көпшілік жағдайда таужыныстардың

мору процесіне қарсыласу қабілеті қоршаған ортаның физикалық-химиялық жағдайымен де байланысты.

Бедер және геологиялық құрылымдар. Әртүрлі геологиялық құрылымдар әркелкі құрылымдық-денудациялық бедер типтерінің қалыптасуына әкеледі. Көлбеу құрылымдарға қабаттық жазықтар (Волга маңы қыраты), құрылымдық үстірт, жазық таулар (Үстірт, Орта Сібір жазық тауы) және төрткіл пішінді алқаптар сәйкес келеді.

Берік және болбыр таужыныс қабаттарынан тұратын көлбеу құрылымдар орнында сатыланған бедер қалыптасады. Мұндай жағдайда эрозиялық пішіндер беткейінде құрылымдық террасалар түзіледі.

Берік және болбыр таужыныстардан тұратын моноклинді құрылымдарда, олардың беріктігіне қарай әркелкі сұрыпталып денудациялануынан *куэста* бедері түзіледі. Куэста беткейлері асимметриялы жоталардан тұратын қырат (*1.2-сурет*).



1.2-сурет. Моноклинді-қырқалы (куэста) бедердің блок-диаграммасы:
1 - қопсық таужыныстар; 2 - берік таужыныстар; аңғарлар:
К - консеквент, С - субсеквент, Р-ресеквент, О - обсеквент

Өзен аңғарлары куэста бедерінің және таужыныстар қабаттарының жайғасу элементтерімен байланысына қарай *консеквент* және *субсеквент* пішіндерге жіктеледі. Консеквент аңғарлар топографиялық беттің жалпы еңістігімен және қабаттардың еңістену бағытына сәйкес орналасады. Субсеквент өзен аңғарларының еңістік бағыты моноклин жатқан қабаттардың созылу бағытына сәйкес болады. Куэстаның

ұзындау және еңістігі шамалы беткейінен ағатын салалардың аңғарын *ресеквент*, ал қарсы жағындағы қысқалау және тіктеу беткейінен ағатын салалар аңғарын *обсеквент* деп атайды. Осы аталған аңғарлар жиынтығы планда айқын білінетін, қосарланған қауырсын суретті өзен торабын құрайды. Бұл құбылыс бедері куэста пішінді алқаптарға тән.

Сонымен қатар, моноклинді құрылымдарда шатыр, қабыршық және жота пішінді бедер түзіледі.

Қатпарлы құрылымдар орнында күрделі бедер қалыптасады. Кейбір жағдайларда бедер пішіндері геологиялық құрылымдарға сәйкес келеді: антиклин қатпарларда биіктер мен жоталар орналасса, синклин қатпарларда теріс пішінді, яғни төмен орналасқан бедер қалыптасады. Сонымен бірге, қатпарлы алқаптарда, керісінше орналасқан немесе инверсиялық бедер пішіндері де жиі кездеседі, яғни топографиялық беттер мен геологиялық құрылымдардың арақатынасы керісінше болады – оң геологиялық құрылымдар орнында теріс пішінді бедер орналасады және керісінше.

Аталған құрылымдар мен бедер пішіндерін тектоникалық жарылымдар айтарлықтай күрделендіреді. Жер қабығы құрылымына және оның бедер пішіндеріне интрузиялық және эффузиялық магматизмнің де әсері үлкен.

Геологиялық құрылымдар мен бедер пішіндері арасындағы байланысты геоморфологияның жеке бағыты – *құрылымдық геоморфология* зерттейді. Геологиялық құрылымдар мен бедердің өзара қатынасын түсіну қазіргі бедер пішіндерінің морфологиялық ерекшеліктерін дұрыс пайымдаумен қатар, олардың ары қарай дамуын анықтап, геоморфологиялық болжаулар жасауға да мүмкіндік береді.

Бедер және климат. Климат бедер түзетін факторлардың ең бастыларының бірі. Неміс ғалымы А. Пенк климатты негізгі үш типке жіктеген: нивал (лат. nivalis - қарлы), гумидтік (лат. humidis - ылғал) және аридтік (лат. aridus - құрғақ). Кейін бұл жіктелім толықтырылып, нақтыланды [2].

Нивал климат - суық аймақтарға тән. Бұл аймақтарда жылдың барлық маусымдарында негізінен қар жауып, жауған қар біртіндеп тығыздалып, мұздыққа айналады. Нивал климат полюс алқаптарында (Антарктида, Гренландия, Солтүстік

Мұзды мұхит аралдары) және биік таулардың қар сызығынан жоғары жатқан басында қалыптасады.

Гумидтік климат алқаптарында ылғалдық басым болуынан тұрақты немесе уақытша су ағындары пайда болады. Олардың әрекетінен эрозиялық бедер пішіндері – өзен аңғарлары, сайлар, жыралар және басқа пішіндер қалыптасады. Жерасты суы әсерінен карст процесі дамиды.

Аридтік климат – жауын мөлшерінің аздығымен және ауаның құрғақ болуымен сипатталады. Құрғақшылықтан таужыныстардың физикалық моруы басым болады, оның негізгі агенті температура. Судың тапшылығынан, эрозиялық жұмыс мардымсыз жүреді. Мұндай жағдайда бедер түзетін басты фактор – жел.

Бір климаттың екінші климатқа ауысуы біртіндеп өтетін аралықтарда, оларға тән өтпелі немесе аралас бедер пішіндері қалыптасады. Бір климат екінші климатқа алмасқан аймақтарда бұрынғы климаттың жұрнақ бедер пішіндері сақталуы мүмкін. Олар *жұрнақ* немесе *реликт* (лат. reliktus - қалдық, жұрнақ) пішіндер деп аталады.

Бақылау сұрақтары:

1. Геоморфологияның тақырыбы, басты мәселелері және негізгі зерттеу бағыттары.
2. Геоморфологияның негізгі салалары, олардың мәнісі.
3. Антропоген геологиясы, оның осылай аталу себебі және мәнісі.
4. Геоморфологияның дамуы туралы тарихи мәліметтер.
5. Жер бедерінің пішіндері және олардың элементтері қандай?
6. Бедер морфологиясы және морфометриясы нені зерттейді?
7. Бедердің генезисі және жасы қалай анықталады?
8. Негізгі бедертүзуші факторлар қалай сипатталады?

2. ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ ЗЕРТТЕУ ӘДІСТЕРІ ЖӘНЕ КАРТАЛАУ

2.1. Геоморфологиялық зерттеулер құрылымы

Геоморфология Жер туралы ғылымдардың бірі ретінде алдымен далалық зерттеулер деректеріне негізделеді. Бедерді тану және оның даму тарихын білу үшін жан-жақты, әрі өте кең шеңберлі мәселелер мен әдістерді қамтитын камералық жұмыстардың да маңызы үлкен. Сонымен қатар, эксперименттік геоморфология әдістері туралы да айтуға болады. Олар табиғи геоморфологиялық процестерді далалық стационарларда немесе лабораториялық модельдеу арқылы зерттейді.

Әдетте геоморфологиялық зерттеулер геоморфологиялық карталар жасаумен аяқталып, ғылыми есепнама мәтінімен бірге атқарылған жұмыстардың негізгі қорытындысы болады. Геоморфологиялық зерттеулер қолдануына қарай *жалпы* және *жеке* болып бөлінеді. Жалпы геоморфологиялық зерттеулер барлық геоморфологиялық нысандарды қамтиды. Олардың мақсаты бедерді комплексті сипаттау, яғни морфографиясын, морфометриясын, генезисін, жасын, даму тарихы мен динамикасын айқындау. Бұл зерттеулер жалпы геоморфологиялық карталар жасаумен аяқталады. Зерттеудің бұл түрі жалпы геоморфологиялық картаға түсіруде геологиялық карталаудың құрамына кіреді.

Жеке зерттеулер бөлектенген геоморфологиялық нысандарды, мысалы, карст немесе эрозиялық жыра пішіндерін зерттеу мақсатында жүргізіледі және жекелеген геоморфологиялық көрсеткіштерді (мысалы, тілімдену тереңдігін, тілімдену жиілігін және т. б.) анықтайды. Жеке зерттеулер нәтижесінде жеке геоморфологиялық карталар жасалады.

Қазіргі геоморфологиялық зерттеу жұмыстары дайындық, далалық және камералық кезеңдерге бөлінеді. *Дайындық кезеңде* зерттелетін ауданда бұдан бұрын жүргізілген жұмыстармен танысады: әдебиет мәліметтері, ғылыми-техникалық деректер, арнайы картографиялық материалдар сарапталып, топографиялық карталар мен әуе-ғарыштық

түсірімдер іріктеледі. Осы мәліметтер негізінде далалық зерттеулер жоспары жасалып, қажетті маршруттар, үңгу-қазу, бұрғылау және басқа да жұмыстар белгіленеді.

Далалық кезең - экспедициялық геоморфологиялық зерттеулердің басты құрамдас бөлігі. Осы кезең ішінде нақты материал жинақталады, таужыныстар үлгісі алынады, зерттелген аумақтың геоморфологиялық құрылымы туралы тұжырым қалыптасып, ауданның далалық геоморфологиялық картасы жасалады.

Геоморфологиялық зерттеулер кезіндегі далалық байқаулар *визуал (көз мөлшерлік)* және *инструменттік (аспаптық)* болып жіктеледі. Олардың бастысы – көз мөлшерлік зерттеулер, олар бедердің құрылысын, жаралуын, динамикасы мен әртүрлі пішіндерді құрайтын таужыныстарды зерттеуге негізделген. Көз мөлшерлік зерттеулер кезінде қарапайым далалық құралдар мен инструменттер: анероид-биіктік өлшеуіш, компас, эклиметр, геологиялық балға және рулетка кеңінен қолданылады. Көз мөлшерлік байқаулар кейде шағын авиация ұшақтары мен тікұшақтары арқылы әуе көз мөлшерлік байқаулармен бірге жүргізіледі. Жерде жүргізілген байқауларда басты жұмыстар арнайы таңдалған байқау нүктелерінде атқарылады. Байқау нүктелерінің орналасу жиілігі геоморфологиялық түсірімнің масштабы мен зерттеу аумағы бедерінің күрделілігіне байланысты болады. Геологиялық-геоморфологиялық нысандарды зерттеу деректері арнайы далалық күнделікке жазылады. Күнделікке зерттеу жүргізу уақыты, байқау нүктесінің реттік номері, оның орналасқан жері жазылады. Бедер мен ашылымдарды сипаттау кезінде пішін ерекшеліктерінің кескін суретін салу, фотосуретке түсіру, арнайы топографиялық-геодезиялық аспаптар (нивелир, теодолит, тахеометр) көмегімен геологиялық-геоморфологиялық кескіндеу сияқты жұмыстар да қоса жүргізіледі.

Камералық кезең - жиналған барша нақты материалдарды өңдеп, оларды өзара ұштастыратын және талқылайтын кезең. Осы уақытта әртүрлі талдау жұмыстары (тозаңды зерттеу, минералогиялық, петрографиялық, микрофауналық және макрофауналық, диатомдық, радиометрлік, далада алынған

үлгілерді сараптау және т.б.) атқарылады. Осы жұмыстар негізінде геоморфологиялық карта жасалып, оның ғылыми есепнамасының мәтіні жазылады.

2.2. Геоморфологиялық әдістердің қысқаша сипаты

Геоморфологиялық зерттеулердің басты мақсаты – бедерді жан-жақты және комплексті сипаттау. Осы мақсат үшін географиялық, геологиялық геодезиялық және басқа әдістер комплексі қолданылады.

Морфографиялық әдістер көмегімен бедер пішіндерінің кейпі мен элементтеріне тікелей байқау жүргізіледі. Пішіндердің ерекшеліктері мен өзіндік көріністері сипатталып, олардың кеңістіктегі арақатынысы зерттеледі. Осының негізінде бедер пішіндерінің морфологиялық жіктелімі жасалынады. Бедер морфологиясын, су торабы мен жаға жиектерінің конфигурациясын зерттеуде сапалы топографиялық карталар мен әуе түсірімдердің тигізетін септігі зор. Морфографияның геологтарды қызықтыруының басты себебі, бедер элементтерінің пландағы пішіні оның субстратының геологиялық құрылымымен байланысты болу мүмкіндігінде. Бұл ретте қисық немесе дөңгелектенген геоморфологиялық элементтерді айқындап, олардың картасын жасаудың, статистикалық өңдеу мен генетикалық сипаттаудың маңызы үлкен.

Морфометриялық әдістер бедер пішіндерін талдағанда және алынған нәтижелерге тиісті генетикалық сипат бергенде сандық критерийлерді пайдалануға негізделген. Бұл әдістер бедер элементтері мен пішіндерінің салыстырмалы гипсометриялық жағдайын, еңістер өзгергіштігін, су торабы тығыздығын, бедер пішіндерінің ені мен ұзынын сараптауға негізделеді. Зерттеулер қазіргі дәлдіктегі топографиялық карталарды пайдаланып, бедер мен еңістіктің гипсометриясын әуетүсірімдер және тікелей далалық өлшеулер жүргізу арқылы анықтайды. Қазіргі кезде морфометриялық әдістердің түрі көп. Олар арнайы әдістемелік және нұсқаулық әдеби құралдарда қарастырылған.

Морфография мен морфометрия әдістері көмегімен әртүрлі рангтағы жарылымдарды, іргетас блоктарын, сызықтық қатпарлар мен брахиформды құрылымдарды, көміліп қалған бедер пішіндерін, мұнай-газ жиналатын құрылымдарды болжауға және аудандаудың әртүрлі табиғи шекараларын (геоморфологиялық, неотектоникалық, инженерлік-геологиялық және т.б.) нақтылауға болады.

Геологиялық әдістер бедер пішіндерінің геологиялық құрылымын зерттеуге, геологиялық құрылыммен және тектоникалық дамумен әртүрлі байланысын айқындауға бағытталған көптеген тәсілдерден тұрады. Олар бедер пішіндерінің генезисі туралы ең толық материал береді. *Морфоқұрылымдық (морфогеологиялық) тәсіл* бедер пішіндерінің геологиялық құрылымын анықтаудан және олардың геологиямен ара қатынасын талдаудан тұрады. Бұған *морфолитологиялық тәсіл* де кіреді. Оның мәнісі таужыныстар қасиеттерінің бедер пішіндері қалыптасуына тигізетін әсерін зерттеуде. *Тарихи-геологиялық тәсіл* арқылы аумақтың қазіргі бедер түзілгендегі және одан бұрынғы замандардағы геологиялық тарихы зерттеледі.

Геологиялық әдістерді қолданғанда геологиялық карталар мен әдебиеттер кеңінен пайдаланылып, арнайы зерттеулер жүргізіледі. Осы мақсатта қолданылатын ең басты жеке әдістерге тоқталайық. *Минералогиялық-петрографиялық әдісті* шөгінді материал құрамын, оның әкелінген жолдарын және қоректендіретін алабын анықтау мақсатында қолданады. *Литологиялық-фациялық әдісті* коррелят шөгінділердің құрамы мен фациялық өзгергіштігін және олардың генетикалық типтерін зерттеуге пайдаланады. *Стратиграфиялық әдіспен* шөгінділердің және олардан құралған бедер пішіндерінің геологиялық жасын анықтайды. *Палеонтологиялық әдіс* құрамында органикалық таснұсқалары бар шөгінділердің жасы мен өткен геологиялық шақтың климаттық жағдайларына байланысты ең басты көрсеткіштерді анықтауға негіз болады. *Құрылымдық-тектоникалық талдау* әдісінің де мәні айрықша. Оның көмегімен бедердің тікелей субстратының қатпарлы және жарылымды құрылымдарының морфологиясы, генезисі, жасы және даму динамикасы зерттеледі. Бедерді зерттеуде

неотектоникалық қозғалыстар мен құрылымдар туралы деректерді де ескеру қажет.

Географиялық әдістер қазіргі және өткен замандардағы бедер түзілу жағдайларын айқындауға қолданылады. Атап айтқанда, экзогендік процестердің дамуында негізгі рөл атқаратын фактор саналатын климаттық жағдайларды білу. Оған географиялық ландшафттарды, топырақты, өзендер гидрологиясын, мұз-тоң құбылыстарын зерттеу де кіреді. Өзіндік мәнге *биогеографиялық (зоогеографиялық және геоботаникалық) әдістер* ие, олар өткен замандардың физикалық-географиялық жағдайларын білумен қатар, құрлық пен теңіздердің таралуын анықтауға пайдаланылады.

Тарихи-геоморфологиялық немесе *палеогеоморфологиялық әдістер* бедер тарихын, даму сатыларын және оның заңдылықтарын нақтылауға қажет. Бұл әдістердің ғылыми негізі – морфологиялық-генетикалық принцип болып табылады. Бұл топқа геоморфологиялық оралымдарды (циклдерді) талдау, бедер түзілудегі цикліділікті анықтау, өзен террасаларын және олармен байланысты бедер пішіндерін айқындау, геоморфологиялық деңгейлерді талдау, беттердің тегістелу заңдылықтарын зерттеу және морфологиялық-құрылымдық корреляция әдістері кіреді.

Геофизикалық әдістер ішінде сейсмикалық, магнитометрлік, гравиметрлік әдістер бар. Олар планеталық геоморфологияда кеңінен қолданылып, тұтас геоидтың жаралуы мен пішінін айқындауға, оның континенттер мен мұхиттар сияқты ірі пішіндерін зерттеуге септігін тигізеді. Сонымен қатар гидроакустикалық зерттеулер де пайдаланылады.

Топо-геодезиялық әдістер топографиялық карталарды бедер морфологиясы мен морфометриясын зерттеуге пайдаланылып, арнайы геодезиялық өлшеу түрлеріне бөлінеді. Сапалы топографиялық карталар далалық байқаулар жүргізгенде, әуетүсірімдерді талдағанда байқалмай қалған кейбір бедер пішіндерін, мәселен, орманды жерлердегі пішіндер немесе биіктік айырмашылықтары өте нашар болғандықтан елеусіз қалатын өзен террасаларын анықтауға мүмкіндік береді. Геодезиялық әдістер топографиялық карталар толық мағлұмат бере алмайтын кейбір бедер пішіндерін дәл сипаттауға

мүмкіндік туындатады. Бұл мақсатта нивелирлеу тәсілінің септігі зор. Оның көмегімен аңғар террасаларын, жол мен құбыр трассаларын кескіндеу, гидротехникалық қондырғыларды жобалау және қазіргі тектоникалық қозғалыстарды зерттеу іске асырылады.

Дистанциялық (қашықтық) әдістерге - жер бетін әуе мен ғарыштан зерттеу кіреді. Бұл әдістер өте прогрессивті, олар зерттеу жұмыстарын арзандатып, әрі жылдамдатады, сонымен қатар жоғары дәлдікті қамтамасыз етеді.

Тарихи-археологиялық әдістер көне қолжазбалар мен карталарды, бедер туралы мағлұмат беретін топонимиканы, яғни географиялық атауларды талдауға негізделген. Бұрын түсірілген топографиялық карталарды салыстыру да бедер өзгерістері туралы деректер береді. Археологиялық мәліметтер қазіргі заманғы тектоникалық қозғалыстар мен теңіз деңгейінің тербелістерін, қоршаған ортаның географиялық өзгерістерін анықтауға көмектеседі.

Геоморфологиялық карталау - бедерді зерттеу әдістері қатарында ерекше орын алады. Картада бедер морфологиясы, генезисі және жасы, сонымен қатар әртүрлі пішіндердің өзара қатынасы және геологиялық құрылыммен байланысы көрнекі бейнеленеді.

Соңғы уақытта геоморфологиялық зерттеулерді ілгерілете дамытуға *эксперименттік, математикалық* және *салыстырмалы-планетологиялық әдістер* игі әсерін тигізуде.

2.3. Геоморфологиялық әдістердің жер бетінің геологиялық тарихын зерттеудегі маңызы

Жердің бұрынғы кезеңдердегі геологиялық даму тарихын геологиялық әдістер көмегімен, құрылымдарды құрайтын шөгінді, магмалық және метаморфтық таужыныстарды зерттеу жолымен, олардың жайғасу пішіндерін анықтау арқылы танып-білетіні белгілі. Бірақ бұл комплекс антропоген, яғни неоген-төрттік кезеңіндегі тарих беттерін оқуға жеткіліксіз екені байқалады. Осыған байланысты соңғы кезеңнің геологиялық тарихын, бедер пішіндерінің тарихи-геологиялық дамуын зерделеуге геологиялық және геоморфологиялық әдістер бірігіп қолданылады.

Тарихи-геологиялық талдаудың негізі болып, аңғарлар тарихын зерттеу, өзен террасалары тарихын, теңіз бен көл жиектерін, тегістелген беткейлер мен олардағы синхронды аккумуляциялық шөгінділер, өткен замандардағы мұздық бедерлері іздерін зерделеу әдістері қаланады.

Геоморфологиялық әдістемені тереңдегі геологиялық құрылымдарды болжауға пайдалану. Жер бедері денудациялық немесе аккумуляциялық сипатта болғанына қарамай, көп жағдайда құрылымдық-салдарлы болып келеді. Кең көлемде жүргізілген зерттеулер нәтижесі кейінгі кездері түзілген жас таужыныстармен жабылған геологиялық құрылымдар құрылысын болжауға мүмкіндік береді. Геологиялық зерттеулердің бірте-бірте осындай жабық аумақтарға шоғырлануы, осы әдісті қолданудың маңызын арттыра түсуде.

Аталған әдістеме геологиялық жарылымдарды, олардың жүйесі мен рангтерін, кеңістік пен уақыт өлшеміндегі ара қатынасын және қатпарлы құрылымдармен байланысын ажыратуға кең қолданылады. Бұл мәселені шешуге көмектесетін геоморфологиялық критерийлер: су торабы ерекшеліктері, олардың түзу бойына орналасуы және түзу арқылы өзен-бұлақ арналарының көлденең жылыстауы, түзудің екі жағына орналасқан шөгінділер қалыңдықтарының әртүрлі болуы, бедер пішіндерінің контрасты және басқалар. Геоморфологиялық мәліметтерді геологиялық және геофизикалық деректермен салыстыра отырып сараптау, оларды өзара толықтыруға және түзетуге мүмкіндік береді. Нәтижесінде жарылымдық бұзылыстар дәл анықталып, олардың морфологиялық-генетикалық табиғатына және қалыптасу тарихына байланысты мәселелерді шешуге болады.

Жарылымдардың геоморфологиялық белгілерінің көпшілігі осы жарылымдар бойына орналасқан, бірақ кейін көміліп қалған өзен аңғарларын анықтауға мүмкіндік береді. Ірі линеаменттер қиылысы магмалық денелер, кен бағаналары мен кен шоғырланған құрылымдар түйіндері орналасқан жерді көрсетеді.

Блоктық құрылымдарды болжау. Геоморфологиялық жолмен анықталған ірі жарылымдар торы негізінен блоктық құрылымдар конфигурациясына сәйкес келеді. Оларды

нақтылау морфометриялық деректермен бірге әуе түсірімдерді қолданған бедер морфологиясын пайдалану негізінде іске асырылады. Жарылымдарды шектеген рангтерге байланысты, блоктық құрылымдардың реті және олардың өзара бағыныштылығы анықталады. Бұл деректердің барлығын геологиялық және геофизикалық мәліметтермен үйлестіру қажет.

Қатпарлы құрылымдарды болжау. Ең күрделісі - қозғалмалы белдеулер мен платформалар іргетасы негізіндегі қарқынды дислокацияланған комплекстердің сызықтық қатпарларын анықтау. Мұндай құрылымдардың бедерде көрініс табуы, оларды шектейтін айырылымдардың тектоникалық белсенділігімен және астындағы қатпарланған қабаттарды көрсете алатын тыстың "мөлдірлік" қабілетімен байланысты. Осылайша, тереңде жасырын жатқан қатпарлы құрылым фрагменттері суторап суретінде және бедерде әртүрлі сызықтық элементтер түрінде білінеді. Ең анық білінетіні - антиклинорлар типті ірі құрылымдар, ал құрамы әркелкі таужыныстар дамыған аудандарда ұсақтау қатпарлар да анықталуы мүмкін. Мысалы, берік таужыныстардан тұратын қатпарлар бедерде биік жоталар түрінде көрінеді.

Ең толық жасалынғаны - платформалардағы брахиформды құрылымдарды болжау әдістемесі. Сондықтан ол мұнай және газ жиналуы мүмкін көтерілімдерді іздеуге пайдаланылады. Локальдық (жергілікті) құрылымдар морфологиялық жолмен жақсы анықталады. Мұндайда ең тиімді әдіс - суторап нақышын талдау (өзендердің таға сияқты иілуі, суторaптың радиал орналасуы, т. б.). Локальдық құрылымдар әдетте әуефотосурет-терде жақсы байқалады.

Локальдық көтерілімдер В.П. Философов әдістемесі негізінде мынадай морфометриялық деректер бойынша анықталады: 1) изобаталар нақышын немесе бір ретті аңғарлар тальвегтерінің бірдей деңгейлі сызықтарын талдау негізінде; 2) жұрнақ бедерлер контурының сопақ пішінді ауқымында; 3) изолонгалардың минимал мәндері бойынша (бір ретті аңғарлардың бірдей ұзындық сызықтары); 4) суторап тығыздығының максимум мәндері арқылы; 5) бедер энергиясының максимумы және басқа көрсеткіштер арқылы.

Локальдық көтерілімдердің морфологиялық-генетикалық белгілері: 1) аллювий қалыңдығының азаюы; 2) фациялардың іріленуі, 3) террасалар биіктемелерінің локальдық үлкеюі; 4) аккумуляциялық террасалардың тұғырлық (цокольдық) немесе эрозиялық террасалармен локальдық алмасуы; 5) тұзкүмбез құрылымдар үстіндегі депрессиялар; 6) құмжалдар арасында барқандар шоғырлануы.

Геоморфологиялық әдістер сонымен қатар құрылымдық карталарды, фациялық, палеотектоникалық және палеогеографиялық шекараларды нақтылауға нәтижелі пайдаланылады. Олар қайраңдар мен мұхит түбінің геологиялық құрылысын зерттеуде де маңызды рөл атқарады.

Жоғарыда аталған мәселелерді шешу арқылы геоморфологиялық критерийлерді құрылымдық пішіндер мен пайдалы қазбалардың орналасуын бақылайтын бедердің көмілген пішіндерін болжауға пайдалануға болады. Геоморфологиялық зерттеулер кенді аудандар мен алаңдарды зерттеуде, әсіресе блоктық тектониканы анықтауда шешуші рөл атқара бастады.

2.4. Геоморфологиялық графика

Геологиялық карта түсіру жұмыстары кешеніне кіретін геоморфологиялық зерттеулер мен геоморфологиялық байқаулардың қорытындысы - геоморфологиялық карта. Ол геологиялық есепнама графикасының комплектіне кіреді. Геоморфологиялық картаға қосымша геоморфологиялық қималар, бағаналар, блок-диаграммалар және басқа графика жасалынады. Сонымен катар, геологиялық есепнамаға геоморфологиялық сипаттама арнайы “геоморфология” тарауы түрінде кіреді. Ал геоморфологиялық зерттеулер арнайы жүргізілген жағдайда есепнама өзінше бөлек жасалынады.

Геоморфологиялық карта типтері. Жалпы жіктелімде геоморфологиялық карталар арнайы карталар ретінде қарастырылады. Олар геологиялық карталар сияқты масштабы, мазмұны және пайдалануы бойынша бөлінеді.

Масштабы бойынша геоморфологиялық карталар мынадай ***типтерге*** бөлінеді: 1) шолулық (масштабы 1:10000000-нан

1:1500000- ға дейін), 2) ұсақ масштабты (1:1000000-1:500000), 3) орта масштабты (1:200000-1:100000) және 4) ірі масштабты (1:50000-1:25000 және одан да ірілеу).

Мазмұны бойынша геоморфологиялық карталар жалпы және арнайы түрлерге бөлінеді.

Арнайы геоморфологиялық карталар жалпылауға кірмеген жеке көрсеткіштер бойынша жасалады. Мәселен, морфографиялық, морфометриялық, генетикалық, бедер жасына қатысты, қазіргі бедер түзуші процестерге байланысты көрсеткіштер. Осы көсеткіштер бойынша жасалған карта типтері: морфографиялық, морфометриялық (жіктелу жиілігі картасы, жіктелу тереңдігі картасы, жер бетінің құлдилығы картасы), құрылымдық-геоморфологиялық, морфомүсіндік (флювий, мұздық, карст, суффозия, эол, жанартау бедерлері), морфохронологиялық, морфодинамикалық карталар және басқалар. Бұл карталар сонымен бірге аналитикалық карталар деп те аталады.

Жалпы геоморфологиялық карталар маңызды көрсеткіштер жиынтығы бойынша, морфологиясы (морфографиясы мен морфометриясы), генезисі және бедер жасы бойынша жасалады.

Сонымен бірге *типологиялық* - құбылыстардың ұқсас типтері (бедер типтері, геоморфологиялық процестер, бедер беттері) бойынша жасалатын және *геоморфологиялық аудандау* - бөлінген аудандарға ғана тән өзіндік (аймақтық) белгілер негізінде жасалатын карталар бөлінеді.

Бедер түзілген уақыт кесіндісін сипаттауына байланысты жасалатын карта типтері: қазіргі заман геоморфологиялық жағдайларының картасы, палеогеоморфологиялық карталар және геоморфологиялық болжамдар (бедердің болашақта дамуы) картасы.

Қолдану аясына қарай геоморфологиялық карталар кең және тар шеңберде қолданатын карталарға бөлінеді. Кеңінен қолданылатын карталар ғылым мен экономиканың әртүрлі салалары тұтынушыларының жалпы қажетін өтеуге арналған. Тар шеңберде қолданатын (арнайы немесе қолданбалы) карталар нақты мәселелерді шешуге қажет, мысалы: пайдалы

қазбаларды іздеу, инженерлік мақсаттар (гидротехникалық немесе жол құрылысы), ауыл шаруашылығы үшін.

Жалпы геоморфологиялық карталар бедерді мынадай басты белгілермен сипаттауы қажет: морфологиясы, генезисі және бедер жасы. Жалпы геоморфологиялық карталар аналитикалық және синтетикалық түрлерге бөлінеді. Аналитикалық карталарда жоғарыда аталған негізгі белгілер бойынша және шартты белгілер көмегімен бедер элементтері мен пішіндері көрсетіледі. Синтетикалық карталарда бедер пішіндерінің жиынтығы және негізгі шартты белгілермен бірнеше геоморфологиялық белгілері көрсетіледі.

Аналитикалық карталарда бедердің сипаты (генезисі, морфологиясы және жасы) бірнеше шартты белгілер жиынтығын пайдалану арқылы көрсетіледі. Мысалы: түс реңі, штрихтеу, индекстер, изосызықтар қолданылады. Ұзақ уақыт бойы аналитикалық типті жалпы геоморфологиялық карталар жасау үшін жалпыға ортақ бірегей легенда (шартты белгілер) болған жоқ. Халықаралық географиялық одақ жанындағы Геоморфологиялық картографиялау комиссиясы 1968 жылы масштабы 1:25000-1:50000 геоморфологиялық карталар үшін әмбебап легенда жасады. Аналитикалық типті жалпы геоморфологиялық карталар жасау үшін бір-біріне тәуелсіз шартты белгілер жүйесін қолдану қажет. Бедердің морфологиялық ерекшеліктерін горизонтальдар арқылы бейнелеген дұрыс. Бұл сипаттар – жар, жыра, кемер, карст воронкасы, жағалау үймегі және басқа пішіндер – масштабтан тыс шартты белгілермен толықтырылады. Бедер генезисі арнайы қабылданған бояу реңдерімен көрсетіледі. Бедер жасын түс реңдерінің қанықтылығын пайдаланып көрсеткен дұрыс. Бұлардан басқа генезисін және жасын білдіретін индекстер де қолданылады.

Геоморфологиялық карталарды бояусыз ақ-қара түспен жасағанда әртүрлі штрих, сызық және масштабтан тыс белгілер қолданылады. Бұл карталар маңызы бойынша бай, көрнекі және жеңіл оқылатын болу керек.

Синтетикалық карталарда морфологиялық комплекстер (бедер типтері) сыртқы кейпі, геологиялық құрылысы, жаралуы мен дамуы ортақ болуымен біріккен пішіндердің табиғи

топтамасы болып бөлінеді. Көбінесе ірі және орта масштабты карталарда түсті белгілермен жанартау жаралымдары мен бедер пішіндерінің экзогенезисі, олардың морфологиялық байланысы, ал түс реңі қанықтылығымен морфометриялық көрсеткіштер (абсолют және салыстырмалы биіктіктер) беріледі. Аккумуляциялық ойпат жазықтарды көрсету үшін жасыл және көк реңдер қолданылады. Денудациялық қырат жазықтар үшін сары-қоңыр, таулар үшін қоңыр және қызыл реңдерді пайдаланады. Реңдер қанықтылығы жазықтар мен таулар биіктеген сайын күшейе береді. Түсті белгілер жүйесіне кірмейтін геоморфологиялық белгілерді көрсету үшін штрих қолданылады. Кейде шартты белгілер кесте түрінде жасалады.

Аналитикалық және синтетикалық геоморфологиялық карталар әдетте бір-бірін толықтырады. Біріншісі далалық зерттеулер үшін қолайлырақ болса, екіншісі камералық кезеңде масштабы ірілеу карталар жасауға жиі қолданылады.

Геоморфологиялық қималар. Қималар жасауға қажет сызықтарды әдетте негізгі орографиялық элементтер созылымына көлденең бағыттарда таңдайды. Таулы алқаптар үшін профильдің (кескіннің) тік және көлбеу бағыттардағы масштабы бірдей болады, кейде 2-5 есеге дейін ауытқиды, ал жазық алқаптар үшін тік масштаб көлбеу масштабтан 5-10 есеге дейін артық болуы мүмкін. Бұл шара бедер көрнекілігін қамтамасыз етеді. Кескін міндетті түрде геологиялық мағынамен толықтырылады.

Геоморфологиялық кескіндер жасау тәсілдері:

1) қимада геоморфологиялық картада кездесетін бедер типтері мен олардың шекараларын көрсетеді. Олардың сипаты геологиялық қима үстіне қысқаша мәтін түрінде келтіріледі;

2) бір немесе бірнеше сызық бойынша гипсометриялық кескін тұрғызылады. Тік бағыттағы масштаб қажеттілікке қарай бірнеше есе үлкейтілуі мүмкін. Мұндай кескін картаны негізінен бедердің гипсометриялық сипатымен ғана толықтырады;

3) біріккен кескіндерді тұрғызу. Кескін сызықтары негізгі орографиялық элементтердің (жоталар жүйесі, тау өңірі және басқалар) созылуына көлденең, ал бір-біріне параллель және шамамен бірдей аралықта жүргізіледі. Бір кескінге кезегімен қалғандары түсіріледі, оларда оның алдында болмаған жаңа

пішіндер басқа түсті немесе пунктир сызықтармен көрсетіледі. Біріккен кескіндерді тұрғызу таулы өңірлерде немесе өзен аңғарларын зерттеуге қолданады.

4) геоморфологиялық кескіндерді С.Г. Боч тәсілі бойынша тұрғызу. Кескіннің (бірінші тәсілмен тұрғызылған) төменгі жағына әр заманда нақты ауданның бедер пішіндерін қалыптастырған тектоникалық (эндогендік) факторлар туралы деректер (бағыттылығы, қарқындылығы мен қозғалыстар сипаты) және экзогендік процестер (әртүрлі денудациялық және аккумуляциялық) көрсетіледі.

5) А.И. Спиридонов тәсілі бойынша тұрғызылған геоморфологиялық кескін негізінен литологиялық-стратиграфиялық қима болып табылады. Кескінде көміліп қалған денудациялық және аккумуляциялық беттер, коррелят түзілімдер көрсетіліп, тиісті бедер пішіндерімен байланыстырылады.

Блок-диаграмма. Геологияда кеңінен қолданатын конустық проекцияда (сызықтық перспективада) тұрғызылған блок-диаграммалар бедер мен оның геологиялық құрылысы арасындағы байланысты көрнекі түрде көрсетеді.

Бедер мен геологиялық құрылыстың ерекше сипаттарын *фотография* және *перспективалық эскиз суреттер* көмегімен көрсетуге болады. Оларда түрлі бедер типтерінің таралуын, өзара қатынасын және континенттік түзілімдерді көрсетіп, қажет түсініктемелер жасауға болады.

Геоморфологиялық бағана стратиграфиялық бағана негізінде жасалынады. Бөлінген стратиграфиялық бөлімдемелер үшін кезегімен тиісті бағаналар тұрғызылады. Мысалы, таужыныстардың денудация мен моруға жалпы төзімділігі, таужыныстардың кейбір геоморфологиялық процестерге берілгіштігі (мәселен, жылжымаға), беткейлік шайылу, эрозиялану, суффозиялық, карст-суффозиялық бүліну, т. б. Нәтижесінде таужыныстардың жеке бағаналарда көрсетілген барлық геоморфологиялық процестерге берілгіштігін ескеретін жиынтық геоморфологиялық бағана тұрғызылады.

Геоморфологиялық жазба сипат. Зерттелген ауданның геоморфологиялық сипатының мәтіні геологиялық есепнаманың арнайы “Геоморфология” тарауында не жеке есепнама түрінде

беріледі. Бедер сипаты картада бөлінген аудандауға сай, әр аудан бойынша жасалады. Ал сипат, генетикалық принцип бойынша беріледі. Эндогендік (тектоникалық және жанартаулық) және экзогендік (флювийлік, мұздықтық, карст, беткейлік, т. б.) бедер пішіндері бөлініп, олардың генетикалық типтері (мысалы, денудациялық немесе аккумуляциялық) жеке-жеке сипатталады.

Бірқатар геоморфологиялық аудандарды қиып өтетін бедер пішіндері - ірі аңғарлар, теңіз және көл жағалауы, морена жоталары және басқалар арнайы сипатталады. Бедердің даму тарихын анықтауға негіз болатын өзен және теңіз террасалары, тегістелу беттері түбегейлі сипатталады. Қорытындысында бедердің тарихы, ең жаңа тектоникалық қозғалыстар мен континенттік шөгінді жиналу қайта қалпына келтіріледі. Бедер түзуші факторлар талданып, қазіргі бедер түзуші процестер қарастырылады.

Бақылау сұрақтары:

1. Геоморфологиялық зерттеулердің құрылымы қандай?
2. Геоморфологиялық зерттеу әдістерін қалай сипаттауға болады?
3. Геоморфологиялық зерттеулер арқылы қандай мәселелерді шешуге болады?
4. Геоморфологиялық карталар қандай типтерге бөлінеді?
5. Мазмұны бойынша қандай геоморфологиялық карталар ажыратылады?
6. Геоморфологиялық қима және бағана деген не, олар қалай ажыратылады?

3. БЕДЕР ДАМУЫНЫҢ ЖӘНЕ КОНТИНЕНТТІК ТҮЗІЛІМДЕР ҚАЛЫПТАСУЫНЫҢ НЕГІЗГІ ЗАҢДЫЛЫҚТАРЫ

Бедер жаралу немесе морфогенез өте күрделі жүретін процесс. Ол бірқатар бедертүзуші факторлар - қозғаушы күштер мен бедер пайда болатын себептер әсерінен дамиды. Олардың арасында басты орынды *эндогендік (ішкі)* және *экзогендік (сыртқы) бедер жасаушы процестер,* яғни тікелей бедер пішіндерін жарататын факторлар алады. Сонымен қатар, басқа факторлардың, мысалы жер қыртысының геологиялық құрылысы мен климаттың да маңызы зор.

3.1. Бедер жасаушы процестер

Жер бедері ұдайы бір-біріне кереғар әсер ететін эндогендік және экзогендік процестердің нәтижесі болып табылады. Осының салдарынан бедер үздіксіз өзгеріп отырады. Бұл жерде эндогендік процестер, яғни жер қыртысының тектоникалық қозғалыстары мен вулканизм жетекші орын алады. Олар жер бетінің әркелкілігін туындатып, экзогендік процестердің дамуына жағдай жасайды. Бедер түзілуде экзогендік процестер де үлкен рөл атқарады. Олар жер бетін бүлдірумен қатар, континенттік түзілімдердің қалыптасуына және жаңа бедер пішіндерінің жаралуына әкеледі.

Эндогендік процестер. Бедер қалыптасуына жер қыртысының жаралу процестері мен тектоникалық қозғалыстардың тигізетін әсері мол. Бұл процестермен жер бетінің ең үлкен пішіндері байланысты. Бедер түзілуде жер қыртысының тербелмелі қозғалыстарының, яғни оның көтерілуі мен төмендеуінің де маңызы үлкен. Көтерілген тектоникалық белсенді белдемдерде таулар пайда болса, тектоникалық тұрақты аумақтарда ірі платформалық жазықтар қалыптасады.

Вулкандық процестер барлық жерде бірдей көрініс таппаса да, кей жерлерде олардың бедер түзудегі орны ерекше. Вулканизмнің тектоникамен де тығыз байланысты екенін ескерген жөн.

Экзогендік процестер әдетте шағын пішіндер жасап, эндогендік пішіндердің құрылысын күрделендіреді. Экзогендік

процестер үш геологиялық процестер тобына бөлінеді: мору, денудация және аккумуляция. Мору процесінің өнімдері денудация агенттерінің ықпалынан ысырылып, қозғалысқа келеді. Нәтижесінде жер бетінде құрылымсызданған немесе қазылған денудациялық бедер пішіндері пайда болады. Ал қозғалысқа келіп, тасымалданған мору материалдарынан шөгінді таужыныстар түзіліп, жиналған немесе аккумуляциялық бедер пішіндері қалыптасады. Сонымен, денудация мен аккумуляция біртұтас экзогендік процестердің екі жағы болып табылады.

Денудациялық-аккумуляциялық процестер – минерал массаларды қозғалысқа келтіріп, тасымалдайтын агенттердің сипаты. Осы агенттердің әсер етуі бойынша төмендегідей процесс топтары бөлінеді:

1) гравитациялық – минерал массалар беткейлерден өз салмақ күші бойынша сырғып, қозғалысқа келеді;

2) делювийлік – беттердің арнасыз тұтас сорғалама су массасымен шайылуы;

3) флювийлік – арналы су ағындарының әрекеті;

4) мұздықтық (гляциялық) – қозғалыстағы мұздықтар әрекеті;

5) флювий-гляциялық – мұздықтардан еріп шыққан ағын су әрекеті;

6) карст – жерасты суының химиялық жолмен заттарды ерітіп шығаруы;

7) суффозиялық – жерасты суының ұсақ лай бөлшектерді механикалық жолмен шайып шығаруы;

8) соқпа толқындық – теңіз бен көл жағасындағы соқпа толқындар әрекеті;

9) жел (эолдық) – желдің әрекеті;

10) антропогендік немесе техногендік – минерал массалардың техникалық жарақтармен немесе адам күшімен тасымалдануы.

Экзогендік процестердің жан-жақтылығы әсерінен жерде бедердің сан қилы пішіндері қалыптасады. Экзогендік процестер нәтижесі бірқатар геологиялық, географиялық, т. б. факторлармен де байланысты.

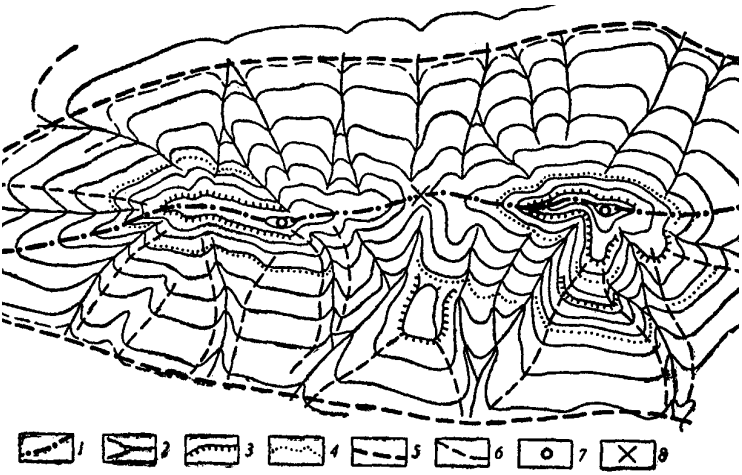
3.2. Бедер жаралудағы геологиялық және географиялық факторлар

Бұл факторлар өз бетінше бедер жасамағанымен, олардың жаралуына едәуір әсер етеді. Олар экзогендік процестер кешенінің біліну қарқындылығын және пайда болу жағдайларын анықтайды. Бұл факторларға тектоникалық қозғалыстар, жергілікті геологиялық құрылыс, климаттық жағдайлар, өсімдіктер, таулы және жазық жағдайлар жатады. Негізгі рөлді уақыт, яғни процестердің ұзақтығы мен кезеңділігі, жағдайлардың уақыт ағымында өзгеруі атқарады. Экономикада адам әрекетінің артуы да басты рөл атқарады.

3.3. Бедер пішіндері және олардың генетикалық жіктелімі

Бедер пішіндері – белгілі бір физикалық-геологиялық процестер нәтижесінде, ал кей жағдайларда геологиялық құрылымдар ықпалынан туындайтын Жер беті морфологиясының ерекшеленген бөліктері. Олар таужыныстардан құралған немесе солардың ішінде орналасқан қуыс денелер. Бұл денелер *қарапайым пішіндерге* (моногендік, мысалы жыралар, барқандар) және *күрделі пішіндерге* бөлінеді. Эндогендік бедер пішіндерінің барлығы, сонымен қатар экзогендік бедер пішіндердің көпшілігі күрделі топқа жатады. Қарапайым және күрделі пішіндер *пішін комплекстеріне* – геоморфологиялық ландшафт құрайтын, белгілі бір кеңістікте парагенетикалық байланыстағы бедер пішіндеріне бірігуі мүмкін. Сонымен қатар, генезисі бір және морфологиясы ұқсас пішіндерді біріктіретін бедердің *морфогенетикалық типтері* бөлінеді.

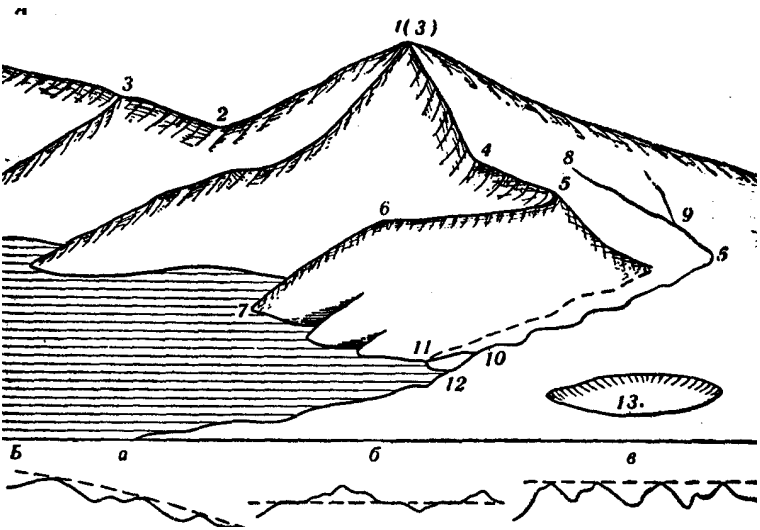
Жалпы морфологиялық белгілері бойынша бедер пішіндері оң (дөңес) және теріс (ойыс), тегіс, тұйық және ашық түрлерге жіктеледі. Кез келген бедер жеке элементтерге жіктеледі (*3.1-* және *3.2-суреттер*).



3.1-сурет. Бедердің негізгі элементтері (Ю.К. Ефремов бойынша).
Сызықтар: 1 - суайрық, 2 - тальвег, 3 - қабақ, 4 - бүгілме, 5 - кемер табаны, 6 - қыр; 7 - төбелер; 8 – кезеңдер

Бедер жіктелімі сан алуан және әр түрлі принциптерге негізделеді. Олардың ішінде ең бастысы - генетикалық принцип. Бедер генезисі деп оның ең жетекші бедер жасаушы процесс нәтижесінде пайда болуын айтады. Бедер жаралудың күрделілігі, оған көптеген процестердің әсеріне және олардың әсер ететін уақытының әртүрлі болуына байланысты. Сондықтан, бедер пішіндері генетикалық жағынан әркелкі болып келеді. Геоморфологияның ең маңызды мәселесі - басты бедер жаратушы процесті анықтау. Бірқатар бірдей процестер әрекеті нәтижесінде жаратылысы комплексті бедер пішіндері бөлінеді. Кейбір бедер пішіндері жаралуындағы анықтаушы рөлді геологиялық құрылыс атқарады, бұл жағдай генетикалық жіктелімде ескерілу керек.

И.П. Герасимов ұсынған генетикалық жіктелім бойынша жер беті пішіндері үш санатқа бөлінеді. Жер қыртысы мен тектоникалық қозғалыстардың бедерде білінуі бойынша *геотектуралар* – континент көтерілімдері мен мұхит ойыстары; *морфоқұрылымдар* – тау көтерілімдері, ойпаңдар мен жазықтар; экзогендік процестер білінімі бойынша - *морфомүсіндер* элементтері жіктеледі.



3.2-сурет. Бедердің морфологиялық (Ю.К. Ефремов бойынша) нүктелері (*А*) және қамту беттері (*Б*).
Нүктелер: *1* – төбе; *2* – ершік; *3* – түйін; *4* – білек; *5*-бұрылма (тізе); *6* – иық; *7* – мүйіс; *8* – бастау; *9* – айрық; *10* - фуркация (тарам); *11* – саға; *12* - қолтық басы; *13* – тереңдік. *Беттер*: *а* - жалпы еңістік, *б* - деңгей, *в* - төбе

Келесі жіктелім морфометриялық принципке негізделген. Өлшемдері бойынша мынадай бедерлер бөлінеді: 1) *алып (планеталық) пішіндер* - континенттер мен мұхит ойыстары; 2) *мегапішіндер* - тау жүйелері, жазықтар, теңіз ойыстары, мұхит орталық жоталар; *макропішіндер* - тау жоталары, қыраттар, ең үлкен аңғарлар; *мезопішіндер* - қырқалар, төбелер, аңғарлар; *микропішіндер* - ұсақ дөңдер, сайлар, террасалар; *нанопішіндер* - жыралар, атыздар, ұсақ төбелер, үймектер.

Жалпы жіктелімдер практикалық мақсаттар үшін әрине жеткіліксіз. Бедерді толығырақ зерттегенде алдыңғы планға генетикалық жіктелім шығып, ол бедердің морфографиялық белгілерімен және оның пішіндерінің жасымен толықтырылады. Мұндай жіктелімнің жалпы сұлбасында бөлінетіндер:

А. Эндогендік бедер пішіндері, олар: 1) планеталық; 2) тектоникалық және 3) жанартаулық түрлерге бөлімденеді;

Б. Экзогендік бедер пішіндері, олар эндогендік бедер пішіндері үстінде калыптасады және оларды біршама дәрежеде қайта өңдейді. Бұл бедер пішіндері: 1) денудациялық (қазылған) және 2) аккумуляциялық (жиналаған) түрлерге бөлімденеді. Көп жағдайларда күрделі денудациялық-аккумуляциялық бедер пішіндері қалыптасады.

Бедер жасы – бедер жаралған салыстырмалы геологиялық уақыт. Қазіргі заман пішіндері тарихи шкала бойынша даталанады. Радиогеологиялық немесе палеомагниттік әдістер көмегімен бедердің абсолют жасы анықталады. Бедер жасын анықтаудың ең басты тәсілдеріне, жас шекаралары және коррелят түзілімдер әдістері жатады. Олар жоғарыда толығырақ қарастырылған.

3.4. Континенттік түзілімдердің генетикалық типтері

Бедер дамуы мен континенттік түзілімдер жаралуы өзара тығыз байланысты. Бедердің қалыптасу тарихы мен оның жасын континенттік шөгінді жиналу тарихынан тыс анықтау мүмкін емес. Сондықтан, бедер пішіндері мен оларды құрайтын түзілімдердің генетикалық типтерін тең қарастыру қажет. Қазіргі кезде теңіз түзілімдерінің генетикалық типтерін де бөледі.

Геоморфологияда түзілімдердің генетикалық типтері туралы түсінік ерекше сипатқа ие. Осыған байланысты шөгінді жиналу бедер жаралумен тығыз байланыста қарастырылады. *Түзілімдердің генетикалық типтері* деп белгілі бір сыртқы физикалық-геологиялық процесс әсерінен пайда болған түзілімдерді атайды. Біртұтас аккумуляциялық процесс нәтижесі ретінде бір заңдылық бойынша құрылған шөгінділердің генетикалық комплексі пайда болады. Әр генетикалық типтің ең басты белгісі оның шөгінді жабыны құрылысы мен қалыптасу тарихындағы сапалық ерекше рөлі және оның бедер мен бедер эволюциясындағы орны болып табылады.

Түзілімдердің генетикалық типтері өзара литологиялық құрамы бойынша ғана емес, бедердегі жағдайы, беті мен жатыс пішіндері бойынша да ажыратылады. Бұл түсініктің үлкен практикалық мәні де осында, яғни осы белгілердің кейбіреулері

бойынша түзілімдер генезисін анықтап, жетпегендерін, әсіресе көзден жасырын жатқан жатыс пішіндері мен басқа генетикалық типтердің арақатынасын болжай аламыз.

Экзогендік процестер білінетін әртүрлі табиғи жағдайлардың болуы типшелер бөлуге әкеледі (мысалы, континент немесе тау мұздықтары түзілімдері). Қандай болмасын, белгілі бір процесс барысында шөгінділер түзілу жағдайларының ерекшеліктері *фациялар* пайда болуына әкеледі. Фациялар шөгінді құрамы немесе жайғасу жағдайлары бойынша ажыратылады. Бірнеше процестің бірге әсер етуінен, аралас санаттар бөлінеді.

Континенттік түзілімдердің Е.В. Шанцер ұсынған генетикалық типтерінің жіктелімі негізінде олардың жаралу жағдайлары, таужыныстардың моруы мен мору өнімдерінің шығарылу көздерінен аккумуляция алқаптарына тасымалдау ерекшеліктері бойынша орналасқан. Бұл жіктелімде 9 парагенетикалық қатар, 19 генетикалық типтер тобы және 33 генетикалық тип бөлінген (*3.1-кесте*).

3.1–кесте

Континенттік түзілімдер генетикалық типтерінің жіктелімі

Парагенетикалық қатарлар	Генетикалық тип топтары	Генетикалық типтер
Элювий (мору қыртысының қатары)	Элювий тобы	Термофракциялық элювий Криогендік элювий Хемоморфтық элювий
	Дербес мору қыртысы тобы	Дербес мору қыртысы элювийі
	Топырақтар тобы	Автоморфтық топырақтар Гидроморфтық топырақтар
Беткейлік (коллювий)	Гравитациялық топ (опырылма коллювий)	Опырылымдық жиылымдар Сусыма жиылымдар
	Су-гравитациялық топ (сырғыма коллювий)	Сырғыма жиылымдар Солюфлюкция жиылымдары

	Су-беткейлік топ (шайылу коллювийі)	Делювий Беткейлік пролювий
Сулық (аквалық)	Арналық су ағын түзілімдерінің тобы (флювийлік)	Аллювий Пролювий Атырау түзілімдері
	Көл түзілімдерінің тобы (лимналық)	Көл түзілімдері (соқпатолқын, табан ағындары, гравитациялық шөгу, хемогендік, биогендік)
Жерасты сулық (субтерралық)	Үңгір түзілімдері тобы (субтерралық) Бұлақ түзілімдері тобы (шапшымалық)	Жұрнақ опырылымдық, су-механикалық, су-хемогендік, органогендік Туф пен травертин
Мұздықтық (гляциялық)	Өзіндік мұздықтық түзілімдер тобы (гляциялық)	Негізгі морена Шеткі морена Бүйірлік морена
	Су-мұздық түзілімдері тобы (флювий-гляциялық)	Мұздық маңы түзілімдері Мұздықтан тыс түзілімдер
	Мұздық-көлдік топ (лимна-гляциялық)	Көл-мұздық түзілімдері
Желдік (эолдық)	Эолдық құм тобы (перфляциялық)	Эолдық құм
	Эолдық лёсс тобы (суперфляциялық)	Эолдық лёсс
Биогендік	Шымтезектер тобы	Автохтондық шымтезек
Жанартаутекті	Су шаю түзілімдері тобы Бұлақ түзілімдері тобы	Лахар Гейзер түзілімдері
Техногендік (антропогендік)	Үйінді, шайынды, жасанды суқойма, өзгерген түзілімдер тобы	Кен-өнеркәсіптік Құрылыстық Ирригациялық Шаруашылық-тұрмыстық

4. ЭНДОГЕНДІК ПРОЦЕСТЕРМЕН БАЙЛАНЫСТЫ БЕДЕР ПІШІНДЕРІ

Біздің планетамыздың бедері дамуында эндогендік процестер ерекше рөл атқарады. Жер бедері пішіндерінің негізгі ерекшеліктері оның түзілуіне жағдай жасайды. Эндогендік бедер пішіндері өзара тығыз байланысқан планеталық, тектоникалық және жанартаулық пішіндерге бөлінеді.

4.1. Планеталық бедер пішіндері

Планетамыздағы ең ірі, яғни планеталық бедер пішіндері өздерінің жаралуы бойынша эндогендік процестермен байланысты. Геофизикалық және суасты терең бұрғылау жұмыстары берген деректер жер қыртысының құрылысы континенттер мен мұхит алаптары астында бірдей емес екендігін қуаттады. Осыған байланысты жер қыртысы құрылыстық ерекшеліктеріне қарай, континенттік және мұхиттық типтерге бөлінеді.

Жер қыртысы континенттердің мұхиттармен жапсарлас аймақтарындағы (өтпелі жерлерінде) қозғалмалы, яғни қазіргі белсенді белдеулерінде күрделі құрылымдар дамуымен ерекшеленеді. Мысалы, Тынық мұхиттың батыс жиегіндегі белсенді алқап (тектоникалық жік - субдукция) негізгі үш элементтен: терең сулы теңіз қазаншұңқырларынан, аралдар доғасынан және терең сулық науалардан тұрады. Бұл аймақтағы теңіз қазаншұңқырлары (Кариб, Жапон, т. б.) орналасқан кеңістіктердің жер қыртысы мұхиттық типке сәйкес келсе, ал осы теңіздермен шектескен құрлық массивтерінің (мысалы, Жапон аралдары) жер қыртысы құрылысы жағынан континенттік типке келеді. Мұндай өтпелі тектоникалық аймақта жерсілкіну және вулканизм дамыған.

Жер қыртысы мұхит орталық жоталар астында да өзіне тән ерекшеліктерге ие – оны жер қыртысының рифтогендік типтері дейді.

Сонымен, планеталық бедер пішіндеріне континенттер, мұхит алаптары, литосфера тақталары аралығындағы тектоникалық жіктер (суасты және құрлықтық) мен мұхит орталық жоталар жатады.

4.2. Тектоникалық бедер пішіндері

Тектогенез туралы қазіргі қалыптасқан түсінік бойынша тектоникалық қозғалыстар негізінен тік (радиал) және көлбеу (тангенциал) бағыттарда өрбиді. Бұл екі типті қозғалыстар жеке өз бағытында немесе өзара байланысты да жүруі мүмкін. Олар жер қыртысының ірі блоктарын тік немесе көлбеу бағыттарда қозғап, ауқымы әр түрлі қатпарлы және жарылымды құрылымдардың түзілуіне әкеледі.

Литосфералық плиталар тектоникасы тұжырымдамасы бойынша жоғары өрлеген конвекциялық тасқындар бедердің оң (дөңес) ірі пішіндерін қалыптастырады (мысалы, Шығыс Тынық мұхит көтерілімі). Осыдан кейінгі кезеңдерде мұндай көтерілімдердің өстік бөліктерінде терең бойлаған жарықтар әсерінен рифт - грабен тәріздес бедер пішіні пайда болады (мысалы, Орталық Атлантикалық рифт). Рифт түбіндегі айырылымдар бойымен көтерілген мантия затының балқыған жаңа порциялары литосфералық плиталарды екі жаққа карай кернеп ығыстырған - спрединг туындатады. Бұл спрединг қозғалысы көлбеу бағытта жүреді. Біз осы құбылыс арқылы тік қозғалыстардың көлбеу қозғалыстарға ауысқанын көреміз.

Көлбеу бағытта бір-біріне қарсы қозғалған литосфералық плиталар өзара соқтығысып, бірінің астына бірі кіреді (субдукция) немесе бірінің үстіне бірі шығады (обдукция). Бұл қозғалыстар терең су асты науалары мен оларды көмкерген аралдар доғасын (мысалы, Жапон астауы мен Жапон аралдары), ғаламат тау жүйелерін (мысалы, Гималай мен Анды) туындатады. Бұл мысалдардан, көлбеу қозғалыстардың тік бағыттағы қозғалыстарға ауысқанын көреміз.

Қалай болғанда да, тектоникалық қозғалыстар әртүрлі типті бедер пішіндерінен көрініс табады.

Қатпарлардың бедердегі көрінісі. Табиғатта әдетте екі қатпар түрі - *антиклиндер* мен *синклиндер* дамыған. Олар жер бетінде өздеріне тән бедер пішіндерін қалыптастырады. Мәселен, антиклиндер дөңес болуына қарай бедердің оң, ал синклиндер ойыс болғандықтан - теріс пішіндерін құрайды. Кейде керісінше аударылған, яғни инверсиялық бедер жасайды.

Бұл құбылыстар қатпарларды құрайтын таужыныстар құрамына, беріктік қасиеттеріне, сыртқы күштер әсерінің белсенділігі мен ұзақтығына, аумақтың тектоникалық режиміне байланысты (*4.1-сурет*).



4.1-сурет. Бедер пішіндерінің қатпарлы құрылымдармен байланысы: дөңіс пішіндер антиклин, ал ойыс пішіндер синклин қатпарлармен байланысты [12]

Ішкі құрылысы күрделі ірі қатпарлы құрылымдар антиклинорлар (мысалы, Үлкен Кавказдың Бас және Бүйір жоталары, Копетдаг антиклиноры) мен синклинорлар (Оралдың Магнитогорск синклиноры) бедерде үлкен тау жоталары және олардың арасындағы ойпаңдар түрінде білінеді.

Бірнеше антиклинор мен синклинор жиынтығынан тұратын өте үлкен тау жүйелері көтерілімдерін (мысалы, Үлкен және Кіші Кавказ тау құрылыстары) мегантиклинорийлер деп атайды. Олар тау жоталары мен олардың аралығындағы ойпаңдар жүйесінен тұратын мегапішінді бедер қалыптастырады.

Жарылымдардың бедердегі көрінісі. Тектоникалық жарылымдар масштабына байланысты кәдімгі (жер қыртысының жоғарғы жағындағы қабаттар), терең (литосфера) және өте терең (литосфераны жарып өтіп мантияны қамтиды) түрлерге бөлінеді.

Қатпарлар сияқты, жарылымдар да бедерде өзіндік көріністерге ие. Мәселен, жас лықсымалар мен бастырмалар жүйесі топографиялық беттерде сатыланған пішіндер түзеді. Сатылар биіктігі таужыныстар блоктарын ажыратып қозғаған жарылымдар амплитудасына байланысты болады. Терең

жарылымдар бойынша көтерілген жер қыртысы бөліктері құжбан таулар жасайды. Мысалы, Тянь-Шань, Алтай және басқалар - көне қатпарлы құрылымдар орнында пайда болған тау құжбандарына жатады.

Әдетте ірі қатпарлы бұзылыстар жарылымдармен бірігіп, қатпарлы-құжбан таулы пішіндер қалыптастырады. Нәтижесінде горст-антиклиндер мен горст-антиклинорлар немесе грабен-синклиндер мен грабен-синклинорлар пайда болып, олар қатпарлы-құжбан таулардың ішкі құрылымын анықтайды. Оған мысал, жоғарыда аталған Үлкен Кавказдың Бас және Бүйір жоталары.

Жарылымды бұзылыстар сызықтарының бойында магмалық таужыныстар, ыстық және минералды бұлақтар орналасуы, айналадағы аумақтарда кездеспейтін әртүрлі ерекше мезо- және микробедер пішіндері жиі байқалады. Кейде жарылымдар сызығы бойында жанартаулар тізбегі орналасады. Терең және өте терең жарылымдарда терең жерсілкінулер фокусы орналасады. Жерсілкінулердің осындай фокустары бойынша кейбір өте терең жарылымдардың Жер қойнауының 500-700 км тереңдіктеріне дейін жететіні анықталды.

Континент пен мұхиттардағы рифт белдемдері ауқымында орналасқан айырылымдық тектониканың да бедер жарату рөлі өте үлкен. Мысалы, олармен мұхит орталық жоталар мен Шығыс Африка жарылымдар жүйесіндегі рифт аңғарларының жаралуы байланысты.

Бедер пішіндерінің жаралуына тік және көлбеу бағыттарда жүретін жарылымдар қозғалыстарының да айтарлықтай әсері бар. Жер қыртысының ірі көлбеу жылжулары мұхит орталық жоталардың терең *трансформалық жарылымдармен* қиылысқан жерлерінде белгілі. Бұл жылжулар амплитудасы жүздеген километрге жетеді.

4.3. Неотектоникалық қозғалыстардың рөлі

Неоген-төрттік кезеңдеріндегі тектоникалық қозғалыстарды -*неотектоникалық* деп атайды. Олар пішіндері мен ауқымдары әртүрлі бедер қалыптастырады. Қазіргі кезде эндогендік бедер пішіндерінің негізгі кейпі осы жаңа тектоникалық-неотектоникалық қозғалыстар нәтижесінде

қалыптасқаны анықталып отыр. Неотектоникалық қозғалыстар планетамыздың барлық аймақтарын қамтиды. Мәселен, тік бағытты оң тектоникалық көтерілімдер бедерде шамалы байқалған алқаптарда кең жазықтар, аласа үстірттер мен жазық таулар орналасады. Олардың үстін жұқа төрттік түзілімдерінен тұратын тыс жауып жатады. Шығыс Еуропа жазығы, Батыс Сібір жазығының едәуір бөлігі, Үстірт, Қазақстанның негізгі жазық аумақтары, осының мысалы.

Қарқындылықты тектоникалық қозғалыстары төмендеу болған алқаптарда әдетте қалың неоген-төрттік қатқабаттырымен жабылған жазықтар орналасады. Олар: Каспий маңы ойпаты, Тұран ойпатының едәуір бөлігі, Батыс Сібір жазығының солтүстік бөлігі және т. б. Қарқынды, оң тектоникалық көтерілімдер болған алқаптарда биік таулар қалыптасқан. Олар: Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Прибайкалье, Забайкалье, т. б.

Сонымен, жаңа тектоникалық қозғалыстардың бедер түзуші рөлін топографиялық беттердің деформациялануынан көреміз. Нәтижесінде әртүрлі дәрежедегі оң және теріс бедер пішіндері қалыптасады. Топографиялық беттер деңгейінің дифференциациялануынан жер бетінде шығарылу және шөгінді жиналу алқаптары пайда болып, денудациялық және аккумуляциялық бедер пішіндері қалыптасады.

Геологиялық құрылымдардың қазіргі бедер пішіндерде білінуі неотектоникалық қозғалыстардың типі мен сипатына, оларды құрайтын таужыныстардың литологиясына және нақты физикалық-географиялық жағдайларға байланысты. Бір құрылымдар бедерде өздеріне тура сәйкес келетін көрініс тапса, ал келесі құрылымдар болған жерде - керісінше төңкерілген (инверсиялық) бедер, үшіншілерінің орнында - әртүрлі өтпелі, яғни тура бедер мен инверсиялық бедер аралығындағы пішіндер қалыптасады. Бедер мен геологиялық құрылымдар арасындағы байланыстың әртүрлі болуы әдетте ұсақ құрылымдарға тән. Ал ірі құрылымдар бедерде өзінің тура көрінісін табады, яғни көтерілімдер орын алған жерде - оң бедер, темендеген жерлерде - теріс бедер қалыптасады.

Морфологиясында геологиялық құрылымдар анық көрініс тапқан, яғни жаралуында эндогендік процестер басты рөл атқаратын жер бетіндегі бедер пішіндері - *морфоқұрылымдар* деп аталады. Бұл түсінікті алғаш 1946 жылы И.П. Герасимов ұсынған.

Неотектоникалық қозғалыстар білінімін сан алуан геоморфологиялық белгілер бойынша анықтауға болады. Олардың кейбіреулері: 1) теңіз және өзен террасаларының дамуы (егер олар климаттық немесе басқа себептермен байланысты болмаса), 2) теңіз және өзен террасаларының деформациясы мен көне беткейлердің тегістелуі, 3) тереңге түсіп кеткен немесе жоғары көтеріліп кеткен маржан рифтері, 4) су басып қалған теңіз жағалауы пішіндері және су астында қалған карст бұлақтары (егер олардың жағдайын Әлем мұхиты деңгейінің баяу өзгеруімен, яғни эвстатикалық тербелмелі қозғалыстармен түсіндіруге келмесе), 5) антецеденттік аңғарлар - өзендер өзінің жолында пайда болған жаңа тектоникалық көтерілімдерді, яғни антиклин қатпарларды немесе дөңестенген блоктарды қиып өтуінен жаралған аңғар пішіндері, т.б.

Неотектоникалық, яғни жаңа тектоникалық қозғалыстармен қатар қазіргі заманғы, яғни тарихи кезеңде орын алған, бүгін де жалғасып жатқан қозғалыстарды бөлуге болады. Мұндай қозғалыстар болғанын көптеген тарихи-археологиялық деректер мен қайта жүргізілген жоғары дәлдікті нивелирлеу бойынша білеміз. Қазіргі күнгі тектоникалық қозғалыстарды ұзақ мерзімге есептелген құрылыстар жүргізгенде (каналдар, мұнай-газ құбырларын, теміржол, т. б.) ескеру қажет.

Неотектоникалық және қазіргі заманғы тектоникалық қозғалыстарының амплитудасы әртүрлі, кейде тіпті үлкен. Мысалы, геологиялық-тектоникалық зерттеулер деректері бойынша, Іле Алатауы (ең биік шыңы Талғар - биіктігі 5017 м) етегіндегі жазық деңгейінен 3-4 км биікке көтеріліп кеткен. Ал осы таулардың солтүстігіндегі Алматы ойысының төмендеу амплитудасы 3 км-дей.

Неотектоникалық қозғалыстар нәтижесінде пайда болған эпиплатформалық биік тау жүйелері (орогендік белдеулер)

Еуразия континентінің ең көрнекті бедер пішіндері болып табылады.

Қазіргі заманғы тектоникалық қозғалыстарға байланысты табиғи ортаның өзгеруі, таулардың өсуі, зілзалалар мен ауа райының ауытқуы әлі де жалғасып келеді. Е. Финько (1964) Түркісіб теміржол желісі бойымен ұзындығы 1300 км Арыс - Алматы - Семей аралығында, 1935-1955 жылдары жүргізген жоғары дәлдікті геодезиялық өлшеулер нәтижесінде жер қыртысы қазір де даму үстінде екенін, тектоникалық қозғалыстардың әлі де елеулі орын алатынын дәлелдеді. Өлшеу жүргізген аралықта жер қыртысының жылдамдығы әр ауданда бірдей емес екендігі анықталды. Жердің ең жылдам көтерілу өсі Үлкен Қаратау жотасының Құлантау асуы арқылы өтетін Шақпақ асуында. Оның орташа мәні жылына 10-12,5 мм болатыны есептеп шығарылды. Тектоникалық белсенді фаза кездерінде таулардың өсу жылдамдығы әлдеқайда жоғары болған.

Қазіргі заманғы тектоникалық жарылымдар бойымен өзендер арнасының ығысуы анық байқалып, солар арқылы тектоникалық қозғалыстардың қарқындылығын анықтауға болады (*4.2-сурет*).

4.4. Магматизммен байланысты бедер пішіндері

Бедер пішіндері қалыптасуында магматизм маңызды рөл атқарады. Бұл интрузиялық магматизмге де, эффузиялық (вулкандық немесе жанартаулық) магматизмге де қатысты.

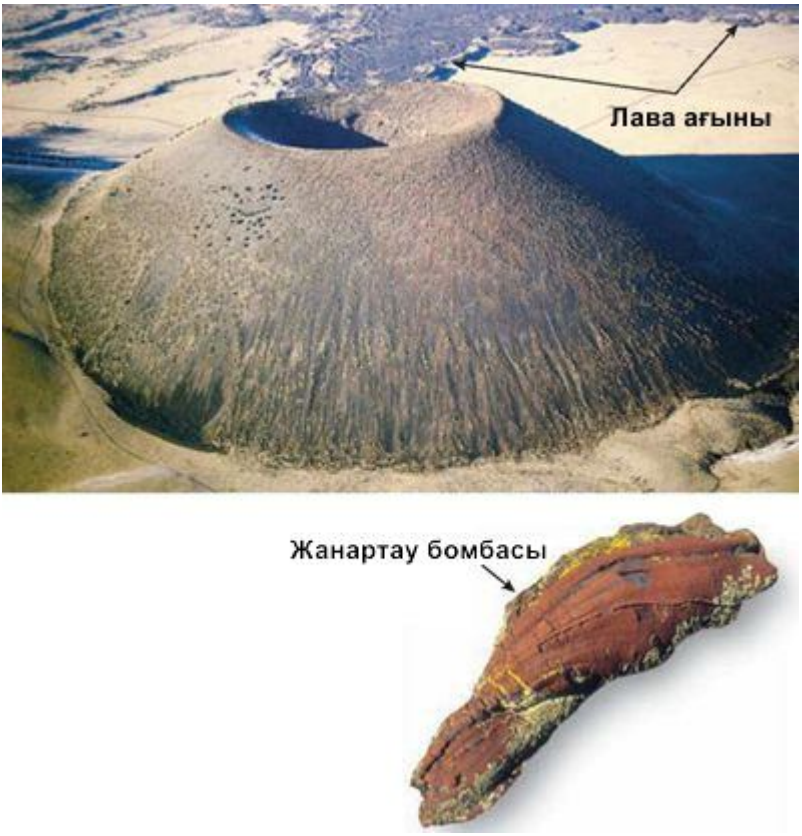
Интрузиялық бедер пішіндері. Интрузиялық магматизм нәтижесінде жер қыртысына балқыған массалар кіреді. Олардың өлшемдері әртүрлі болып келеді. Интрузиялық таужыныстар беріктігіне қарай әдетте оң бедер пішіндері ретінде білінеді. Мысалы, *батолиттер* мен *лакколиттер* дөңес пішінді ірі таулы бедер қалыптастырады. Орталық Қазақстандағы ұсақ шоқылы аласа және орташа таулар (Ұлытау, Қарқаралы, Қарағайлы, Кент, Баянауыл, Бурабай және т. б.) - гранит батолиттері. *Дайкалар* (сығылмалар) қырқалар мен шоқылы бедер пішіндерін түзеді. *Силл - трапп формацияларымен* байланысты қабаттық интрузиялар болғандықтан, жазық таулы және сатылы бедер пішіндерін жасайды.



4.2-сурет. Сан-Андреас (Калифорния штаты, АҚШ) жарылымының жер бетінде білінімі [12]

Жанартаулық бедер пішіндері. Жанартаулар алқаптық, сызықтық және орталық типтерге бөлінеді. Алқаптық жанартау атқылағанда үлкен аумақты жапқан *лава үстірті* пайда болады. Жарық бойымен жайылған сызықтық жанартау да үлкен аумақтарды қамтиды. Базальт лавалары жылдам ағып таралған жерлерде *вулкан қалқандары* пайда болады. Олардың арасында орналасқан *кратер* дөңестеніп көрінеді.

Орталық жанартаулар атқылаған жерлерде биіктігі әртүрлі (әдетте 100 м-ден 3000 м-ге дейін) *конустар*, олардың ортасында *кратер воронкасы*, ал айналасында *стратовулкандар* түзіледі. Жарылыс кезінде кратерлер кеңейіп, *жарылыс кальдералары* (диаметрі 2-4 км) пайда болады. Олар суға толса - көлге айналады (*4.3-сурет*).



4.3-сурет. Аризона штатындағы Сан-Франциско шыңы - жанартау қожынан жаралған конус кратері, төменгі жағында кратер конус беткейіндегі үлкейтілген жанартау бомбасы [12]

Жанартаулар лавамен бірге көп мөлшерде күл атқылайды. Жанартау күлі (бомба, лапилли, құм және майда күл) жер бетіне үйіліп, беткейлері 45^{o}, ал биіктіктері ондаған метрден 140 м-ге жететін *конус* жасайды.

Аққан лава қабыршықтана қатқанда, олардың арасында *лава гроты* және *лава үңгірі*, ал олардың төбесі ойылып түссе, *ашық лава астаулары* пайда болады. Лавадан бөлініп шыққан газ мөлшері көп болса, ол жарылыс жасайды. Ал тасқын бетінде конус пішінді қож жиналып, олар *гарнито* деп аталады.

Жанартау жарылысы нәтижесінде пайда болатын воронка немесе цилиндр тәрізді теріс бедер (ойық) пішінін *маар* дейді.

Жанартау конустары беткейлерін әртүрлі ағын су тілімдеп, радиал орналасқан терең эрозиялық жосылымдар жасайды, оларды *барранкостар* деп атайды.

Бос қопсық күл мен лапиллилер бетін олардың үстіне құлаған ірі кесектер мен тасжақпарлардың жыртуынан пайда болған пішіндерді *шар* деп атайды. Осындай сызық пішінді шарлар судың шаюмен *эрозиялық жосылымдарға* айналады.

Лава үстірттерін эрозиялық тілімдеулер мен беткейлік денудация үстірт пішінді биіктерге жіктеуінен *мес* деп аталатын жұрнақ пішіндер түзіледі.

Суасты жанартаулары айтарлықтай жарылыс жасамай-ақ лава атқылайды. Бірақ атқыланған лава жылдам суып, *шар* және *жастық тәрізді* микробедер түзеді. Мұхит түбіндегі (көбінесе Тынық мұхитта кездеседі) беті тегіс жекелеген тау тізбегі *гайоттар* деп аталады. Мұхит түбінде басқа да жанартаулық бедер пішіндері, *абиссал төбелер кездеседі.*

4.5. Жерсілкінулер түзген бедер пішіндері

Жерсілкінулер елеулі геоморфологиялық рөл атқарады. Олар әртүрлі жарықтар, жер қыртысы блоктарының жарықтар бойымен тік немесе көлбеу бағыттарда жылжуына, кейде қатпарлы деформациялар түзілуіне әкеледі.

Мысалы, 1948 жылғы Ашгабат жерсілкінуінен жер бетінде көптеген жарықтар пайда болған. Осы жарықтар бойымен жер блоктары тік бағытта 1 м-ге дейін жоғары көтеріліп, қайта төмен түскен. Ақсудағы жерсілкіну кезінде (Қырғызстан, 1885) блоктарға жіктелген массалар жарықтар бойымен 2,5 м-ге дейін сатылана көтерілгені байқалған. Португалияда (1775) болған жерсілкінуден Лиссабон қаласының жағалауы әпсәтте су астына кетіп, оның орнына тереңдігі 200 м-дей шығанақ орнаған. Жапонияда (1923) болған жерсілкінуден Сагами шығанағының бір бөлігі (Токионың оңтүстігі) 150 км^2 аумақта 200-250 м-ге дейін жылдам көтерілсе, ал екінші бөлігі - 150-200 м-ге дейін төмен түсіп кеткен.

Кейде жерсілкіну нәтижесінде грабен типті құрылымдар пайда болып, олар тиісінше теріс пішінді бедер түзеді. Мәселен, 1957 жылы болған Гоби-Алтай жерсілкінуінің эпицентрлік белдемінде ені 800 м, ұзындығы 2,7 км, ал жарықтар бойымен жылжыған амплитудасы 4 м-дей грабен пайда болған. Жерсілкіну кезінде пайда болған кемердің ұзындығы 500 км-ден аса созылып, үңірейген жарықтардың ені 20 м-ге, ал кей жерлерінде 60 м-ге жеткен. Прибайкальеде 1862 жылы болған жерсілкіну нәтижесінде Қудария даласының ауданы 260 км^2 болатын едәуір бөлігі (Селенга атырауының солтүстік-шығыс бөлігінде) төмен түсіп, бұл жерде тереңдігі 8 м-дей Провал шығанағы пайда болған.

Жерсілкіну салдарынан кейде бедердің өзіндік оң пішіндері пайда болуы мүмкін. Мәселен, 1887 жылы Мексиканың солтүстігінде болған жерсілкіну кезінде екі лықсыма аралығында биіктігі 7 м-ге жететін төбешіктер жаралған. Ал Индияның Ассам жерсілкінуі кезінде теңізден бірқатар аралдар шыққан, оның біреуінің ұзындығы 150 м, ені 25 м болған. Кейбір жағдайларда жерсілкіну кезінде пайда болған жарықтардан көтерілген су жер бетіне құм мен саз алып шыққан. Нәтижесінде биіктігі 1-1,5 м шағын үйінді конустар пайда болған. Кейбір жағдайларда жерсілкіну кезінде қатпарлы құрылымдар типті деформациялар пайда болады. Мәселен, 1891 жылы Жапонияда болған жерсілкіну кезінде жер бетінде биіктігі 30 см, ұзындығы 3-10 м-ге жететін толқындар пайда болған. Жерсілкіну кезінде пайда болған бедер пішіндерінің көпшілігінің өлшемдері біршама кішкене болғандықтан, олар экзогендік процестер әсерінен жылдам бұзылады.

Жерсілкіну нәтижесінде туындаған күшті жерасты дүмпулері таулардың қия беткейлерінде, өзен мен теңіз жағалауларында *опырылымдар, сусымалар*, ал қатты ылғалданған таужыныстарда *жылжымалар* мен *сырғымалар* пайда болып, олар белсенділенеді. Мәселен, 1949 жылы Тәжікстанда болған Хаит жерсілкінуі кезінде қатты опырылымдар мен сусымалар пайда болып, Хаит ауылы қалыңдығы ондаған метрге жететін сырғыма астына көміліп қалған. Памирде 1911 жылы болған жерсілкіну нәтижесінде ерекше зор опырылым пайда болған. Опырылып түскен масса

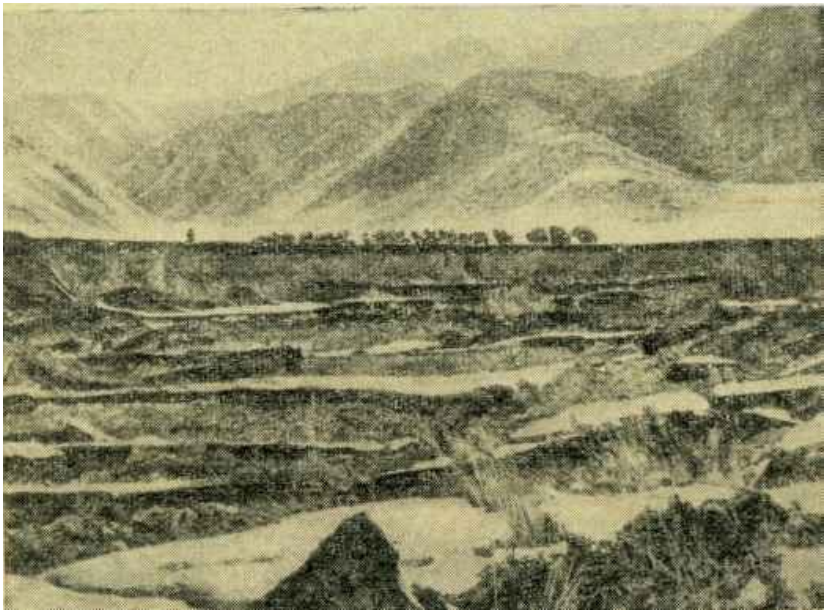
Мұрғаб өзені аңғарын бөгеп, ені 5 км және биіктігі 600 м бөгет (плотина) жасаған. Жерсілкіну кезінде биік таулар беткейлерінде жиналған қопсық материал қозғалысқа келіп, тау бөктерінде қалың сусыма болып үйіледі. Мәселен, 1911 жылы Алматы (эпицентрі Кемин шатқалында орналасқан) жерсілкінуі нәтижесінде Верный қаласында және Іле Алатауының солтүстік беткейінде пайда болған текшелер, жылжымалар мен сырғымалар денесі 400 км^2-ден асатын аумақты басып қалған (*4.4*- және *4.5-суреттер*).



4.4-сурет. Верныйда (қазіргі Алматы) 1911 жылы 4 қаңтарда (ескі стильмен 1910 жылы 22 желтоқсанда) болған жерсілкінудің салдары

Тау беткейлері етегінде, өзен және уақытша су ағындары аңғарларында жиналған қопсық массадан *сел тасқыны* пайда болуына әкеледі. Төменге қарай жөңкіген сел тасқындары жолындағылардың бәрін қиратып, таудан жазыққа шыққанда, үлкен аудандарға жайылған өзіндік бедер пішіндері - *шығарынды конустар* қалыптастырады.

Жылжыма, сырғыма, опырылымдардың жер қыртысы блоктарының жарықтар бойымен жылжуы суторапты өзгертіп, көлдер мен жаңа бұлақтар пайда болып, бұрынғылары жойылады. 1902 жылы болған Андижан жерсілкінуі нәтижесінде Қарадария өзені аңғарында *балшықты вулкандар* пайда болған.



4.5-сурет. Кемин (1911 ж.) жерсілкінуі кезінде жаралған жарықшақтар бойынша блоктардың текшелене қозғалуы (*А.И. Корнеевтің* фотосы)

Мұхит, теңіз түбінде пайда болған жерсілкінулерді *теңізсілкінулер* деп атайды. Теңізсілкінулер бедер түзілуде өзіндік маңызды рөл атқарады. Олардың әсерінен теңіз түбіндегі тұнбалар массасы қозғалысқа түседі. Теңізсілкінулер алып теңіз толқындарынан жаралған *цунамилерді* туындатады. Жағаға соғылған цунамилер елді мекендер мен адамдар тұрғызған құрылыстарды қиратып, жермен жексен етеді. Сонымен қатар, олар теңіз жағалауларының морфологиясына да айтарлықтай әсер етеді.

Бақылау сұрақтары:

1. Бедердің жаралуы қандай процестерге байланысты, олардың агенттері?
2. Бедер пішіндерінің генетикалық жіктелімі.
3. Континенттік түзілімдердің генетикалық жіктелімі.
4. Эндогендік процестермен қандай бедер пішіндері байланысты?
5. Бедер жаралуда неотектоника қандай рөл атқарады?
6. Жерсілкінулердің геоморфологиялық рөлі қандай?

5. ЭКЗОГЕНДІК БЕДЕР ПІШІНДЕРІ

Жер беті бедері негізінен эндогендік және экзогендік процестер әрекетінің функциясы екені белгілі. Күнделікті өмірде ісіміз жиі түсетін микро- және мезобедер пішіндерінің (бірқатар жағдайларда макробедер де) басым көпшілігі экзогендік күштер нәтижесі болып табылады. Осыдан-ақ экзогендік бедер түзілу заңдылықтарының танымдық мәнін көреміз. Соның нәтижесінде морфомүсіндік бедер түзіледі.

Морфомүсін деп заттардың жер бетінде экзогендік агенттер әсерімен қозғалысқа келуінен пайда болған, олардың өлшемдеріне тәуелсіз бедер пішіндерін айтады. Осы агенттер сипатына қарай, морфоқұрылым *денудациялық* және *аккумуляциялық* түрлерге бөлінеді.

Жоғарыда айтылғандай, бедер эндогендік және экзогендік процестердің өзара әрекетінің нәтижесі болғандықтан, морфомүсінді морфоқұрылымға қарсы қоюға болмайды. Мәселен, Каспий маңы ойпатындағы теңіз аккумуляциялық жазығы - морфомүсін, ол сонымен бірге өзгермеген немесе шамалы өзгерген тектоникалық морфоқұрылым. *Куэста* - моноклинді денудациялық салғырт морфоқұрылым болуымен қатар, ол эрозиялық морфомүсін.

Климаттық жағдайларға байланысты әр түрлі бедер пішіндері мен комплекстер түзіледі, яғни бедер қалыптасу ендік бағатты географиялық аймақтар мен биіктік белдеулерге бағынышты. Осыған орай экзогендік бедер өзі түзілген жағдайлар туралы да мол ақпарат бере алады. Экзогендік бедердің бұл қасиеті палеогеографиялық реконструкция үшін кеңінен пайдаланылады және пайдаланылуы да мүмкін. Мұндай реконструкциялар үшін нақты материалды бедердің жұрнақ пішіндері береді.

Бедер түзуші экзогендік процестердің үлкен назар аударарлық бір белгісі, олардың шапшаң жылдамдығы. Мысалы, жыралар біздің көз алдымызда пайда болады. Өзен аңғарларының пішіндері су тасқындары немесе сел жүріп өтсе өзгеріп шыға келеді, теңіз жағалаулары бір жерде шегінсе, басқа жерде ұлғаяды. Бедер пішіндері адамның шаруашылық әрекетін де өзгеріске түсіреді. Осының бәрі экзогендік процестер

әрекетін күнделікті өмірде ескеруді және бедер түзуші экзогендік заңдылықтарды мұқият зерттеуді қажет етеді.

Экзогендік агенттер әрекетінің қорытынды әсері - заттардың биігірек гипсометриялық деңгейлерден төменірек жерлерге жылжуында. Бірақ, кейбір жағдайларда бұл айтылғаннан ауытқулар болуы мүмкін. Заттардың қозғалуы оларға тартылыс күшінің тікелей әсерінен немесе ағын су, жел және мұздықтар араласуы нәтижесінде дамиды.

5.1. Мору процесімен байланысты бедер пішіндері мен түзілімдер

Ең негізгі экзогендік процестердің бірі болып табылатын мору - таужыныстардың әр түрлі экзогендік агенттер әсерінен механикалық қирау немесе химиялық ыдырау процесі. Мору агенттері - күн инсоляциясы, ауа, су, қышқылдар және тіршілік. Мору процесі физикалық және химиялық түрлерге бөлінеді. Олар көбінесе климаттық жағдайларға байланысты бірігіп әсер етеді.

Мору процесі нәтижесінде континенттік жаралымның айрықша генетикалық типі - элювий және онымен байланысты элювийлік кенорындар (боксит, никель, хром, марганец, темірлі телпектер, шашылымдар), сонымен қатар түрлі топырақ типтері түзіледі.

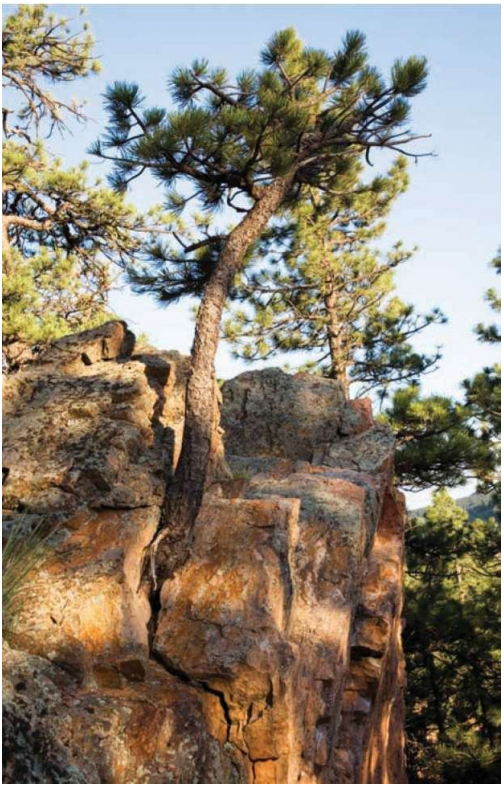
Физикалық мору нәтижесінде таужыныстар әртүрлі физикалық-механикалық әсерлерден шытынап, уатылып күйрейді, бірақ олардың химиялық құрамы өзгеріссіз қалады. Мору температуралық, аяздық және тұздылық түрлерге жіктеледі. *Температуралық мору* кезінде таужыныстар температураның тәуліктік ауытқуы ықпалынан жылыну (ұлғаю) және салқындау (сығылу) сияқты өзгерістерден іштей кернеуге түседі, осының салдарынан олар шытынайды және қабыршықтанады *(десквамация)*. Бұл процесс белсенділігі жоғары, температуралық ауытқу қамтыған жұқа сыртқы бетте жүреді. Түсі қара, полиминералды және ірі түйірлі таужыныстар жылдам бүлініп қирайды. *Аяздық моруда* таужыныстар өздерінің жарықтары мен қуыстарына кірген судың мұзға

айналған кезінде ұлғайып, механикалық әсер етуінен қирайды. *Тұздық мору* ыстық, құрғақ шөлдерде болады. Таужыныстар жарықтарына кірген тұзды судың кеуіп, тұз кристалдары өскен сайын, олардың қысымынан қирауға мәжбүр болады.

Химиялық мору. Таужыныстардың физикалық морудан механикалық үгілуі олардың химиялық өзгерістерге түсуіне жағдай жасайды. Химиялық моруда таужыныстар мен минералдар құрамы өзгеріп, жаңа құрамды басқа қосылыстар түзіледі. Химиялық мору климатпен байланысты, ол судың, оттектің, көмір қышқыл газдың және органикалық қышқылдардың әсер етуінен туындайды. Таужыныстардың сызаттануы мен қуыстылығы артқан сайын, олардың химиялық моруы да жылдамдайды.

Химиялық мору кезіндегі басты реакциялар - тотығу, гидраттану, еру және гидролиз. *Тотығуда* төменгі валентті шала тотықтық қосылыстар жоғары валентті окистерге ауысады. Мысалы, магнетит - гематитке, пирит - лимонитке айналады. Тотыққан минералдар кристалдану суын сіңіргенде *гидраттанады*. Мысалы, гематит - лимонитке, ангидрит - гипске айналады. *Еру* мен *гидролиз* су мен көмір қышқыл газдың ықпалынан болады. Ең жеңіл еритіні - хлоридтер (NaCl, KCl және т. б.), олардан кейін сульфаттар (гипс) және карбонаттар (әктас, доломит, мергель). Силикаттар мен алюмосиликаттар гидролизінде минералдар ыдырап, олардың кристалдық торы қайта түзіледі: негізді және ультранегізді таужыныстар монтмориллонитке, нонтронитке және бейделлитке, ал далашпаттар мен слюдалардан тұратын қышқылды таужыныстар - гидрослюдалар мен каолинитке айналады.

Таужыныстар организмдер (өсімдіктер мен жануарлар) әсер етуімен өзгереді, яғни моруға ұшырайды. Өсімдіктер тамыры мен микроорганизмдер таужыныстардың жарықтары мен қуыстарына кіріп, оларды *физикалық қиратумен* қатар, олардың құрамынан өздерінің өсуіне қажет минералдық заттарды (Kl, P, S, Ca, Mg, Fe, Al, Si және т. б.) бөліп алады. Ал өздері семіп, ыдыраған кезде органикалық қышқылдар бөледі, олар химиялық процестерді (еру мен гидролизді) күшейтіп, жаңа минералдар түзеді (*5.1-сурет*).



5.1-сурет. Ағаштың таужыныстарды жарып, механикалық моруға әкелуі [12]

Элювий. Күрделі және сан түрлі процестер нәтижесінде, оны Е.В. Шанцер элювийлік процесс деп атаған, *мору қыртысы* түзіледі. Морыған таужыныстар ыдырауынан пайда болған және жылжымай өз орнында қалған өнімдерден *элювий* жаралады. Элювийдің жалпы қасиеті - өз астындағы, яғни өздері жауып жатқан және солардан түзілген таужыныстармен тығыз байланыста болады (химиялық, ал кейде минералдық құрамы бойынша да). Элювий құрамында сырттан әкелінген материал болмайды, құрамындағы кесектер мен түйірлер жұмырланбайды және іріктелмейді, қабатталулық болмайды, бірақ таужыныстар бастапқы қабаттастығын сақтауы мүмкін.

Мору қыртысы элювий процесінің ұзақтығы (миллиондаған жыл) және жерасты суының белсенді әсері нәтижесінде тереңге қарай дамып, оның қалыңдығы ондаған, жүздеген метрге жетеді. Таужыныстардың құрамы ұзақ уақыт бойы гипергендік өзгеруден белгілі заңдылық бойынша түзілген элювий кескіні - өзіндік мору қыртысы пайда болады. Мору қыртысы бастапқы таужыныстар құрамына байланысты мынадай типтерге жіктеледі: 1) сынықты үгінді; 2) гидрослюдалы қабық; 3) монт-мориллонитті қабық, 4) каолинитті қабық; 5) қызылтүсті; 6) латеритті қабық. Мору қыртысының құрылысы белдемдік сипатқа ие.

Климаттық жағдайға байланысты элювийлік процесс әр түрлі жүріп, мору қыртысының түрлі типтері түзіледі. Қалың мору қыртысы түзілу үшін ұзақ уақыт бойы жылы және ылғал климат орнап, өте баяу көтерілген жер қыртысы тұрақты жағдайда болуы шарт. Ондай жағдайлар соңғы триас пен ортаңғы юра заманларында Орталық Қазақстанда және Оңтүстік Оралда болған.

Полюс және нивал климатты аймақтарында аязды мору басым дамып, сынықтардан тұратын криогендік элювий түзіледі.

Аридтік (құрғақ) климат жағдайында, яғни шөлдерде судың тапшылығынан белсенді әсер ететін заттар миграциясы шектеліп, элювий жабыны негізінен физикалық мору нәтижесінде түзіледі. Элювий морыған бастапқы таужыныстардың сынықтарынан, яғни кесектерден, тасшақпалардан және қиыршықтардан тұрады. Химиялық мору шектеулі көрініс табады, ол дала қақтамасы, қабыршығы, гипс қабыршығы және сор түрінде кездеседі.

Жартылай құрғақ (семиаридтік) аймақтарда физикалық мору тозаң түйіршікті бөлшектердің түзілуіне әкелуі мүмкін және карбонаттарға бай мору қабығы пайда болады. Түзілген карбонаттар мен басқа тұздар судың аз болуына байланысты еріп шыға алмайды. Мору қыртысының қалыңдығы аз, түсі ақшыл және сарғыш сұр болады.

Гумидтік және жылы климат аймақтарында мору қабығы толық дамиды. Моруда пайда болған тұрақсыз заттар жылдам

еріп, су ерітіндісі ретінде ағып кетеді де, гидролиз нәтижесінде силикаттардан саз минералдары түзіледі. Алюмосиликаттарға бай магмалық және метаморфтық таужыныстардың (гранит, гнейс, т.б.) моруы нәтижесінде пайда болған каолиниттен каолин сазы кенорны түзіледі.

Жылы және ылғал климат жағдайларында тұрақты деген алюмосиликаттардың өзі алюминий және темір тотықтарының гидраттарына ыдырап, латерит мору қабығын (аллитті элювий) түзеді. Осындай жолмен өндіріске жеткілікті боксит кені түзілуі мүмкін. Мору қыртысы ашық қызыл және сары түстерге боялады.

Ылғал климат алқаптарындағы элювий, басым көпшілігінде қалдық саз болып келеді. Химиялық мору процесі жер қыртысының бет жағында басталып жылдам жүргенімен, тереңдеген сайын баяулай береді. Осыған байланысты тік бағытта белдемденген күрделі элювий кескіні түзіледі. Тропиктер мен субтропиктерде мору қыртысының қалыңдығы артады.

Элювий түзілімдерінің құрамына және мору қыртысының қалыңдығы мен сақталуына климатпен қатар түпнұсқа таужыныстардың құрамы, жергілікті бедер және тік бағытта көтерілетін тектоникалық қозғалыстардың жылдамдығы ықпал етеді. Баяу қозғалысты платформа алқаптарындағы жазық жерлерде денудация процесі нашар жүруінен, элювий жабыны кеңінен дамиды. Белсенді тектоникалық көтерілімдер мен денудациялық процестер дамыған жас таулар түзілген алқаптарда, химиялық мору процестерінің жылдамдығы оларға қарағанда баяу болғандықтан, толық кескінді қалың мору қыртысы қалыптаспайды.

Таужыныстардың құрамы, құрылымы, бітімі, шытынағыштығы, ерігіштігі және басқа көрсеткіштерінің өзгергіштігіне байланысты мору процестеріне төтеп беру қабілеті де әртүрлі болады. Осының салдарынан әртүрлі мору пішіндері пайда болады. Шытынаған таужыныстар жарықтар бойымен жылдам тілімденеді. Нәтижесінде бағана, шар, матрац және басқа пішіндер пайда болады. Жел мен судың ықпалынан қуыс, боғат, ұя және басқа микробедер пішіндері түзіледі.

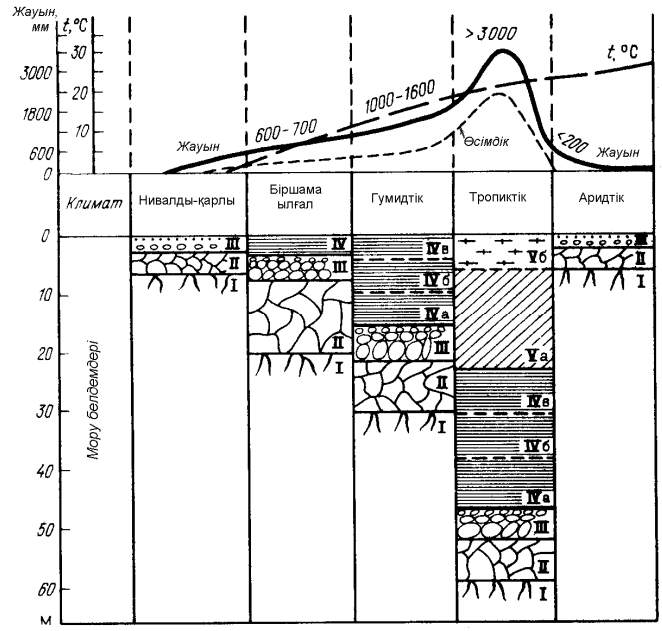
Топырақ. Мору қабығының беткі жағында оның биохимиялық өзгерістерге түсіп, және органикалық заттармен баюынан топырақ қабаты түзілуінде, органикалық мору процесінің мәні үлкен. Топырақтың ең басты қасиеті оның құнарлылығы.

Топырақ түзілу процесінің жылдамдығы климатқа, өсімдікке, түпнұсқа таужыныстар құрамына, жергілікті бедерге, ең бастысы – климаттық жағдайлар мен өсімдіктер сипатына байланысты. Ылғал климат жағдайында су тереңдей сіңген сайын, оның құрамындағы гумус ерітіндісі және басқа заттар төменгі қабаттарды да құнарландырады. Ал құрғақ климат топырақ қабатының қалыңдауын тежейді. Өсімдік құрамына байланысты топырақтағы гумус құрамы да өзгереді. Ағаштардан фульвоқышқылдарына бай гумус түзіледі, сондықтан орман алқаптарының белсенді гумусы таужыныстарды жылдам ыдыратып, топырақ түзілуді жеделдетеді. Далаларда шөп өсімдіктерінен гумус құрамындағы гумин қышқылдарының мөлшері артып, топырақ түзілу процесінің жылдамдығы баяулайды да, топырақ қабатының қалыңдығы азаяды. Бұл екі фактор (климат пен өсімдік) өзара байланысты және бірігіп ықпал етеді. Топырақ типтерінің таралуында тиісті ендік және бойлық белдемдік жіктелу орын алады (*5.2-сурет*).

Барлық топырақ типтері *элювийлік* және *гидроморфтық* қатарларға бөлінеді. Элювийлік (автоморфтық) қатарға *күлді* және *қара топырақтар* кіреді.

Гидроморфтық қатар жерасты сумен байланысты болғандықтан, *шымтезекті-батпақты* түрлерге бөлінеді. Ыстық далалар мен шөлдерде *гипсті, содалы, глауберлі және натрийлі сор* түзіледі.

Геологиялық жағдайлар өзгергенде топырақ, жалпы элювий, әртүрлі континенттік жаралымдармен көміліп қалуы мүмкін. Көмілген топырақ пен элювийді зерттеу геоморфология мен төрттік түзілімдері геологиясында маңызды рөл атқарады. Ол бедер мен климаттың даму тарихын қалпына келтіруге көмектеседі.



5.2-сурет. Әртүрлі климат белдемдеріндегі мору қыртысы құрылысының және топырақ жаралудың принциптік сұлбасы

5.2. Аяздық процестер

Көп жылдық тоң басқан алқаптарда элювийжаралу грунт тоңуы мен жібуінің көп қайталануына байланысты. Осындай жағдайда өлшемдері әртүрлі (тозаңға дейін) сынықтардан тұратын элювий пайда болады. Тоңбасу процестерімен байланысты бедер пішіндері: аяздан шытынаған жарықтармен шектелген полигонды жаралымдар, мұз желілері (тамырлары), жарық полигонды тастар мен басқа да құрылымдық грунттар, таңдақ медальондар, қайнаған топырақ, төмпешік бедер (гидролакколит және булгунняхтар), беттік мұздықтар, термокарст және солифлюкция.

Аяздық морумен және тоңға айналған грунт деформациясына байланысты дамыған бұл құбылыстардың барлығы тоң басқан алқаптарда инженерлік-геологиялық зерттеулер жүргізгенде ескерілуі тиіс.

6. БЕТКЕЙЛІК БЕДЕР ПІШІНДЕРІ МЕН ТҮЗІЛІМДЕРІ

Беткейлер деп еңістігі 2^o-тан асатын жер беті алқаптарын айтады. Бірақ қанша еңіс болса да, оларға аңғар табандары мен соқпа толқынды жағалаулар кірмейді. Беткейлер құрлықтың 80%-тен астам бөлігін қамтиды. Олар суайрық үстірт, аңғар, ойпат, тау жоталары мен шыңдар беткейлеріне жіктеледі. Беткейлер еңістігі градуспен, ал тегіс жазықтарда әр километрге бірнеше метрмен ғана өлшенеді.

Беткейлер өздерінің құлдилығы немесе еңістігімен сипатталады, сонымен бірге ұзындығы мен кескін пішіні де ескеріледі.

Беткейлер еңістігі бойынша: өте жайпақ – 2-6^o, жайпақ – 6-15^o, орташа – 15-30^o, қия – 30-45^o, өте қия – 45-60^o, күрт – 60-80^o, тік – 80-90^o және аспалы >90^o түрлерге бөлінеді.

Ұзындығы бойынша бөлінетін беткей түрлері: ұзын (l >500 м), орта ұзындықты (50-500 м) және қысқа (<50 м).

Кескін пішіні бойынша беткейлер: түзу, дөңес, ойыс, сатыланған және күрделі түрлерге бөлінеді.

Бедер түзуші процестер беткейлер түзілудегі атқаратын рөлі бойынша үш санатқа бөлінеді:

1) эндогендік беткей түзуші процестер – тектоника және вулканизм. Олар жер беті қозғалыстарын анықтап, беткейлер дамуының жалпы жағдайларын сипаттайды;

2) экзогендік беткей түзуші процестер – су ағындары, мұздықтар, абразия және желдің әрекеті;

3) беткейлік процестер.

Алғашқы екі санаттағы процестер, бастапқы беткейлерді қалыптастырады. Ал үшінші санаттағы процестер бастапқы беткейлерді өзгертіп, олардың нақты пішіндері мен кейінгі дамуын анықтайды.

Экзогендік беткейлер денудациялық және аккумуляциялық түрлерге бөлінеді. Денудациялық беткейлер ысырылу және қирау процестері нәтижесінде пайда болады. Аккумуляциялық беткейлер жер беті шөгінділер жиылымдары нәтижесінде түзілген еңістіктер. Олар морена, бархан, дөң және басқа пішіндер беткейлері. Бұл беткейлер аккумуляция процесі аяқталған соң қирауға ұшырап, денудациялық-аккумуляциялық процестерге ұласады, ал содан кейін денудациялық процестерге ауысады.

6.1. Беткейлік процестер

Беткейлерде мору өнімдерін жылжытатын және беткейлерді қирататын басты фактор – *ауырлық күші.* Дегенмен, беткейлер биіктігі мен еңістігіне қарай, сонымен бірге су ықпалының күші мен сипатына байланысты ауырлық күші бірқатар процестерді туындатады. Оларға *гравитациялық, су-гравитациялық* және *су-беткейлік* процестер кіреді.

Гравитациялық процестер – еңістігі 30°-тан асатын құлди беткейлерде ауырлық күші ықпалынан дамиды. Олар негізінен таулы алқаптарда таралады. Жазық аумақтарда өте құлди беткейлер бар жерде ғана кездеседі. Тік және аспалы беткейлерде *опырылым* процестері – ірі таужыныстар блоктарының кенеттен жұлынып құлауы дамиды. Құлдилығы аздау беткейлерде бос таужыныстар сынықтарының сусыма процестері пайда болады.

Құзарт беткейлерден құлаған опырылымдар төмен қарай өте қатты жылдамдықпен сырғиды, олардың жылдамдығы 150 м/с-ке жетеді. Тау опырылымдары апаттылығымен сипатталады. Мысалы, Памирдің Мұрғаб өзені шатқалында 1911 жылы болған опырылымда аңғарға 7 млрд тоннадай таужыныс массасы құлап, шатқалды бітеп тастаған. Нәтижесінде биіктігі 740 м-дей тосқауыл бөгет пайда болып, оның ішінде тереңдігі 505 м, ал ұзындығы 60 км Сарез деп аталған көл пайда болған.

Беткейлердің опырылымдық денудациясы нәтижесінде гравитациялық немесе құзарттық опырылымдар, опырылымдық цирктер мен қуыстар пайда болады. Аккумуляциялық пішіндерге опырылым жоталары мен төбелері жатады. Опырылым шөгінділері өздері жасаған пішіндерді құрайды, ал олардың құрамы қираған таужыныстар құрамына сәйкес келеді. Бұл шөгінділерде іріктелу мен жұмырлану болмайды.

Сусыма процестер кең таралғанымен, олардың жылдамдығы баяулау. Олар тауларда болатын адамдар әрекетіне қатты ықпал жасайды. Сусыма түзілімдер беткейлерде де, олардың етегінде де орналасады.

Коллювий құламалардан опырылып немесе сусып түскен түзілімдерден құралады да, тау етегіне жиналады.

Су-гравитациялық процестер. Беткейлер ылғалданған кезде таужыныстар сырғи бастайды. Бұл топқа сырғыма, солифлюкция, нивация және дефлюкция процестері кіреді.

Сырғыма – ірі таужыныстар блоктарының немесе қираған массаларының беткей массивінде пайда болған айырылым бетімен сырғып кетуі. Сырғыма жерасты суларымен ылғалданған массаның ауырлық күші ықпалымен қозғалысқа келуінен пайда болады. Сырғымалар қалыптасу үшін беткей еңістігі 25^{o}-тан аз болмай, беткей алқабындағы таужыныстардың біршама бөлігі ылғалдануы қажет.

Мекенді аймақта орналасқан сырғымалардың адам өміріне біршама қауіптілігіне байланысты, оларды инженерлік-геологиялық зерттеудің маңызы зор. Сырғымалы бедер әдетте беткейлердің үлкен аудандарын қамтиды. Олар белгілі бір геологиялық жағдайларда дамып, сырғымалы беткейлер қалыптастырады. Сырғымалардың дамуы көп жағдайларда ұзақ жүреді (жүздеген немесе мыңдаған жылдар бойы). Кейде жауын-шашынның күрт артуына байланысты сырғымалар кенет пайда болуы да мүмкін.

Солифлюкция - беткейлердегі таужыныстардың морыған қабатының ауырлық күші мен ылғалдану ықпалынан баяу ағу процесі. Солифлюкция қар жиынтығының еріген кезінде *нивация* процесіне ұласады. Солифлюкция мен нивация кезінде дамитын бедер күрделі пішіндер жасайды. Олардың ең ірі пішіні – тау үсті террасалары.

Қорымдар (якутша – *тас*) – солифлюкциялық жаралымдардың ерекше типі. Олар морыған кезде тасжақпарлар жасайтын шомбал гранит, гнейс және басқа таужыныстардан құралған беттерде пайда болады. Бұл беткейлерде жиналған тасжақпарлар төмен қарай баяу сырғи береді. Беткейлер еңістігі $2\text{-}3^{o}$-тан аспауы да мүмкін, ал қорымдардың жылжу жылдамдығы 5-150 см/жыл болады.

Дефлюкция – тұтқыр-иілгіш грунт массасының ауырлық күші және шамалы ылғалдық ықпалымен беткейлер бойымен жылжуы. Олардың жылжу жылдамдығы жылына миллиметрдің бөлігінен аспайды.

Су-беткейлік процестер. Бұл процестер мору өнімдерін жазықтық бойынша шайылумен және беткейлерді уақытша ұсақ

су сорғаламаларының бүлдіруімен білінеді. Бұл екі процесс өте тығыз байланысты және *беткейлік шайылу процесі* ретінде бірге қарастырылады. Оның басты нәтижесі, делювий түзілімдері жаралу болғандықтан, оны *делювийлік процесс* деп те атайды. Сонымен қатар, беткейлерде мезгіл-мезгіл ірі бұлақтар да пайда болады. Олармен байланысты жаңа процесс - беткейлік эрозия немесе, Е.В. Шанцер бойынша, ұсақ жыралы шайылу пайда болады.

Беткейлік шайылу - беткейлер жазықтығымен ағатын жаңбыр немесе еріген қар суының әрекетімен байланысты. Ол өсімдік аз дамыған семиаридтік алқаптарда қарқынды өтеді. Еңістеу беткейлерде (еңістік бұрышы 5^{o}-қа дейін) ағын су арна жасамай, жазықтық бойынша әсер етеді. Әдетте сорғаламаларының қуаты өте әлсіз болғандықтан, ең ұсақ материал ғана қозғалысқа келеді. Беткейлер еңістігі артқан сайын су сорғаламаларының қирату күші де артады, осыған байланысты олар беткей бетін жыралай бастайды.

Шаю процесі беткей бетінің тегістелуіне әкеледі. Бірақ ол таужыныстардың беріктігіне де байланысты. Берік таужыныстар шайылмай, бастапқы бейтегіс бедер пішінін сақтап қалуы мүмкін. Беткейлік шайылу қарқыны көп жағдайда қопсық өнімдер жасайтын мору процесімен байланысты.

Беткейлік шайылу процесінде пайда болатын *денудациялық бедер пішіндері* әртүрлі. Біркелкі таужыныстардан тұратын жазықтарда тегістелген шайылу беткейі біртіндеп суайрық жазыққа алмасады. Таужыныстар беріктігі әркелкі болған жағдайда, жұрнақ төбелер мен ағын астаушалары - *деллилер* түзіледі. Беткейлік эрозия дамыған жағдайда, жыралар мен ұсақ сайлар пайда болады. Беткейлер етегінде аккумуляциялық делювий жолағы (шлейф) түзіледі. Беткейлік шайылудың бастапқы кезінде жекелеген шығарынды конустар пайда болады.

6.2. Беткейлердің дамуы

Беткейлер бедеріндегі әркелкілік олардың жаралуымен байланысты. Беткейлер дамуы климаттық, тектоникалық, гидрогеологиялық жағдайларға, сонымен қатар беткейлер

экспозициясына (Күнге қарай орналасуына), желдің бағытына, ал қазіргі заманда – адамдардың әрекетіне байланысты.

Беткейлік процестер жалпы алғанда беткейлердің жайпақтанып, бедердің тегістелуіне әкеледі. Егер жер беті ұзақ уақыт бойы бірқалыпты тектоникалық жағдайда дамыса, бұрынғы тілімденген бедер пішіндері біртіндеп тегістеліп, жайпақтанған жазыққа, яғни *пенепленге* айналады. Бедер пішіндерінің осылайша үстінен тегістеліп, жазыққа айналуын *пенеплендену* деп атайды.

Беткейлер дамуының басқаша жолы да бар. Ол беткейлер тегістелуі үстінен емес, олардың етегінен бастап жүруінде. Аңғарлар табанында беткейлер біртіндеп шайылып, бір-біріне параллель бағытта шегінеді де, жазыққа айналады. Бұл процесс - *педиплендену*, ал осындай денудациялық жолмен қалыптасқан жазық *педиплен* деп аталады.

Шегініске түскен беткейлер етегіндегі түбірлік таужыныстарда қалыптасқан жазық алаңқай - *педимент* деп аталады, ол педиплененудің қарапайым түрі болып табылады.

Пенеплендер қалыптасу негізінен платформа алқаптарында гумидтік климат жағдайында жүрсе, педиплендену құрғақ және қуаң далалар жағдайында болады. Климат өте құрғақ және қолайлы геологиялық жағдайларда ірі сынықты материал жиналудан *тасты шөлдер* түзіледі (мысалы, Сахара, Ливия шөлі, т. б.).

Бедер дамуының бірде жоғары, бірде төмен қарай жүруінен таулы өңірлерде денудациялық деңгейлер қалыптасады. Сатыланған немесе әр деңгейлі ярустарда орналасқан бедер пішіндері *тегістелу беттері* деп аталады.

Бақылау сұрақтары:

1. Бедер түзілуде экзогендік агенттер қандай рөл атқарады?
2. Топырақтың жаралуы қандай процестермен байланысты?
3. Беткейлер деген не, олар қалай жіктеледі?
4. Беткейлікке қандай процестер жатады?
5. Пенеплендену және педиплендену деген қандай процестер?

7. ФЛЮВИЙЛІК БЕДЕР ПІШІНДЕРІ МЕН ТҮЗІЛІМДЕР

Жер бетіндегі бедер пішіндерін түзетін басты экзогендік процестердің бірі арналы су ағындарының – өзендер мен бұлақтардың қиратушы және аккумуляциялық әрекеті. Геоморфологияда су ағындарының тасымалдаушы және қиратушы әрекетін эрозиялық әрекет немесе *эрозия* деп атайды. Ал аккумуляциялық әрекет *аллювийлік, пролювийлік* және *атыраулық* процестерге бөлінеді. Су-эрозиялық және су-аккумуляциялық процестер және олар қалыптастыратын бедер пішіндері мен шөгінділер жалпылама *флювийлік* (лат. fluvium - өзен) деп аталады.

Ағын су әрекеті байтақ аймақтарды қамтып, үлкен жұмыстар атқарады. Мәселен, бұрынғы КСРО аумағында өзендер бір жылда 800 млн тоннаға жуық минералдық заттар тасымалдаған. Сонымен бірге, флювийлік процестермен көптеген маңызды кенорындар – алтын, платина, сирек элементтер, құрылыс материалдары байланысты.

7.1. Су ағындарының эрозиялық әрекеті

Геоморфологияда эрозия (лат. erodero – жеміру, қырату) деп, арналы су ағындарының жер бетін сызықтық шаюын атайды. Мұнда басты рөлді еңістік атқарады.

Ағындардың эрозиялық әрекеті күрделі процесс, оған кіретіндер: 1) сынықты материалды шаю; 2) ағын астындағы таужыныстарды механикалық жолмен қырату; 3) жолындағы ерігіш таужыныстарды еріту.

Ағындардың тасымалдау және қырату қабілеті оның күшіне (энергиясына) және су массасына байланысты. Ағын күші немесе энергиясы мына формуламен бейнеленеді:

$$F = mv^2/2, \qquad (7.1)$$

мұндағы F – ағын энергиясы, m – су массасы, v – ағыс жылдамдығы.

Айта кету керек, су массасы ағын шығымына пропорциялы. Ағыс жылдамдығы Шези формуласымен бейнеленеді

$$v = c\sqrt{Ri}\,, \qquad (7.2)$$

R – гидравликалық радиус (ағын қимасы ауданының суланған арна периметріне қатынасы), i – еңістік.

Сонымен, ағын су мөлшері мен еңістік артқан сайын, оның энергиясы, яғни эрозиялау қабілеті де артады. Еңістіктің артуы ағыс жылдамдығын арттырады. Бұл өз кезегінде үлкен түйірлерді ағызу қабілетін туындатады. Мәселен, жылдамдығы 0,162 м/с ағыс су түбіндегі ұсақ құмды, 0,216 м/с ағыс – ірі құмды, ал 0,975 м/с ағыс – ұсақ тасмалтаны ағыза бастайды. Ағызу қабілетіне су массасы мен ағыстың буырқануы (турбуленттілігі) да ықпал етеді.

Егер ағын су күші қатты материалды тасымалдауға және оның кедергісін жоюға толық сарқылмаса, онда эрозия басталады. Эрозия алғашында су ағысының арнасын жасайды. Ал ұсақ ағыстар жыраларды, шаймаларды, жырықтарды жасайды. Эрозиялық процестің басты геоморфологиялық нәтижесі эрозиялық аңғардың қалыптасуы болып табылады.

Эрозиялық процесс дамуын анықтайтын басты алғы шарт - эрозия базисі. Эрозия базисі өзен сағасына орналасады. Ол *жалпы* және *жергілікті* түрлерге бөлінеді. Жалпы эрозия базисі – Әлем мұхиты деңгейі, ал жергілікті эрозия базисі – су ағыны құятын өзен мен көлдер деңгейі саналады. Сонымен қатар, уақытша немесе жылжымалы эрозия базистері де кездеседі. Ол арна бойында кездесетін қатты таужыныстардан пайда болған бөгеттер.

Эрозияның екі түрі болады: *тереңдік (түптік)* және *жағалық (бүйірлік)*. Тереңдік эрозия су ағынының түбін қазып, арнасын тереңдетеді. Бүйірлік эрозия су ағынының жағаларын қиратып, шайып кеңейтеді.

Тереңдік (түптік) эрозия нәтижесінде су ағынының ұзына бойлық кескіні қалыптасады. Алғашқы еңістігі әртүрлі болып келетін ағын бойындағы кескін *қалыптаспаған* деп аталса, аяққы ұзына бойындағы еңістігі бір қалыпқа келген ағын кескіні *қалыптасқан* түрді қабылдайды. Бұндай кескін – *теңгерілген кескін* немесе *шегіне жеткен эрозия қисығы* деп аталады.

Қалыптасқан ағын кескіні алғаш оның сағасында түзіледі. Содан өрлей жылжып, аңғардың басына жетіп тоқтайды. Эрозияның осылай жылжуын *регрессиялық* (сарқырамалар өзен сағасынан оның басына қарай шегінеді) немесе *шегінген эрозия* деп атайды.

Ағынның ұзына бойлық кескіні қалыптасқан соң тереңдік эрозия тоқтап, ол бүйірлік эрозияға алмасады да, осыған орай ағынның аккумуляциялық әрекеті басталады. Ағынның арнасы кеңеюіне байланысты су ағысының жылдамдығы бәсеңдеп, оның тасымалдаушылық қабілеті төмендейді. Ағыс жылдамдығының бәсеңдеуі салдарынан, аккумуляция ірі түйірлі материалдар шөгуімен басталып, біртіндеп ұсақ материал шөгуіне алмасқан аллювий жабыны қалыптасады. Су арнасынан шыға тасыған кезінде аллювий кеңінен жайылып, өзеннің жайылма табанын басады.

Эрозиялық әрекет нәтижесінде пайда болған материалды су ағысы төмен қарай жылжытады. Оны тасымалдау әртүрлі тәсілдермен іске асырылады: 1) сынықтарды су түбімен домалату; 2) сальтациялау – сынықтардың су түбінде секіре жылжуы; 3) ұсақ бөлшектердің лай түрінде ағуы; 4) ерітінді түрінде; 5) мұзға айналған сынықтар түрінде. Өзендер су минералдылығының шамалы болуына қарамай миллиондаған тонна затты еріген күйінде тасымалдайды. Мәселен, Енисей өзені теңізге жылына 30 млн т еріген заттарды жеткізеді, ал Волга – 46,5 млн т. Өзендер лай материалды да өте көп мөлшерде тасымалдайды. Мәселен, Енисей жылына теңізге 12 млн т аса лай жеткізеді, Нил – 88 млн т, Инд – 400 млн т. Кейбір деректер бойынша құрлықтан жылына 11-20 млн т қатты зат шайылады екен.

Ағын су тасымалдайтын бөлшектердің максимал массасы Эри формуласы бойынша былайша бейнеленеді:

$$Pm = Av^6, \qquad (7.3)$$

мұнда *Pm* – бөлшек массасы, *A* – түптің еңістігіне, бөлшектің пішіні мен массасына, ағынның тереңдігіне байланысты жағдайды білдіретін коэффициент, *v* – ағыс жылдамдығы. Эри формуласы су массасы мен оның жылдамдығы артуына

байланысты, тау және жазық өзендері тасымалдайтын немесе бір өзеннің суы тасып, азайған кезінде тасымалданатын бөлшектер өлшемінің арасында көп алшақтық болуын түсіндіруге мүмкіндік береді.

Су ағындары (өзендер) қалыптастыратын түзілімдерді *аллювийлік түзілімдер* немесе *аллювий* деп атайды.

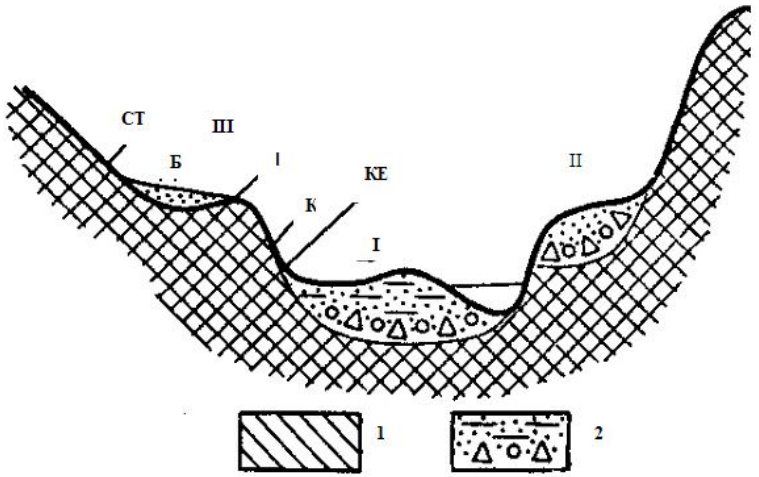
Флювийлік процесс дамуы барысында уақыт үш кезеңге бөлінеді: біріншісі – жас (балаң) кезең, екіншісі – кемелденген кезең, үшіншісі – қаусап тоқыраған кезең. Эрозия базисінің төмендеуі процестің қайта жасарып, басынан бастап қайталануына әкеледі.

Флювийлік процестер дамуы әртүрлі табиғи факторлар мен жағдайларға байланысты. Ол негізінен тауда және жазықта орналасқан өзендердің гидродинамикалық ерекшеліктерімен анықталады.

Тау өзендері арнасының бойлама кескіні текшеленген құрылыммен сипатталады, яғни оның ұзына бойында еңістігі әртүрлі сатыланған бөліктер орнайды (*7.1-сурет*). Сатылану жылжымалы базис эрозиясына негізделеді және өзінің табиғаты бойынша әртүрлі.

Олардың кеңінен таралғандары: 1) құрылымдық-петрографиялық сатылар (аңғарды бөгейтін қатты таужыныстар болуымен байланысты); 2) аккумуляциялық сатылану (өзен салалары әкеліп үйген шығарынды конустар жасаған бөгеттер болуынан); 3) тектоникалық сатылану (жарылымдар бойынша жаңа және қазіргі заманғы тектоникалық қозғалыстар туындатады); 4) тарихи-геоморфологиялық сатылану (таулардың дүркін-дүркін көтерілуіне байланысты эрозияның қайталана жандануынан).

Жазықтағы өзендердің бойлама кескіні жалпы тегіс болғанымен, сатылану бұл жерде де кездеседі. Өзен арнасының *меандрленуіне* (ирелеңденуіне) байланысты оның әр бөлігінде көлшіктер мен қайырлар орналасуына қарай, аңғар бойында толқын пішінді қисық кескін қалыптасады. Меандрленудің қадамы (көршілес меандрлер өсінің ара қашықтығы) мен амплитудасы ағыстың гидродинамикасымен, су массасымен және ағыс жылдамдығымен сипатталады.



7.1-сурет. Өзен террасасының құрылысы:
1-түбірлік тау жыныстар; 2-аллювий түзілімдер; терраса элементтері: Б-алаңы (беті), Қ-қабағы, К-кемері, СТ-ішкі шеті (сырт тігісі), КЕ-кемер етегі; I-жайылма табан (аккумуляциялық); террасалар: II-бірінші жайылма үстілік (тұғырлық), III-екінші жайылма үстілік (эрозиялық)

7.2. Эрозиялық бедер пішіндерінің морфологиясы мен типтері

Эрозиялық процесс нәтижесінде пайда болатын бедер пішінінің жалпы түрі - *эрозиялық аңғар*. Сонымен қатар кеңінен таралған ұсақ эрозиялық пішіндер: *эрозиялық атыздар* (тереңдігі 0,5 м-ге дейін), *жырықтар* (1-2 м-дей), *шайылмалар* (3-5 м-дей) және *жыралар*. Бұл пішіндер атмосфералық жауын-шашыннан кейін пайда болатын уақытша ағындарға байланысты. Жыралар эрозиялық әрекеттілік тоқтағаннан кейін, олар беткейлік процестер нәтижесінде құрғақ аңғарлар мен сайларға айналады.

Ең ірі эрозиялық пішіндер өзен аңғарларының тұрақты немесе уақытша су ағындарына байланысты. Аңғарлар жер бетіне тереңдей енген ұзыншақ күрделі теріс пішіндер. Олар әдетте флювийлік процеспен байланысты әртүрлі эрозиялық және аккумуляциялық пішіндер жиынтығы мен беткейлік пішіндерден тұрады.

Өзен аңғарлары, жыралар өздерін бөліп жатқан кеңістіктермен қоса *өзен алабын* құрайды. *Өзен* немесе *сужиналу алабы* деп осы өзенге жиналатын барлық сулар аумағын атайды. Алап өзен мен оның барлық салаларын қамтитын *суайрық сызықпен* шектеледі. Алап бедері басты екі бөлікке бөлінеді: суайрық беткейлері және өзен аңғарлары беткейлері. Сонымен қатар кейде суайрық жазықтар (үстірттер) беті бөлінеді. Аңғар шекарасы көп жағдайда беткей бүгілімі бойынша жүргізіледі.

7.3. Өзен аңғарларының морфологиясы

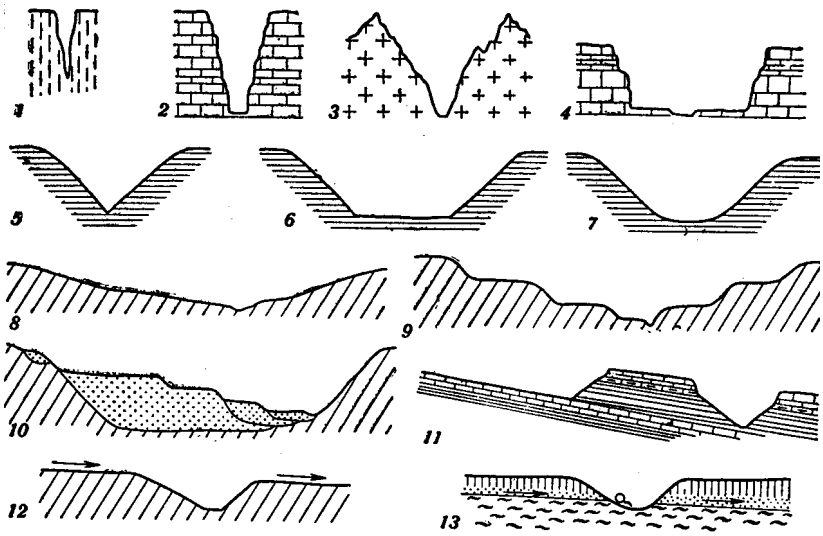
Өзен аңғары морфологиясында бедер негізгі үш элементке бөлінеді: арнасы, табаны және беткейлері. Ағын арнасы ұзынынан созылған жер бетіндегі тереңдеген сызық, осы тар арнамен су ағып жатады. Өзен суы арнасынан шығып, тасыған кезде табанына жайылады. Аңғар беткейлерінің еңістігі мен морфологиясы әртүрлі болып келеді, олардың негізгі пішіндері - табанынан биіктей орналасқан террасалары.

Аңғар морфологиялық сипатының негізгі көрсеткіштері оның көлденең кескін құрылысымен байланысты (*7.2-сурет*). Аңғарлардың көлденең кескін пішіндері: 1) тар шатқал (шат, қапшағай); 2) каньон (тереңдігі 1-2 км); 3) шатқал; 4) жәшік тәрізді; 5) V-тәрізді; 6) трапеция тәрізді; 7) астау немесе U-тәрізді; 8) жайпақ; 9) террасаланған; 10) асимметриялы.

Жас (бастапқы) аңғарлардың көлденең кескінінің морфологиясы ағын қиып өткен таужыныстардың беріктігіне, климаттық жағдайларға және беткейлер экспозициясына байланысты. Табиғатта кездесетін аңғарлардың көлденең кескін пішіндерін өздерінің даму типтері сипатына қарай жеке екі қатарға бөліп қарастыруға болады.

Бірінші қатардағы аңғарлар қалыптасуына беткейлік процестердің ықпалы шамалы болады. Бұл қатардағы аңғарлар пішіндері берік таужыныстарда, ал құрғақ климат жағдайында тік қабырға ұстай алатын болбыр таужыныстарда да (мысалы, лёсс, саздақ, т. б.) қалыптасады. Оларда алғашында тар шатқал немесе эрозиялық ұзыншақ қуыс пайда болады. Ұзақ уақыт түптік эрозия жүрген қыраттар ауқымында тар шатқалдар

каньонға өзгереді, яғни олардың қабырғалары өте тік, кейде аспалы күйге түседі. Таулы аудандарда олардың тереңдігі 1-2 км-ге жетеді, жоғарғы жағының ені табанынан екі-үш есе аз болуы да мүмкін. Тауларда, таужыныстар беріктігі төмен болған жағдайда, кеңдеу шатқалдар түзіледі. Олардың екі-үш есе аз болуы да мүмкін. Тауларда, таужыныстар беріктігі төмен болған жағдайда, кеңдеу шатқалдар жаралады. Олардың беткейлері қиялау болғанымен, жарқабақтар әлі басым кездеседі. Бүйірлік эрозия даму барысында жәшік тәрізді аңғарлар пайда болады. Олардың қабырғалары тік, табаны жалпақ болып келгенімен ені аңғар тереңдігінен үлкен болады.



7.2-сурет. Аңғардың көлденең кескін типтері:
1-шат; 2-каньон; 3-шатқал; 4-жәшік тәрізді; 5-V-тәрізді; 6-трапеция тұрпатты; 7-астау немесе U-тәрізді; 8-жайпақ; 9-террасаланған; 10-13-асимметриялы аңғарлар: 10-Бэр-Бабине заңы бойынша, 11-моноклинді, 12-гипсометриялық жағдайлары бойынша, 13-құрылымдық-гидрогеологиялық жағдайлары бойынша; стрелкалар беткейлік (12) және жерасты суларының (13) ағу бағытын көрсетеді

Екінші қатарға кіретін аңғарлар көлденең кескінінің типі қалыптасуында беткейлік процестер маңызды рөл атқарады.

Олар ағын қиып өткен таужыныстар беріктігі жеткіліксіз және ылғал климат жағдайында қалыптасады. Оларда тереңдік эрозия жүруімен бірге беткейлік процестер қатар дамып, аңғардың көлденең қимасы үшбұрыш немесе латынның V әрпіне ұқсас болғандықтан, V-тәрізді деп аталады. Бүйірлік эрозия дамыған жағдайда аңғар табаны кеңейіп, ол трапеция тәрізді пішін қабылдайды. Эрозиялық әрекеттілік семіп, беткейлік аккумуляция кең біліне бастаған жағдайда аңғарлар астау тәрізді пішін қабылдайды. Кейде ондай аңғарларды, латынның U әрпіне ұқсас болғандықтан, U-тәрізді деп атайды. Эрозиялық процесс ары қарай саябырсыған жағдайда аңғалар кеңейіп, беткейлері жайпақтанады. Ал, түптік және бүйірлік эрозия бірнеше дүркін қайталанған жағдайда, өзен террасалары кеңінен дамып, террасаланған аңғар қалыптасады. Олар жазық және тау алды аудандарына тән және аңғарлар қалыптасуының ұзақ та күрделі жүргенін білдіреді.

Өзен аңғары қиып өткен өңірдің геологиялық құрылысы өзгергіштігіне байланысты олардың көлденең кескін морфологиясы бірнеше дүркін өзгеруі мүмкін. Болбыр тұрақсыз таужыныстар орналасқан бөліктерінде аңғар кеңейіп, U-тәрізді немесе жайпақ болады, ал берік шомбал таужыныстар массиві жатқан бөліктерінде тар шатқалдар немесе каньондар пайда болады.

Аңғарлар беткейінің жалпы сипатына тектоникалық қозғалыстар үлкен ықпал жасайды. Алғаш В. Пенк анықтағандай, белсенді көтерілім болған бөліктерде дөңес беткейлер қалыптасады. Керісінше, көтерілімдер тоқтаған кезде, аңғарлар кеңейіп, беткейлері ойыстана бастайды да, көлденең кескін астау пішініне ауысады.

Аңғарлар асимметриясы. Өзен аңғарларының беткейлері әдетте симметриялы болмайды. Олардың бір беткейі қиялау, ал планда тарлау болса, екінші беткейі - жайпақ және кең болып келеді. Ағын арнасы қиялау беткейдің етегі жағына ойысады. Бұл құбылыс аңғарлар көлденең кескінінің асимметриясы деп аталады. Оның пайда болу себептері әртүрлі.

Ең кең және жаһандық ауқымда білінетін себебі – Жердің айналуымен байланысты Бэр-Бабине заңына негізделген асимметрия. Кариолис ережесі бойынша, Жер бетінде

қозғалысқа келетін заттардың барлығы солтүстік жарты шарда өзінің бағытынан оңға қарай, ал оңтүстік жарты шарда – солға қарай ауытқиды. Осыған байланысты солтүстік жарты шардағы өзендер өздерінің оң жағасын шайып, аңғарлар өздерінің даму барысында оңға қарай жылжиды. Сондықтан аңғардың оң беткейі тік және биіктеу болады, ал сол жақ беткейі өте кең және жайпақ болып, ол жерде террасалар түзіледі. Бұл құбылыс барлық үлкен өзендер аңғарында жақсы байқалады.

Жердің айналу әсерінен туындайтын ауытқытушы күштің шамасы өте аз болғандықтан, бұл заң өзендердің өте ұзақ әрекеттілігі кезінде ғана білінеді. Сондықтан асимметрия пайда болуының екінші жалпы факторы тектоникалық қозғалыстар болып табылады. Белсенді көтерілімдер болған беткейлерде өзендер төмендеген бөліктерге қарай ойысады. Бұл жағдайларда аңғардың кең және жайпақ беткейі шайылатын тік беткейінен жоғары орналасады.

Сонымен қатар, асимметрия қалыптасуының басқа себептері ретінде климаттық, гидрогеологиялық және гипсометриялық жағдайларды айтуға болады.

Беткейлер экспозициясының ықпалы. Құрғақ климат жағдайында ендік аңғарлардың Күн жаққа қараған беткейлері тіктеу болады. Бұл беткейде мору қарқынды жүріп, оның өнімдері жылдам ысырылады, ал теріскей жағындағы беткейде өсімдіктер ысырылуға тосқауыл болады да етегінде коллювий шлейфі орналасады, беткей жайпақтанады. Қарлы климат жағдайында күнгей беткей жылдам жылынады, сондықтан солифлюкция мен нивация әсері салдарынан жайпақтанады. Құрылымдық асимметрия моноклинді жатқан қабаттарға орналасқан аңғарларда пайда болады. Бұндай типті аңғарлар моноклиндік деп аталады. Құрылымдық-гидрогеологиялық және гипсометриялық жағдайлар аңғар беткейлерінің әркелкі ылғалдануына әкеледі. Көбірек ылғалданған беткей жылдам жайпақтанады.

Аңғарлардың пландағы морфологиялық типтері. Аңғарлар түзу сызықты және ирек болады. Сонымен қатар, меандрленген (ирелең), қиып өткен (қыраттарды жарып өтіп, екі жағы да ашық болады) және соқыр (карст қуысында, ойпаңдарда тұйықталған) аңғарлар бөлінеді.

Өзендер сағасының морфологиясында эстуарийлер, атыраулар және лимандар бөлінеді. Эстуарийлер – өзендердің теңіз жаққа қарай ашылған кең қолтықтары. Олардың жаралымында теңіз шалқулары мен қайтулары басты рөл атқарады. Солтүстік елдерде оларды *ерін* деп атайды. Атыраулар (дельталар) өзен сағасына қалың тасындылар келіп түзілуі нәтижесінде пайда болады. Олар түзілу ерекшеліктеріне қарай әртүрлі типтерге бөлінеді. Лимандар - семе бастаған эстуарийлер, олардың аузы негізгі алаптан бітеліп қалған жағдайда пайда болады.

7.4. Аңғарлар жүйесі және олардың жіктелімі

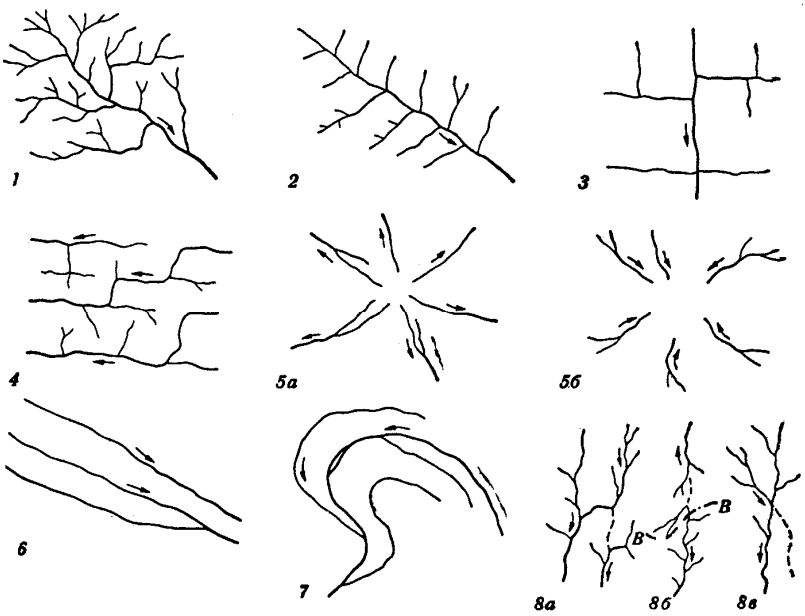
Өзендер жүйесінің құрылуы мен дамуына байланысты, олардың аңғарлары жүйелерге бірігеді. Әр өзен жүйесінде бас өзен мен оның салалары болады, олар өзара бірігіп күрделілігі әртүрлі гидрографиялық торап қалыптастырады.

Өзен аңғарларының планда орналасу пішініне қарай жеті *өзен жүйесі типін* бөлуге болады (*7.3-сурет*): 1) ағаш тәрізді (жазық аймақтарда); 2) қауырсын типті (қатпарлы және құжбан-қатпарлы жас тауларда); 3) ортогон (еңіс үстірттерде - бас өзен еңістік бағытында; ал салалары қабаттардың еңістік және созылу бағыттарында орналасады); 4) тор типті (ескі тауларда, алғаш қауырсын типті өзендер жүйесінің өзгеруінен); 5) радиал (планда дөңгелек пішінді аралдар мен төбелерде немесе қазаншұңқырларда), 6) параллель (еңістігі шамалы жас жазықтарда құрғақ климат жағдайында); 7) сақина типті (күмбез пішінді қатпарларда).

Өзендер жүйесінің өзгеру процесінде *өзендер қауышуы (немесе бұрып әкетуі)*, яғни бір ағынның көршілес өзеннің бөлігін бөліп тастауы немесе онымен бірігіп кетуі маңызды орын алады. Қауышулар (бұрып әкетулер) қатар орналасқан аңғарлардың әркелкі дамуы салдарынан болады. Оның себептері: 1) эрозия базисінің әртүрлі жағдайларда болуы; 2) жалпы эрозия базисіне дейінгі қашықтықтың әртүрлі болуы; 3) әртүрлі сулылық; 4) таужыныстар беріктігінің әркелкілігі.

Қауышу үш типке бөлінеді: 1) бүйірлік; 2) төбелік; 3) жапсарлық. Бүйірлік және төбелік қауышулар шегіністі

эрозиямен байланысты, ал жапсарлас қауышу асимметрияның дамуы кезінде аңғардың бір бүйіріне ығысуынан пайда болады (*7.3-суретте*).



7.3-сурет. Өзен жүйелерінің типтері:
1-ағаш тұрпатты; 2-қауырсынды; 3-ортогонды; 4-торлы; 5-радиал: а-орталықтан таралаған, б-орталыққа ұмтылған; 6-параллель; 7-сақина тұрпатты (жиектеуші); 8-өзендер қауышуының (тоғысуының) типтері: а-бүйірлік, төбелік (ВВ-су айрықтың бастапқы жағдайы), в-жанасулық

Өзен аңғарлары геологиялық құрылымдармен қатынасына қарай екіге бөлінеді: 1) *бейқұрылымдық* - көлбеу жатқан немесе қасиеттері бойынша біркелкі таужыныстар таралған алқаптарда; 2) *құрылымдармен байланысты* - ірі құрылымдық түрлері бар дислокацияланған таужыныстар мен беріктігі әркелкі таужыныстардан тұратын қатқабатты алқаптарда болады. Бұл аңғарлар құрылымдардың созылу сызығына қатысты бойлама, көлденең және қиғаш (диагональ) болып бөлінеді.

Бойлама аңғарлар созылу бағытында орналасып, антиклиндік, синклиндік, моноклиндік және айырылым маңылық түрлерге бөлінеді. *Көлденең аңғарлар* құрылымдар созылымына көлденең орналасады. *Қиғаш аңғарлар* өздерінің жаралымына құрылымдардың созылым бағытына шамамен 45°-тық бұрыш жасай орналасқан жарықтар жүйесін пайдаланады.

Алғашқы көлденең аңғарлар *консеквент* (құрылым еңістігіне сәйкес), олардың бойлама салалары - *субсеквент* (еңістікке көлденең), осы салалардың еңістік бойынша төмен қарай орналасқан салалары - *ресеквент*, ал еңістікке қарсы аққан салалары - *обсеквент* деп аталады (*1.2-суретте*).

Аңғарлар даму тарихына қарай бірнеше түрге бөлінеді. Жыралар мен жыралық аңғарлар алғашқы және туынды (немесе түптік, яғни көне ағынның сайына салынған) түрлерге бөлінеді. Өзен аңғарлары бірте-бірте дамитын немесе мұраланған болып келеді. Сонымен қатар, жарып өтетін аңғарлар да бар, олардың ең маңыздысы - *антецедент* (бұрын болған) аңғар. *Үстілік* немесе *эпигенетикалық,* яғни астындағы құрылымдар мен таужыныстар беріктігіне байланыссыз дамитын аңғарлар да кеңінен таралған.

7.5. Эрозиялық бедер пішіндері

Эрозиялық аңғарлар морфологиясы мен өзара байланыс сипаты, олардың негізгі пайда болу заңдылықтарының қарапайымдылығына қарамай, өте сан қилы болып келеді. Оның негізінде әсер етуші факторлардың көп түрлілігі мен жер беті даму тарихының күрделілігі жатады.

Жазықтарда, әсіресе ойпаттық және көлбеу жатқан таужыныстардан тұратындарында, эрозиялық бедердің бейқұрылымдық типтері басым кездеседі. Олардың ішінде ең көп таралғандары: 1) сирек аңғарлы; 2) аңғарлы-сайлы; 3) жыралы-сайлы; 4) бедленд (шұбар жер - саздардан тұратын бедер пішіндерінің жырымдала шайылып тілімденуі); 5) жалды; 6) жұрнақ бедерлі.

Таулы өңірлердің эрозиялық бедері де өте әртүрлі болып келеді. Олардың арасында ең көп таралғаны - куэсталық (еңіс сатылы) және әркелкі антиклиндік, синклиндік, айырылым маңылық типтер.

7.6. Флювийлік түзілімдер және олардың бедер пішіндері

Флювий тобындағы түзілімдердің негізгі генетикалық типі аллювий болып табылады. Ол континенттік шөгінді жабын құрамында ең маңызды рөл атқарады. Сонымен бірге бұл топқа пролювий және атырау түзілімдері де кіреді.

7.6.1. Аллювий түзілімдері

Аллювий деп арнадағы су ағындарымен келіп, арнаға шөккен түзілімдерді айтады. Аллювийдің басты белгілері: олардың аңғарлар түбінде ұзыншақ жатындар түрінде орналасуы; материалдың ірілігі бойынша жақсы сортталуы және жақсы жұмырлануы. Бедерде аллювий өзен табандары мен террасаларын жасайды, ағын арнасы түбін жауып жатады.

Аллювий түзілімдердің практикалық мәні өте зор. Олармен бағалы пайдалы қазбалар да байланысты. Аллювийлік қатқабат құрылысын білудің инженерлік геология және іздеу жұмыстарын жүргізу үшін де қажет. Аллювий құрамында жануарлар мен өсімдіктердің және мәдени қалдықтардың кездесуі көп жағдайда оның геологиялық жасын анықтауға мүмкіндік береді.

Аллювий жазықтық, таулық және жыралық-сайлық түрлерге бөлінеді.

Жазықтағы өзендер аллювийі өте кең таралған және оның ерекше үлкен мәні бар. Жазықтар өзені аллювийінің құрамында құм басым болады, сонымен бірге малтатас, құмайт, саздақ, тасдөңбектер жиналуы және шымтезек кездеседі. Аллювий құмында ағынның ағу бағытын білдіретін қиғаш қабаттылық дамиды. Құрамы бойынша аллювий әдетте екі горизонтқа жіктеледі: төменгі, малтатас-құмды (арналық аллювий) және жоғарғы, құмайт-саздақ (табандық аллювий), олар тиісінше басты екі аллювий фациясын құрайды. Өзен арнасынан бөлініп қалған қобы-көлшіктерде қобылық фация түзіледі.

Өзен арнасы ұдайы қозғалып, өзгеріске түсіп отырады. Арна қозғалысының механизмі күрделі болады. Соған байланысты аллювий түзілу де күрделі жүреді. Арна

қозғалысының механизмі - *фуркациямен* - арнаның қолтықтарға бөлшектеніп кетуімен байланысты. Аллювий қатқабаттарының жиналуы, уақыт аралығы мен өзен бойындағы ағыс динамикасы өзгеріп отыратын флювийлік процесс жағдайында өтеді. Осындай түрлі жағдайларды В.В. Ламакин аллювийдің үш динамикалық фазасы ретінде, ал оларды тиісінше инстратив, перстратив және констратив аллювий типтері деп қарастырады.

Инстратив немесе *төселген аллювий* - түптік эрозия кезінде пайда болатын қалыңдығы шамалы уақытша жиылымдар, олар нашар іріктеледі.

Перстратив немесе *қайта төселетін аллювий* - жақсы жетілген аңғарларда, арнаның бүйірлік миграциясы жағдайында пайда болатын шөгінділер, олар нағыз аллювийге жатады, ал қалыңдығы бірнеше метрден ондаған метрге жетеді.

Констратив немесе *жаба төселетін аллювий* - жер қыртысының ойысуы аллювиймен ұдайы толу жағдайында пайда болады. Бұндай қатқабаттар қалыңдығы ондаған метрден жүздеген метрге жетеді.

Арна аллювийі су тасыған жағдайда өзен арнасы ауқымында пайда болады. Жылдам ағыс жағдайында түзілген арна аллювийі ірі түйірлі құрамымен ерекшеленеді.

Табан (жайылма) аллювийі тасыған судың ағысы баяулаған жағдайда қалыптасады. Ол негізінен майда түйіршікті материалдан тұрады. Басты массасын саздақтар құрайды, кейде оның құрамында құм және қиыршық қоспалар да кездеседі.

Қобы аллювийі өзен арнасынан бөлінген тұйық суқойма жағдайында пайда болады. Ол негізінен параллель қабаттасқан қара-сұр ұйық таужыныстардан тұрады.

Жазықтар өзені аллювийінің басты сипаты, оның құрамында басты үш - арналық, табандық және қобылық фациялардың болуы. Табиғи жағдайлар ерекшеліктеріне байланысты жазықтық аллювий түрлері әртүрлі болып келеді.

Тау өзендерінің аллювийі ағысы қатты ағындар жағдайында түзіледі. Аллювий құрамында ірі сынықты материал басым болады. Ол жақсы жұмырланған, петрографиялық құрамы әртүрлі малтатастардан тұрады. Ал таудағы аллювий түзілімінде сел шығарындылары болады.

7.6.2. Пролювий түзілімдері

Пролювий деп уақытша және гидрогеологиялық режимі тұрақсыз ағындар сағасына жиналған түзілімдерді атайды. Олар әртүрлі шығарынды конустар жасайды. Пролювийдің екі түрі бар, тау етегіндегі және жыралық.

Тау етегіндегі пролювий ірі тау аңғарлар сағасында (аузында), олардың жазыққа шыға берісінде жаралып, үлкен жер беті, яғни құрғақ (субаэрал) атырауларды құрайды. Ол таудан шыққан өзен жазық бойымен желпуіш тәрізді бірнеше тұрақсыз шарлама арналарға бөлініп кетуінен пайда болады. Өзен алып шыққан материал, арна еңісі күрт жазықтанып кетуі нәтижесінде түзіледі. Ысырынды конус ауқымында пролювий материалы біршама іріктеліп, концентрлі фациялар белдемін жасайды. Ең ірі материал аңғардың сағасында, яғни конустың төбесінде орналасады. Ағыстың төменгі жағында материал өлшемі ұсақтайды және іріктелгендігі жақсарады. Конустың сыртқы жағында немесе етегінде шеткейлік, яғни желпуіш фациялары орналасады. Бұл жерде лай түрінде жеткен майда түйіршікті материал түзіледі.

Жыралық пролювий жыралық аңғарлар сағасында уақытша қысқа ағындар әрекеттілігіне байланысты жаралады. Ол өте нашар іріктелген, жұмырланбаған және қабаттастығы әрең байқалатын шақпатасты және ірі құмды саздақ материалдан тұрады. Жыралық пролювий құраған бедер пішіндері ысырынды конустар деп аталады.

7.6.3. Атырау түзілімдері

Олар қазіргі немесе субаквалық атыраулар ауқымында жаралып, су астылық және су үстілік түрлерге бөлінеді. *Су үсті түзілімдері* арна түбінен жоғары, ал *су асты түзілімдері* теңіз немесе өзен деңгейінен төмен жатқан атыраудың су асты беткейінде түзіледі. Су үстілік түзілімдер аллювийге өте ұқсас келеді. Олар арналық, табандық және қобылық фацияларға бөлінеді. Табандық фация құрамында органогендік материал қоспасы өте көп болады.

Атыраудың су асты бөлігі беткейіндегі түзілімдердің жоғарғы жағына ірі қиғаш қабаттылықты құм орналасады, ал төменгі жағындағы түзілімдер теңіз түбіндегі ұйықпен алмасады. Атырау түзілімдерінің қалыңдығы негізінен тектоникалық ойысулармен анықталады. Олар ұзақ дамыған жағдайда, түзілімдер қалыңдығы жүздеген метрге жетуі мүмкін.

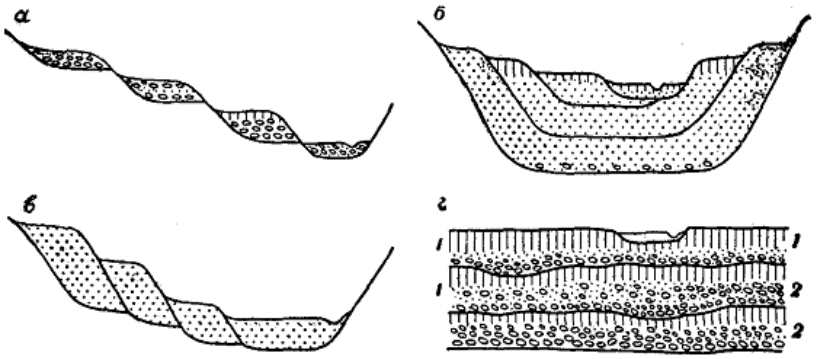
7.7. Өзен террасалары

Өзен аңғарлары табанынан жоғары жатқан ені әртүрлі тегіс алаңдар террасалар деп аталады, олар сатылана орналасады. Террасалар өзен бұрын жоғары (террасалар деңгейінде) орналасқанын, ал қазіргі террасалар сол кездегі өзен табаны болғанын көрсетеді.

Террасалар құрылысы және элементтері. Терраса аңғар беткейінің көлбеу дерлік жайпақ бөлігі, ол өзен жағындағы қабақпен шектеледі. Террасаның басты элементі - беті, ол әдетте тегіс және өзен жаққа қарай шамалы еңістеу болады. Оның екінші басты элементі - қабақтары. Қабақ жоғарғы жағында террасамен, ал төменгі жағында табанмен (немесе төменгі террасамен) шектеледі. Террасалар саны төменнен, табан деңгейінен басталады. Өзен табаны анық байқалмаған жағдайда террасалар саны су бетінен бастап есептеледі.

Өзен террасалары геологиялық құрылысы бойынша және аллювий қатқабаты мен қабақ биіктігі арақатнасы бойынша үш типке бөлінеді: 1) тұғырлық немесе аралас террасалар – түпнұсқалық көне таужыныстар тұғырынан тұрады немесе төменгі жағы тұғырдан, ал жоғарғы жағы терраса бетін құрайтын аллювийден тұрады; 2) аккумуляциялық террасалар - қабақтың барша биіктігінде аллювийден тұрады және оның негізі өзендегі су деңгейінен төмен орналасады; 3) эрозиялық террасалар – бетінде шамалы аллювий қабаты болуы мүмкін немесе бүйірлік эрозиямен тегістелген түпнұсқа таужыныстар шығып жатады.

Террасалар арақатнасы бойынша аңғардың көлденең қимасын бірнеше типке бөлінеді: 1) тілінді; 2) салынды; 3) таянған; 4) үстілік (*7.4-сурет*). Үстілік терраса аллювийі астындағы *көмілген террасаны* жауып жатады.



7.4-сурет. Террасалардың бір-біріне қатынасы бойынша типтері:
а-тілінді; б-салынды; в-таянған; г-үстілік (1) және көмілген (2)

Сонымен, өзен террасалары аңғардың қалыптасу тарихын және өңірдің геологиялық дамуын көрсетіп, үлкен тарихи-геологиялық мәнге ие болады.

Террасалардың пайда болу себептері. Өзен террасалары ағын режимінің күрт, секірмелі өзгерісін көрсетеді. Ол ағын сулылығының ауытқуына, өзенге келетін сынықты материалдың мөлшеріне және ағыс жылдамдығына байланысты.

Генезисі бойынша террасалар климаттық, эвстатикалық және тектоникалық түрлерге бөлінеді.

Климаттық террасалар эрозия базисінің өзгеруі емес, сыртқы процестер барысындағы өзгерістерге ғана байланысты. Олардың жаралуы климат ауысуларымен - су және ағындағы қатты заттар мөлшерінің өзгеруі салдарынан болады. Климаттық террасалар биіктігі шамалы, ені шағын болып, аллювий қатқабаты ауқымынан шықпайды.

Эвстатикалық террасалар ағын келіп құятын теңіздер (көлдер) деңгейі ауытқуларымен, яғни эрозия базисі жылжуымен байланысты. Олар климаттық террасалардан ірілеу болғанымен, өзен деңгейінен биіктігі онша көп емес. Мұзбасу кезіндегі жалпы эрозия базисінің төмендеуі салдарынан көне аңғарлар терең қиынды жасап орналасқандығымен сипатталады.

Тектоникалық террасалар жер қырытысының тектоникалық қозғалыстарында (көтерілімдер немесе

төмендеулер) эрозия базисі жағдайының өзгеруіне байланысты жаралады. Бұл террасалар бедер дамуы тарихын талдау ғана емес, жер қыртысы дамуының геологиялық тарихын зерттеуге де септігін тигізеді. Тектоникалық террасалар өте биік, ал тауларда жүздеген метрге жетеді.

Аңғарлардағы террасалар саны әр ауданда әртүрлі. Олардың саны өте-мөте таулы өңірлерде көп. Өзен террасалары жер қыртысы тербелістерін, неотектоникалық құрылымдардың даму сатысын тіркейді.

Террасаларды зерттеу әдістері және мәселелері. Террасаларды зерттеудің негізгі тәсілі аңғарлардың көлденең кескінін жасау болып табылады. Ол үшін террасалар жақсы жетілген жерлер таңдап алынады. Көлденең кескіндер террасаларды ұзына бойында бақылаумен сабақтаса жүргізіледі. Өзен террасаларын сипаттау далалық геоморфологиялық байқаулардың негізгі мәселесіне жатады.

Сонымен қатар, мынадай зерттеулер қоса жүргізіледі: 1) морфометриялық зерттеу – террасалардың биіктігі, ені мен ұзындығы өлшенеді (далада және карта бойынша); 2) морфологиялық зерттеу – террасалар беті, бедері және бетіндегі жаңа жаралымдары сипатталады; 3) геологиялық зерттеу - құрылысы, құрамы және жасы анықталады; 4) геофизикалық зерттеу – тік электрлік зондылау, магнитометрия және сейсмобарлау әдістері қолданылады; 5) террасалардың өзара қатынасы зерттеледі; 6) террасалардың теңіз, көл және мұздық түзілімдерімен ара қатынасы анықталады; 7) бас өзендер мен олардың салалары террасаларының ара қатынасы анықталып, көршілес алаптардағы террасалар комплексімен салыстырмалы-стратиграфиялық салыстыру жүргізіледі.

7.8. Аллювиймен байланысты пайдалы қазбалар

Аллювий қатқабаттарымен әртүрлі пайдалы қазбалар байланысты. Оларға құрылыс құмдары, кірпіш саздары, жол-құрылыс материалдары, шашылымдық алтын және басқалар жатады. Аллювийдегі ең басты байлық - жерасты суы.

Шашылымдар – аллювий құрамындағы негізгі қазба байлық болып табылады. Шашылымдарды төзімді, ауыр және

қатты минералдар – алтын, платина, рутил, касситерит, шеелит, монацтит, алмас, т. б. құрайды.

Шашылымдар әдетте түпнұсқа кенорындар бар аудандарда түзіледі. Шашылымдар түзілуі сынықты материалды меншікті салмағы мен төзімділігі бойынша ұзақ іріктеу мен сұрыптауға негізделген. Ю. А. Билибин аллювий шашылымдарын геоморфологиялық типтеріне байланысты арналық, қайырлық, аңғарлық және террасалық түрлерге жіктеген. Н. А. Шило оларға сай, суайрық шашылымдарын қосқан. Аңғар шашылымдары қазір табандық (жайылмалық) деп аталады.

Жайылма шашылымдары біршама тереңде орналасады және арнаның күрделі миграциясына байланысты, олар шоғырланған жерлерді табу қиын.

6. Пенеплендену және педиплендену деген қандай процестер?

Бақылау сұрақтары:

1. Флювийлік процестердің мәнісі қандай?
2. Эрозия деген не, оның нәтижелері қандай?
3. Өзен аңғарының морфологиялық элементтері?
4. Аңғарлардың көлденең кескін типтері қандай?
5. Өзен аңғарларының жүйесі және жіктелімі?
6. Флювий түзілімдерінің генетикалық типтері қандай?
7. Өзен террасалары, олардың жаралуы және жіктелімі.
8. Аллювий қандай практикалық мәнге ие?

8. КАРСТ ЖӘНЕ СУФФОЗИЯ

Жерасты және жер беті суы әсерінен туындайтын бедер пішіндеріне карст, суффозиялық пішіндер және термокарст жатады.

8.1. Карст

Жер асты және үсті суы карст бедер пішіндерін ерігіш таужыныстарды қуыстандыра еріту процесінде жасайды. Осыған орай таужыныстарда пішіні мен өлшемдері әртүрлі карст қуыстары пайда болады. Карст процесі сонымен қатар заттарды еріген күйінде тасымалдап, олардан бірқатар түзілімдердің құралуын да қамтиды. Біршама тез еритін таужыныстарға әктас, бор, доломит, мергель, гипс, ангидрит және тастұз жатады. Карстпен байланысты бедер пішіндері карбонат таужыныстарда, яғни әктастарда және доломиттерде жиі кездеседі. Көмір қышқылымен қаныққан су бұл таужыныстардағы жарықтарға еніп, оларды ерітіп, шаймалап, көмір қышқыл кальцийге және бикарбонатқа айналдырады. Олардың ерігішгігі 100 есеге дейін артады.

Карст процесінің қарқындылығы мен оның бедер түзгіштігіне ықпал ететін факторлар: таужыныстар құрамы, климат, ерігіш таужыныстар қатқабатының қалыңдығы мен жарықшақтылығы және бедердің тілімденгендігі.

Ерімейтін қоспалары мейлінше аз таза әктас пен доломитте карст белсенді дамиды. Бұл процесс әртүрлі климаттық белдемдерде кездеседі. Ылғал климат жағдайында жауын-шашын мөлшерінің көп болуынан еру процесінің жылдамдығы артып, карст пішіндері айқындалады. Құрғақ климат жағдайында бұл процесс баяулайды. Ерігіш таужыныстардың қалың қатқабатында, бедердің тілімденген жағдайында жерасты суының белсенді айналымынан тереңге тараған карст қалыптасады. Сөйтіп оның жер асты және жер беті түрлері дамиды. Қалыңдығы аз ерігіш таужыныстарда саяз карст дамиды. Қарқынды жарықшақтылық таужыныстар қуыстылығын арттырып, оларға атмосфера жауын-шашынының сіңуін және жерасты суының айналымын арттырады. Тегіс беттерде, жазықтарда атмосфера суы баяу ағып, таужыныстарға жарықтар бойымен ұзақ уақыт терең сіңеді. Ал қия

беткейлерден су жылдам ағып, таужыныстарды көп еріте қоймайды. Сондықтан таулы өңірлерде белсенді карст терең аңғарлармен тілімденген және әктасты үлкен үстірт жазықтарда жақсы дамиды (Қаратау, Кавказ, Қырым, Балкан, т. б.).

Д.С. Соколов карст түзілетін таужыныстардың қалың қатқабаттары дамыған алқаптарды тік бағытта төрт белдемге бөледі: 1) ауалану белдемі – сіңген су төмен қарай қозғалады; 2) мезгілдік қанығу және жерасты суы деңгейінің маусымдық ауытқу белдемі; 3) толық қанығу белдемі – жерасты суының қозғалысы өзен аңғары жаққа бағытталған; 4) терең айналым белдемі – жерасты суы тектоникалық депрессиялар бағытында өте баяу жылжиды. Бұл белдемде карст жаралу тоқтайды.

Одан төмен орналасқан, еру процесі мен карст пішіндерінің жаралуы тарамайтын деңгейді *карст базисі* деп атайды. Бұл деңгейге грунт суы деңгейінің тектоникалық қозғалыстарға байланысты өзгерістері ықпал етеді.

Ерігіш таужыныстар жатысының ерекшеліктері мен жабын түзілімдердің болу-болмауына байланысты карст негізгі екі түрге бөлінеді: ашық, яғни жерорта теңіздік карст және жабық, яғни орта еуропалық карст.

Ашық карст жер бетіне шығып жатқан ерігіш таужыныстарда дамиды (Қырым, Кавказ, Жерорта теңізі алқабы). Бұл типте табиғатта кездесетін карст пішіндерінің барлығы болады.

Жабық карст ерімейтін болбыр таужыныстармен жабылған ерігіш таужыныстарда дамиды (Орта және Шығыс Еуропа, Орал, Сібір). Бұл типте жер беті карст пішіндері кездеспейді.

Жер беті суының ықпалымен дамитын карст процесі жер беті карст бедер пішіндерін жасайды (жер беті карсты), ал жерасты суы әсерінен жерасты карст пішіндері жаралады (тереңдік немесе жер астылық карст).

Жер беті карст пішіндері арасындағы ең көп таралғандары - *карр* және *карр алаңдары*. Каррлар жабынсыз болбыр әктастар бетінде жаңбыр және еріген қар суының әсерінен тар астаушалар, атыздар түрінде жаралады. Олар шағын айдар пішінді қырқалармен бөлінеді. Астаушалар тереңдігі 1,5-3 м-ге дейін жетеді. Астаушалар мен қырқалар ені 1-1,5 м-дей болады. Карр көлденең қимасы сан қилы пішінді, астаушалар қабырғасы

бейтегіс болады. Каррлар планда бір-біріне параллель бағыттарда созылып, кейде бірігіп, кейде тарамдала созылады. Олар негізінен жарықтар бойымен дамиды. Бірнеше үлкен ауданды алып жатқан каррлар өткел бермес карр алаңдарын жасайды.

Жер бетілік карст пішінінің күрделі және көп тараған түрі - *карст воронкасы,* оның түбіндегі су сіңіретін тесік *понор* деп аталады. Жер асты қуыстарын жауып тұрған төбенің құлауы нәтижесінде *опырылым воронкасы* пайда болады. Воронкалар тереңдігі 2-5 м-ден 8-12 м-ге жетеді. Карст воронкалары кеңейіп, немесе қосылып кеткенде ірі карст пішіндері (*terra-rossa*), *қазаншұңқырлар* мен *польялар* пайда болады. Бұл тұйық депрессиялардың ауданы 300-400 км^2-ге жетеді. Олардың түбі жалпақ, беткейлері қия болып, араларын жекелеген жұрнақ қабырғалар біріктіріп тұрады.

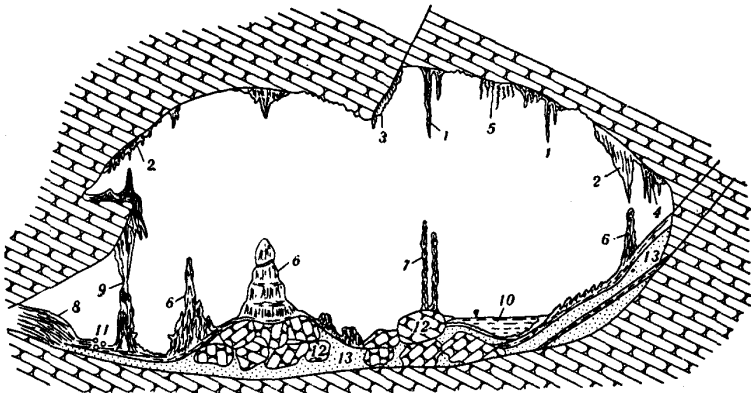
Жер беті суының эрозиялық әрекеті мен карст жаралу процесі бірігіп моншақ тәрізді *соқыр аңғарлар* жасайды. Кейде аңғар аяғында бұлақ жарықтар бойымен тереңге түсіп жоқ болып кетеді. Ал жер астымен біраз жүріп (жүздеген, мыңдаған метр), гидростатикалық арынмен жер бетіне қайта шыққан бұлақтар *воклюз* деп аталады.

Жерасты карст пішіндері. Карст воронкасының су сіңіретін тесік-жарығы (*понор*) кеңейіп, тік тереңдеген кезде құбыр пішінді *карст құдығына* айналады, оның тереңдігі ондаған метрге жетеді. Өте терең жарықтармен *Карст шахтасының* жаралуы өте терең жарықтарға байланысты, оның тереңдігі жүздеген метрге дейін жетеді. Карст құдықтары мен карст шахталары жер бетілік пен тереңдік карст пішіндерін жалғастырып жататын өтпелі пішіндер. Нағыз тереңдік карст пішіні - *үңгірлер.* Үңгірдің пайда болуы карст, немесе эрозия базисіне байланысты. Үңгірлер көлбеу, еңіс және тұйық (соқыр) болып келеді. Олар тарамдалып біраз қашықтықтарға созылады (АҚШ-тағы Мамонт үңгірі – 290 км-дей).

Үңгірлердің көпшілігінде әктілі сауыс жаралымдар – тассүңгілер, тасқадалар, бағаналар мен бағандар түзіледі (*8.1-сурет*).

Карст жаралу - ұзақ процесс. Ол бірнеше геологиялық кезеңдерге созылып, жасы әртүрлі таужыныстарды қамтиды. Жасына қарай *көне карст* және *жас карст* (қазіргі сутораппен

байланысты) түрлері бөлінеді. Өзін қалыптастыратын су құрамына қарай *көмір қышқыл, күкірт қышқыл және кенді карст* түрлері кездеседі. Кенді карст мысалына Қаратаудағы (Оңтүстік Қазақстан) Қарасай үңгірін айтуға болады.



8.1-сурет. Үңгір жаралымдарының жалпы сұлбасы:
1-сүңгі; 2-шашақ және перде; 3-жалау; 4- түтікшелер; 5-желектер; 6-күрделі қада; 7-қадалар; 8-кальциттi "сарқырамалар"; 9-бағаналар мен бағандар;10- кальцит жиекті көл; 11-"үңгір інжуі" - кальцит пизолиттері; 12-жақпартастар; 13-құмды-сазды түзілімдер

Карст түзілімдеріне қалдық (ерімей қалған саз және құмайт), опырылым жиылымдар (карст төбесі, қабырғалары немесе табаны құлауынан түзіледі), су-механикалық түзілімдер (үңгір өзендері мен көлдерінде), су-хемогендік жаралымдар (сауыстар мен тұнбалар), карст бұлақтарының түзілімдері, үңгір мұзы мен қары, органогентік түзілімдер (үңгірді мекендеген жарқанат пен құстар қалдықтарынан фосфорит және гуано-экскремент түзіледі), мәдени қабат түзілімдері (адамдар мекендеген үңгірлерде) жатады.

8.2. Суффозия

Ол жерасты суына байланысты процесс, жерасты суы айналысы кезінде таужыныстардың өте ұсақ бөлшектерін шайып шығаруынан пайда болады. Суффозия сазды таужыныстарда (саз, саздақ, лёсс) кең таралады. Бұл процесс

қуаң климат алқаптарына тән (Қазақстан, Орта Азия, Закавказье, т.б.). Таужыныстар көлемінің азаюы әсерінен грунтта әртүрлі сему және опырылу пішіндері – *суффозиялық опырылымдар, құдықтар, жыралар, воронкалар* және *табақтар* пайда болады.

Қалыңдығы біршама лёсс таужыныстар дамыған алқаптардағы жазық суайрық кеңістіктерде суффозиямен байланысты өзіндік опырылым бедер байқалады, оларды *дала табақтары (под)* деп атайды. Бұл сопақша пішіндердің беткейлері жазық, тереңдігі 3-6 м, ал көлденеңі ондаған кейде жүздеген метрге жетеді.

8.3. Термокарст

Бұл пішіндердің пайда болуы – жер асты мұзының (тоңның) еріп, жер бетінде білінетін әртүрлі опырылымдар нәтижесі. Ол көп жылдық тоңданған суық алқаптарға тән. Мұздың генетикалық типіне байланысты әртүрлі термокарст пішіндері пайда болады.

Карст, суффозия және термокарст пішіндерін зерттеудің практикалық мәні зор. Жер асты карст қуыстарының дамуы, олардың үстіндегі таужыныстардың (грунттың) деформациялануы мен қирап түсуі кей аудандарда құрылыстар мен жолдардың бүлінуіне әкеледі. Кен өндіруде де карст қуыстарының, әсіресе суға толғандарының, келтіретін зияны орасан.

Сонымен қатар карст процесі адам өмірінің кейбір жақтарында пайдалы рөл атқарады. Кенорындарды және су көздерін іздегенде, батпақтарды құрғатқанда карст процесі адам өмірінің кейбір жақтарында пайдалы рөл атқарады. Карст қуыстылығы жоғары таужыныстарға әртүрлі гидротермалық ерітінділер кіріп, кенорындар түзеді. Көмілген немесе қазба карст, боксит кенорындары шоғырланған жерлер болуы мүмкін.

Бақылау сұрақтары:

1. Карст деген не, ол қалай жаралады?
2. Үңгірлер, олардың минералдық жаралымдары?
3. Суффозия, оның жаралуы және бедер пішіндері?

9. ТЕҢІЗ ЖӘНЕ КӨЛ ЖАҒАЛАУЛАРЫНДАҒЫ БЕДЕР ПІШІНДЕРІ МЕН ТҮЗІЛІМДЕР

Жер бетіндегі негізгі бедер жасаушы фактор – теңіздер мен көлдер болып табылады. Олар теңіз жағалауларының өзіндік абразиялық және аккумуляциялық бедер пішіндерін, сонымен бірге теңіз бен көл түзілімдерінің арнайы типтерін қалыптастырады.

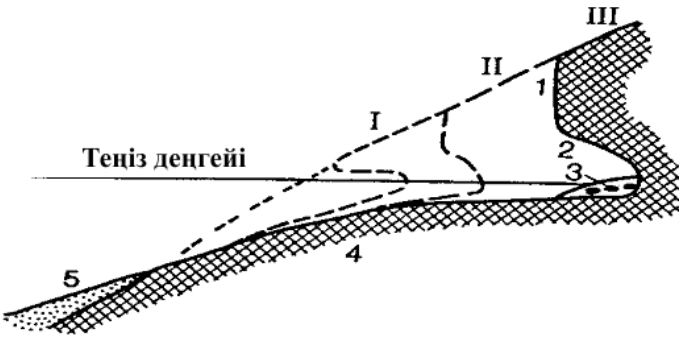
Жағалар дамуындағы маңызды фактор – теңіз суының қозғалысы. Оған желдің әсеріне байланысты толқындану мен соқпа толқындар, Ай мен Күннің тартылыс күшіне байланысты шалқу-қайту қозғалыстары, теңіз ағыстары және т. б. ықпал етеді. Теңіз жағалары құрылысының құрылымдық-литологиялық ерекшеліктері, олардың тілімденгендігі, биіктігі мен құлдилығы, неотектоникалық қозғалыстар сипаты да едәуір әсер етеді.

Жаға сызығы деп теңіз (мұхит, көл немесе суқойма) бетінің құрлық бетімен қиылысқан сызығын айтады. Жаға сызығының жағдайы жоғарыда аталған факторлар әсерінен өзеріске түседі. Қазіргі теңіз деңгейіне сәйкес жаға сызығына жапсарлас жатқан құрлық жолағы *жағa* деп аталады. Жағада толқындар жасаған бедер пішіндері дамиды. Тектоникалық қозғалыстар және эвстатикалық тербелістер нәтижесінде жаға көтеріліп немесе төмендеп (батып), көтерілген және батқан белдем қалыптастырады. Осы теңіз бен құрлық жолақтарын қамтитын екі белдем бірігіп, *жағалау* деп аталады.

Теңіз толқындары жағаны соққылап, қирату әрекетін жүргізеді. Теңіздің бұл қирату жұмысы *абразия* (лат. abradera - қырнаймын, жонамын) деп аталады. Даму ерекшелігіне байланысты жағалар абразиялық және аккумуляциялық типтерге бөлінеді.

Абразиялық жағалар типі. Абразия жағаны берік таужыныстар құраған жағдайда баяу жүрсе, ал болбыр таужыныстар – жылдам қирап, тасындыға айналады. Қия жағаларға соғылған толқындар су деңгейі сызығында немесе сәл жоғарылау жерде соқпатолқын қуысын жасайды. Қуыс тереңдеген сайын оның үстінде аспа карниз орнайды, оны *клиф*

деп атайды. Клиф тепе-теңдікті ұстай алмайтын жағдайға жеткенде жағаға құлайды да, жаға қиясы құрлыққа қарай жылжиды. Шегінген клиф етегіндегі түпнұсқа таужыныстарда құрлыққа қарай кеңейе беретін шамалы еңіс абразиялық жағалау алаңы (платформа) – *бенч* пайда болады. Бұл алаңның суасты бөлігі мен жаға қиясы аралығында *пляж (жағажай)* жолағы пайда болады. Жағажай материалын толқындар жаймалап, қозғалысқа келтіреді. Ірі материал жағаға тасымалданса, ұсақ материал бенчтің төменгі шетіне жиналады. Бұл жерде су асты аккумуляциялық террасасы қалыптасады (*9.1-сурет*).



9.1-сурет. Абразиялық жағаның негізгі элементтері және даму сұлбасы:
I, II, III - жағаның шегіну сатылары; 1 - клиф (тік жар); 2 - соқпа толқын қуысы; 3 - жағажай; 4 - бенч; 5 - таянған су асты аккумуляциялық терраса

Жаға белдемінің аккумуляциялық пішіндері. Сынықты материалдың түрліше қозғалу типіне байланысты жағалардың әртүрлі аккумуляциялық бедер пішіндері қалыптады. Тасындылардың көлденең бағытта қозғалу нәтижесінде жағажайлар, суасты және жаға үймектері (жал) мен жағалық қайырлар (бар) пайда болады. Жағалық қайырлар өзінің даму барысында үш сатыдан өтеді. Олар су астылық, аралдық және жағалық сатылар. Осыған байланысты тиісінше қайырдың үш түрі бөлінеді.

Тасындылардың жаға бойымен тасымалдануы кезінде *аккумуляциялық пішіндер* жаралады. Толқындар жағаға қиғаш бұрыш жасай келгенде, тасындылар жаға бойымен қозғалысқа келеді. Жаға бойымен қозғалудың максимумы толқындар жағаға 45^{o} бұрыш жасап келгенде болады. Осының нәтижесінде әртүрлі бедер пішіндері қалыптасады. Жағада әртүрлі тіл пішінді бедер түзіледі.

Жаға сызығының бастапқы жіктелу типтері. Таулы өңірді тілімдейтін аңғарлар су астында қалғанда, көптеген ирелең шығанақтар мен аралдардан тұратын *риас* жаға пайда болады. Ал *лиман* жағасы аласа жағалау жазықты тілімдеген аңғарларға теңіз жайылғанда пайда болса, *фиорд* жаға таулы жағалаудағы мұздықтардың трог аңғарларын су басқанда пайда болады. Бұрынғы жабын мұздығы басқан аудандарды су басқанда *шхер типті* жаға қалыптасады.

Аралдық типті жағалар эолдық бедер пішіндерін теңіз басқанда пайда болады, теңіз бетінде бархандар, құм төбелері мен қырқалары аралдар мен түбектер түрінде көрініп тұрады (мысалы, Арал теңізінің шығыс жағасы, Балқаш, т.б.). Таулы қатпарлы өңірлерді теңіздің басуынан *далмациялық типті* (Адриатика теңізіндегі Далмация - қазіргі Хорватия және Черногория аумағында) жаға қалыптасады. Дифференцияланған блоктық тектоникалық қоз ғалыстар *лықсыма-құжбан типті* жаға түзілуіне әкеледі. Жанартау кальдералары мен кратерлерін су басуынан *вулкандық типті* жаға пайда болады.

Биогендік жағалар. Тропик елдерінде жағалар қалыптасуында маржан түзуші организмдердің рөлі ерекше. Олар маржандар мен мшанкілер рифін жасайды. Организмдер жиектеуші, тосқауыл және лагуна іші маржан рифтерінен тұратын жағалар жасайды. *Мангр* жағаларында мангр ормандары өзендер мен қайтқан сулар әкелетін құм мен ұйықты ұстап қалуынан аккумуляциялық жаға өсуіне жағдай жасайды (Қызыл теңіз, Австралия, Флорида жағалауы және т.б.). Қоңыржай белдеуде қамысты жаға қалыптасады (Балқаш көлі).

Жағалаулар мен жағажайларда әртүрлі *шашылымдар* түзіледі.

9.1. Көлдер және олардың дамуы

Пайда болуына қарай көлдер тектоникалық, мұздықтық, вулкандық, табандық, атыраулық, карст, термокарст, суффозиялық, бөгеттік болып бөлінеді. Олар климаттық жағдайларға байланысты әркелкі дамиды.

Ылғал климат көлдері терригендік шөгінділер басымдығымен, хемогендік және органогендік тұнбалар болуымен сипатталады. Оларда ноқатты және оолитті темір кендері, тропик және субтропик елдерде көлдерге темірмен қатар алюминий тотығы келуіне байланысты боксит түзіледі. Грунт суы кальций карбонатын әкелген жағдайларда әкті тұнбалар (бор мен мергель) шөгеді. Көл суында планктон мен бентос тіршілік етеді. Планктон оттексіз ыдыраған кезде шірінді ұйық - сапропель (немесе гиттия) жаралып, олардан сапропелит көмірі мен жанғыш тақтатастар пайда болады. Көлдер біртіндеп саязданып, жағалауларын қамыс-құрақтар басуынан, батпаққа айналады.

Аридтік және семиаридтік алқаптардағы көлдерде шөгіндінің жиналуы басқаша сипатта жүреді. Белсенді буланудан қаныққан ерітінді пайда болып, тұз түзіле бастайды. Көлдің тұзденуы өзендер әкелетін тұз құрамына байланысты. Су карбонат пен сульфатқа қаныққан сайын алдымен карбонаттар (әктастар мен доломиттер), одан кейін гипс пен ангидрит, ал ең соңында мирабилит түзіледі.

Көлге хлоридті өзендер келіп құйғанда, су қаныққан ерітіндіге айналса, тастұз түзіледі (Басқұншақ, Елтон, Индер, т.б.).

Ыстық құрғақ алқап көлдерінде органикалық заттар аз болады. Көл шөгіндіге толғанда, тегіс аккумуляциялық жазыққа айналып, құрғап кетеді.

Бақылау сұрақтары:

1. Теңіз жағалауындағы бедер пішіндері және түзілімдер.
2. Көлдердің бедер пішіндері және түзілімдері?

10. МҰЗДЫҚ БЕДЕР ПІШІНДЕРІ МЕН ТҮЗІЛІМДЕРІ

Мұздықтар нивал климат белдеуінде, яғни полюс аудандары мен биік тауларда жаралып, әрдәйім қозғалыста болады. Мұздықтар, немесе гляциялық процестер, құрлық бедер пішіндерін қалыптастыруда маңызды рөл атқарады.

Мұздықтар қалыптасатын алқап жер бетіндегі ерекше белдемде - *хионосферада* (грекше - қар қабаты) орналасады, оның төменгі жағы *қар сызығы* деп аталатын шекарамен шектеледі. Қар сызығының орналасуы ендік климат белдемділігімен байланысты. Экваторда ол 5-6 км абсолют биіктіктерге дейін көтерілсе, полюстерде теңіз деңгейіне дейін төмендейді. Сонымен қатар оның деңгейі жергілікті климат жағдайларымен, атап айтқанда, жауын-шашын мөлшерімен де байланысты. Мәселен, Гималайдың жауын-шашыны мол оңтүстік беткейінде, оның құрғақ солтүстік беткейімен салыстырғанда 700 м-ге төмен. Кавказдың батысында ол 2700 м, ал шығысында 3800 м биіктікте болса, осы ендікте орналасқан Орталақ Азия тауларында 5-6 км биіктіктерге дейін көтеріле орналасады. Анд таулары бойында оңтүстігіндегі Магеллан бұғазында қар сызығы небәрі 900 м биіктікте орналасса, ал тропик ендігінде 6700 м биіктікке дейін көтеріледі. Экватор белдемінде жуын-шашын мөлшерінің көп болуына байланысты, қар сызығы біршама төмендейді. Мысалы, Килиманджаро тауында (Африка) қар сызығы 5500 м биіктікте орналасқан.

Сонымен, хионосфера ауқымында қар жиналады. Жиналған қардан оның нығыздалуы мен еріген кездерінде бірігіп, кристалдануы нәтижесінде түйірленген *фирн*, ал одан кейін шомбал кристалды *глетчер мұздық* пайда болады.

Мұздық өзінің салмағымен, жоғарғы жағындағы мұз массасының қысымымен қозғалысқа келіп, иіліп *аға бастайды*. Мұздықтың жылжып ағуы басты бедер түзуші рөл атқарады. Мұздықтың иілгіштігі (пластикалылығы) оның қалыңдығы көбейген сайын арта береді. Температураға байланысты (мұздық қатқабаты ішінде оның еру температурасы төмендейді) мұздықтың ағуы 15-30 м тереңдікте басталады. Осылайша, беткі жағы морт мұздық шытынай жарылғанымен, ішкі жағында тұтқыр сұйық сияқты аға бастайды. Салмақ күшінің ықпалынан

ол төмен қарай жылжиды, ал кейде үстінен басқан қысымға байланысты төменнен жоғары қарай қозғалуы да мүмкін. Мұздықтардың қозғалу жылдамдығы әртүрлі, әдетте ол жылына ондаған немесе жүздеген метрден аспайды.

Мұздықтар өзінің қозғалу процесінде жолындағы көп нәрсені қиратады, ол *экзарация* (жырту) деп аталады. Экзарация мұздық астындағы жартасты, таужыныстарды тырнап, сыдыру - *мұздық корразиясы* түрінде, немесе болбыр таужыныстарды ысыру түрінде білінеді. Мұздық массасы қысымынан таужыныстар кейде қатпарланып, кесіліп жарылымданады, оны *гляция дислокациялары* деп атайды.

Төмен қарай жылжыған мұздық хионосфераның төменгі шекарасына жеткенде, ери бастайды. Мұздықтың азаюы хионосфераның жоғарғы жағында және бетінде жүреді, оны *абляция* (кебу) деп атайды. Осыған байланысты мұздықтар *қоректену, еру* және *абляция алқаптарына* бөлінеді.

Мұздықтардың тасымалдау қабілеті де орасан зор. Олар сынықты материал мен үлкен кесектер массасын тасымалдайды. Бұл материал тасымалдану кезінде қирап, үгіледі. Мұздықтар қиратып жасаған, тасымалдаған және түзген сынықты материал *морена* деп аталады. Морена сонымен қатар, өздері құраған аккумуляциялық мұздық бедер пішіндерін қалыптастырады. Мұздық бедер пішіндері мен түзілімдері континенттерді жапқан мұзбасу кездерінде ерекше дамыған.

Мұздықтар *континенттік* және *таулық* болып екі типке бөлінеді.

10.1. Континенттік мұздықтар геоморфологиясы мен түзілімдері

Жабын мұздықтар - құрлықтың ең үлкен аумақтарын алып жатыр. Қазір олар Гренландия (1,83 млн км^2) мен Антарктида (13,9 млн км^2) аумағында сақталған. Ал плейстоцен кезінде мұздықтар құрлықтың 48 млн км^2-ден астам бөлігін, яғни 32 % шамасын алып жатқан.

Мұздықтар болу үшін қолайлы жағдайлар бірінші кезекте жердің полюс өңірлеріне – Арктика мен Антарктида, әсіресе ылғал әкелетін циклондар ықпалындағы полюс аудандарына

тән. Сондықтан қазіргі мұздықтардың ең ірі центрлері полюс аудандарында орналасқан – дәл осы жерлерде мұздықтардың негізгі массасы шоғырланған, ал мұздықтардың өзінің өлшемі өте үлкен болады және жамылғы сипатына ие. Қоңыржай және төменгі ендіктерде мұздықтар тек тауларда ғана бола алады (*10.1-кесте*).

10.1-кесте.

Әлемнің ең ірі мұздықтары және мұздықты аудандары
(Гляциологический словарь, 1984)

Мұздық, мұздықты аудан	Мұзбасу алаңы, км^2
Солтүстік жартышар	
Гренландия мұздық жамылғысы	1 726 400
Канада Арктикасы	150 000
Аляска (Брукс жотасы, Әулие Илья тауы және басқалар)	103 700
Исландия	11 790
Архипелаг Свальбард (Шпицберген) және Ян-Майен аралы	35 245
Россия Арктикасы (Франц-Иосиф жері, Жаңа Жер, Солтүстік Жер, Де Лонг аралдары және басқалар)	56 120
Еуропа таулары (Скандинавия, Альпі, Кавказ, Орал және басқа)	7 400
Орталық Азия таулары (Гималай, Қарақорым, Тянь-Шань, Памир-Алай және басқа)	115 500
Оңтүстік жартышар	
Антарктида мұздық жабыны, соның ішінде Росса, Роне, Фильхнер және басқа қайраң мұздықтары	13 779 000 1 460 000
Субантарктикалық аралдар (Оңтүстік Георгия, Кергелен, Оңтүстік Шетланд және басқа)	32 300
Африка және Океания	845
Жер мұзбасуының жалпы ауданы	**~16 318 000**

Гренландияда мұздық жабын биіктігі деңгейінің ең жоғары нүктесі 3300 м. Мұздық табаны біршама ойыс орналасқан, кей жерлерінде оның деңгейі теңіз бетінен төмен жатыр, ал мұздық қалыңдығы орталық бөлігінде 3400 м-ге жетеді. Мұздықтар көп

жерінде теңізге дейін жетіп, биікті 100 м-ден асатын жарқабақ жасайды. Антарктида мұздығының табаны да тегіс емес. Оның кей жерлері теңіз деңгейінен төмен орналасқан. Мұздықтың қалыңдығы 4500 м-ге жетеді. Мұз теңізге жетіп қана қоймай, оның аумағы 1 млн км^2 бөлігін қамтып, *қайраң мұздықтарын* жасайды.

Жабын мұздықтарының қозғалысы күрделі. Олар төменге қарай жылжумен қатар, қысыммен төменде орналасқан қалың жерінен сығылып, биіктеу аудандарда орналасқан жұқа жеріне қарай да қозғалады. Мәселен, мұзбасу кезеңдерінде Финляндия мен Карелияда орналасқан қалың мұздықтар оңтүстікке қарай Валдай қыраты мен Скандинавия тауларын басып өтіп жылжыған. Соның салдарынан Балтық қалқанынан сыдырылған таужыныстардың тасдөңбектері 1000 км алыс жатқан Днепр өзенінің жағалауына дейін жеткен.

Жабын мұздықтарының экзарациясы нәтижесінде табанындағы таужыныстар *айғызданады*, сонымен қатар жалтырланып тегістеледі. Оң пішіндер (төбелер мен шоқылар) бір жағынан тегістеліп, ал екінші жағынан үгінді материал жиналып, өзіндік *қой маңдай* және *бұйра жартас* деп аталатын бедер пішіндері жаралады. Ал теңіз жағалауындағы ұсақ шоқылы бедер *шхерлер* - қой маңдайлар типті аралдар тізбегіне айналады. Көл жосылымдары аралығында мұздықтар тегістеген аласа жартас қырқалар созылады, олар *сельга* деп аталады. Мұздықтар аралығында шығып жатқан тегістелген суайрық жоталар мен жартас төбелерді *нунатактар* (эскимосша *нуна* - жеке, бөлек, ал *так, таг* - тау, төбе) дейді.

Мұздық аккумуляция түзілімдері *негізгі және шеткі морeналарға* бөлінеді. Қайраң мұздықтары *мұздық-теңіз* түзілімдерін қалыптастырады.

Мореналар *шоқылы-ойдымды жазықтар, друмлинді ландшафт* пішіндерін жасайды. Друмлиндер мұздық қозғалысы бағытында созылған асимметриялы шоқылар. Олардың ұзындығы 400 м-ден 2-3 км-ге, ені 150-400 м, биіктігі 5-45 м болады. Друмлиндер саны бір ауданда бірнеше мыңға жетеді. Шеткі мореналар өздері жеткен жерде *үймек мореналар* жасай орналасады. Мұздық еріп кеткенде пайда болған су ағындары шеткі мореналарды шаймалап, *флювий-гляциялық жаралымдар* жасайды. Шеткі мореналар бойымен ұзынынан ирелеңдей

орналасқан қырқалар - *оздар* жатады. Оздардың ұзындығы ондаған километрге, ені 100-300 м-ге, биіктігі 50 м-ге жетеді. Биіктіктері 2-5 м-ден 30 м-ге жететін төбелерді *камдар* дейді. Мұздықтардан тыс төмен беткейлерде су ағындары шаймалауынан құмнан тұратын *зандр алаңдары* түзіледі. Мұздықтардың еруі нәтижесінде пайда болған көлдерде *таспа саз* тұнады.

Мұздықтар жасаған бедер пішіндері кейінгі процестер әсерінен біршама өзгерістерге ұшырауы мүмкін.

10.2. Тау мұздықтарының геоморфологиясы мен түзілімдері

Қар сызығынан жоғары жатқан тауларда таулық мұздықтар кездеседі. Тау аңғарларына жиналған қар фирн алаптарын қалыптастырып, глетчер мұзына айналады. Аңғар бойымен созыла жылжыған мұз денелерінен *мұздық тілдері* пайда болады.

Тау мұздықтары таулық және тау-жабындық типтерге бөлінеді. Тау мұздықтарының басты түрлері - *аңғарлық* және *альпі мұздықтары.* Аңғар мұздықтары ұлғайып, бір-бірімен қосылып, ірі ойпаңдарды алып жататын *мұздық цирктеріне* айналады. Мұздықтар аңғар бойымен төмен қарай жылжып, *трог аңғарын* (немісше трог - астау) қалыптастырады. Цирк беткейлерінде *аспа мұздықтар* орналасады. Тауларда көршілес мұздық цирктері біріне-бірі жақындап ұлғайған кезде, олардың арасында пирамида тәрізді үш немесе төрт жақты шыңдар - *карлингтер* қалады.

Мұздықтар аңғар бойымен төмен қарай жылжығанда бүйірлеріндегі, табанындағы таужыныстар экзарациясынан *бүйірлік* және *түптік мореналар* пайда болады. Екі аңғардың мұздық тілдері қосылып бір мұздыққа біріккенде, олардың ортасында *ортаңғы* және *ішкі мореналар* қалыптасады. Еру нүктесіне жеткен мұздық тілінің ұшында *аяқты морена* түзіледі. Мұздық еріп кеткенде, оның орнында аталған мореналар үйіндісі қалады. Мұздық тілінің ұшынан ағып шыққан ағындар көп болмағанымен, біршама флювий-гляциялық түзілімдер қалыптастырады.

10.3. Мұздық түзілімдеріндегі пайдалы қазбалар

Мұздық түзілімдерімен негізінен құрылыс материалдары байланысты. Таспа саздар жоғары сапалы кірпіш, қыш және көзелік бұйымдар шикізаты болып табылады. Морена саздақтары мен саздары да кеңінен пайдаланылады. Флювий-гляциялық, зандр алаңдарындағы және оздардағы құм-қиыршықтар жол-құрылыс материалдары ретінде қолданылады.

Алтынды аллювий шашылымдарын мұздықтар қиратқанда, алтынды морена пайда болады. Дегенмен олар аз таралғандықтан, оларға қарағанда флювий-гляциялық шашылымдардың маңызы жоғары.

Мұздық тасдөңбектері пайдалы қазба кенорындарын іздеу белгілері болып табылады. Олар жүріп өткен жолдарды саралау нәтижесінде түпнұсқа кенорынды табуға болады. Мысалы, Сібірдегі Талнах кенорны осылай ашылған.

Бақылау сұрақтары:

1. Мұздықтар, олардың жаралуы және жіктелімі?
2. Мұздықтардың таралуы және бедер пішіндерінің қалыптасуы.
3. Мұздық түзілімдері, олардың жіктелімі.
4. Мұздық түзілімдерінің практикалық мәні.

11. ЭОЛДЫҚ БЕДЕР ПІШІНДЕРІ МЕН ШӨГІНДІЛЕР

Эолдық процестер туындап, даму үшін онда бірқатар физикалық-географиялық және геологиялық жағдайлар орындалуы керек. Мысалы, жауын-шашын 100-250 мм/жыл мөлшерінен аспайды, жиі күшті жел тұрады, өсімдіктер аз өседі немесе болмайды, таужыныстар қарқынды физикалық моруға ұшырайды және мору өнімдері құрғақ болады. Мұндай жағдайлар аридтік тропик шөлдерде, қоңыржай белдемдердің семиаридтік шөлдері мен шөлейттерінде кездеседі.

Эолдық процесс түрлері: *дефляция* - болбыр грунтты үру және ұшыру процесі; *корразия* - берік таужыныстарды жел ұшырып әкелген қатты сынықты материалмен жыру, тесу және жылтырлау процесі; *эолдық материалды тасымалдау* және *оны аккумуляциялау.*

Тасымалданатын бөлшектер өлшемі желдің күшіне байланысты. Эксперименттік байқаулар құм түйіршіктерінің қозғалып, ұшуы қандай жылдамдықтағы жел ықпалынан болатынын көрсетті:

Желдің жылдамдығы, м/с	*Ұшқан құмның ең үлкен өлшемі, мм*
4,5 - 6,7	0,25
6,7 - 8,4	0,5
9,8 - 11,4	1,0
11,4 - 13,0	1,5

Өлшемі 0,05-0,1 мм құрғақ тозаң бөлшектер жел күші 3-4 м/с шамасында болғанда ауада еркін ұшып жүре алады.

Құрғақ климатты далалардың негізгі ландшафт типі *шөлдер*. Олар жазық және таулы болып бөлінеді. Сонымен қатар тасты, құмды, сазды және сазды-сорлы шөлдер мен шөлейттер де болады. *Тасты шөлдер* немесе *гаммадтар* (қырлар) біршама көтерілген үстірт аймақтарда дамиды, олар қиыршық пен тасжақпарлардан тұрады. Ара-арасында жұрнақ жартастар көрініп тұрады. Мысалы, Үстірт шөлі осындай типке жатады.

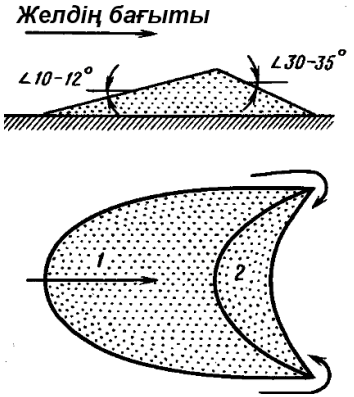
Құмды шөлдер көп тараған және біраз аумақтарды қамтиды. Олар қалыңдығы біршама құм жабынымен жабылады. Құм жабындары жылжып тұрады. Бұндай жазық шөлдерде күрделі аккумуляциялық бедер пішіндер жиынтығы дамиды. Ең үлкен құмды шөлдер қатарына Қарақұм мен Қызылқұм шөлдері кіреді.

Сазды шөлдер құмды шөлдердің жиегінде және ішінде орналасады. Олар бедердің ең төменгі бөліктерінде қалыптасады. Сазды шөлдер беті тегіс және жазық болып, үсті саз түзілімдермен жабылады. Олардың қалыптасуында басты рөлді жер бетіндегі ағын су атқарады.

Сазды-сорлы шөлдер немесе *шорлар*, олардың айтылып өткен шөлдерден айырмашылығы – бетін қалыңдығы 1-2 мм тұз қабыршығы жабады. Осы жабын астында тозаң мен тұз қоспасынан тұратын борпылдақ сор жатады. Мұндай шөлдерге ертеректе кеуіп қалған Сарықамыс көлін (Аралдың батысында), Орал-Жем аймағындағы сорларды атауға болады.

Шөл морфогенезінің басты агенті – жел, ол денудациялық та, аккумуляциялық та бедер пішіндерін қалыптастыруға қатысады. Корразия нәтижесінде *эолдық корразия қуыстары, тас саңырауқұлақтар*, *тас бағаналар* жаралады. Дефляция нәтижесінде *үрлеме қазаншұңқырлар, қазандар, ярдангтар* (атыздар), *сор* және *тақыр* пайда болады. Акумуляциялық бедер пішіндері: *құм төбелер, жоталар, барқандар* және *дөңдер.*

Эолдық түзілімдер шөлдер типіне қарай құрамдары әртүрлі болып келеді. Құмды шөл далалар эолдық құмдардан тұрады. Олар түйірөлшемі бойынша жақсы іріктеліп, өзара қиылысқан екі қиғаш қабаттасқан қабаттар тобынан тұрады. Қабаттастық бұрышы жел соққан жақтан 5-12^{o} болса, ық жағындағы қия бетте 28-35^{o} болады (*11.1-сурет*).



11.1-сурет. Барқан қимада және үстінен қарағанда: *1–желдің бағыты; 2–ық жағы*

Шөл далаларда эолдық пішіндермен қатар пролювийлік, көл-хемогендік және жазық шайылу пішіндері де кездеседі. Пролювийлік шығарынды конустар тау етектеріндегі шөлейт белдеуде түзілсе, шөлдердің шағын ойыстарында тақырлар дамиды. Оларға уақытша су ағындары майда лай әкеліп, шалшыққа айналады. Ал тығыз саз құрғаған кезінде қабыршыққа айналып, полигонды кебірсу жарықтар торабымен қарс айырылып кетеді. Құмды шөлдерде тақырларды құм басу да жиі кездеседі (*11.2-сурет*).

Қатты жел тозаңды (өлшемі 0,01-0,05 мм-дей бөлшектер) өте жоғары көтеріп, алыс өңірлерге ұшырып әкетеді. Шөлдерден алыс жерлерде немесе оның шетіне барып шөккен тозаңнан жел шөгіндісі – *лёсс* түзіледі. *Лёсстің* түсі сарғыш, 60-95 % өлшемі 0,05-0,005 мм бөлшектерден тұратын ұсақ қуысты, бітімі біркелкі таужыныс. Құрамының қалған 30-40 %-тейі кальциттен тұрады. Ол құрғақ кезінде тік жарқабақ жасап, ылғалданған кезде, қуыстары бітелуіне байланысты семеді. Лёсс әртүрлі бедер пішіндері үстіне (аңғарларда және су айрықтарда) түзіле береді. Оның қалыңдығы ондаған метрге жетеді.



11.2-сурет. Орта Азия мен Қазақстандағы шөл және шөлейт алқаптар: *1–құм; 2–барқан*

Бақылау сұрақтары:

1. Эолдық процестер.
2. Эолдық бедер пішіндері.
3. Эолдық түзілімдер.

12. ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ ЛАНДШАФТ ТИПТЕРІ

Жоғарыда қарастырылған бедер генетикалық типтері мен пішіндері күрделі ассоциацияларға топтастырылады. Олар бір жағынан құрылысымен және планетаның ірі эндогендік бейтегістіктер дамуымен, ал екінші жағынан – жаңа және қазіргі заман морфоклимат белдемділігіне бағыныштылығымен анықталады. Бедер пішіндерінің осы текті топтамалары жер бетінде *геоморфологиялық ландшафт* типтерін жасайды. Олар өзара тарихи және парагенетикалық байланыстағы бедер пішіндерінің жиынтығы болып табылады.

Геоморфологиялық ландшафт туралы түсінік пайдалы қазбаларды іздеу әдістемесінде маңызды рөл атқаратын табиғи-ландшафт белдемдерін бөлудегі мәні зор. Бедер – оған географиялық ортаның басқа құрам бөліктерін орналастыруға қажет негіз.

Континенттердегі ең басты геоморфологиялық ландшафт типтері – *таулы* және *жазық өңірлер*. Теңіз бен мұхит кеңістіктері үшін осындай текті геоморфологиялық бірліктері суасты тау жүйелері мен жазықтар болып есептеледі. Олар табиғаты жағынан әртүрлі және өз кезегінде бірнеше геоморфологиялық провинцияларға бөлшектенеді.

Сондықтан тау және жазық ландшафт типтері әртүрлілігімен ерекшеленеді. Оларды ұсақ бөлімдемелерге бөлуге, яғни *геоморфологиялық аудандауға* мүмкіндік береді. Оның негізіне комплексті принцип: бедер геологиялық құрылымының, морфологиясының, генезисінің даму тарихының ерекшеліктері жатады. Екі аудандау ерекшелігін: *типологиялық* және *аймақтық* принциптерге негізделген аудандауды ажырата білу қажет.

Типологиялық аудандауда өзара сыртқы белгілері, генезисі, ұқсас бедер пішіндерінің аумақтары немесе жеке бедер пішіндері бойынша бөлінеді. Бедер пішіндері типтерінің топтары, типтері мен типшелері бойынша да бөлінеді. Бұл бөліну ұқсас жағдайлар мен бедер түзуші процестер нәтижесінде пайда болған бедер пішіндерінің ұқсастығы мен бір типтілігін көрсетеді.

Аймақтық аудандауда нақты тарихи жағдайда пайда болған, өзіндік қайталанбас келбеті бар, геологиялық құрылымы, процесі мен даму тарихы бар ерекшеліктер бірлігімен сипатталған бедер пішіндеріне бөлінеді. Бедер түзуші процестердің масштабы мен әртүрлілігі бойынша сан-қилы геоморфологиялық өңірлер, провинциялар, алқаптар, аудандар мен бөлікшелер бөлінеді.

12.1. Таулы өңірлер геоморфологиясы

Континенттер ауқымындағы таулы бедер қозғалмалы белдеулерде және платформалардың жекелеген тектоникалық белсенділенген аудандарында орналасқан.

Таулы өңірлер деп биіктігі теңіз деңгейінен 500 м жоғары орналасқан, бедері көп тілімденген, биіктері аңғарлардан 200-500 м жоғары жатқан қыраттарды айтады. Абсолют биіктіктері бойынша аласа, орташа және биік таулар болып бөлінеді.

Морфологиялық терминология. Геоморфологияда *тау* деген терминмен жазықтардан 200 м биікке ерекшелене көтеріліп тұрған пішіндерді атайды. Орталық Қазақстандағы кейбір жанартаулар, жұрнақ таулар, магмалық таужыныстар ядролары осындай таулар. Әрбір тауды құрайтын элементтер: *ұшы (төбесі), беткейлері* және *табаны.* Таулар – таулы өңірдегі тау биіктіктері мен тау жоталары бірлестігі.

Таулы өңірлер бедерінің оң пішіндері арасында ең көп тарағаны *тау жоталары* мен *тау тізбектері.* Олар планда ұзынынан созылған қия беткейлі қыраттар ретінде ұсақтау қыраттармен – *тау шыңдарымен* күрделенеді. Бірнеше жоталар біріккен жерлерде *тау массивтері* немесе *тау түйіндері* пайда болады. Мұндай жерлерде ең биік шыңдар түзіледі. Мысалы, Күнгей және Терiскей Алатау жоталарының түйіскен жерінде Хан Тәңірі шыңы орналасқан, оның биіктігі 7010 м.

Ұзындығына қарай реттілігі әртүрлі жоталар болады: тау төбелер (планда изометриялы), жазық таулар (үсті жазық болады), үстірт таулар (беті тегіс немесе шамалы еңіс) және құрылымдық үстірт – *куэсталар*. Таулы өңірлердің ең ірі теріс пішіндері тау аралық ойпаттар (Зайсан, Іле, Ыстықкөл, Ферғана,

т. б.), олардан кейінгілері – тау аралық аңғарлар мен тау аңғарлары. Тауларда кеңінен таралған ұсақтау бедер пішіндері – шоқылар, қырқалар, адырлар мен сайлар. Құрылымдық пішіндер – моноклин қырқалар, куэсталар, қиялар мен жарылым маңындағы аңғарлар (шатқалдар) мен сайлар жиі кездеседі.

Морфологиясы бойынша күмбез тәрізді, шошақ, конус тәрізді, пирамида және тегіс (үстірт тәрізді) тау шыңына бөлінеді.

Таулы өңір бедерін талдағанда жота жүйесінің орналасуын, яғни жер бетінің тілімдену типтерін анықтау да өте маңызды. Таулардың параллель, жықпылданған, тарамдалған, радиал, қауырсынданған, торланған және күрделі тілімденген түрлері болады. Бұл пішіндер тектоникалық құрылымдармен (жарылымдар мен қатпарлар) және эрозиялық процестермен байланысты. Сонымен қатар, таулардың күрделі-құжбан айырылымды тектоникасы да айтарлықтай ықпал етеді.

12.2. Таулы өңір бедерінің ерекшеліктері

Таулы өңірлер – белсенді эндогендік бедер түзілу аясында дамитын денудациялық процестер басым алқаптар. Сондықтан, бедер құрылысында денудациялық пішіндер күрт артады. Бедер түзілу процестері, бедер морфологиясы және түзілімдердің генетикалық типтері таулы өңірлердегі таулар биіктігі дәрежелерімен сипатталады.

Биік таулар абсолют биіктіктері жоғары, көлбеу және тік бағыттарда қарқынды тілімденген бедер типтерінен тұрады. Бұл өңірде тік қия беткейлі, үшкір төбелі таулар тізбегі мен құзарт шыңдар басым болады. Ерекше контраст пішіндер мұздықтық процестермен, физикалық морумен, биік тауларда жақсы дамыған құламалар, көшкіндер, сусымалар және сырғымалармен байланысты. Осындай биік таулар кейпін анықтайтын өзіндік геоморфологиялық кешен *альпілік бедер* деп аталады. Бұл типте бедер түзуші рөлді міндетті түрде мұздықтар атқарады. Биік таулардың морфологиялық сипаты – карлингтер (цирктер арасындағы үшкір қырқалар), өткір жоталы қырқалар, трог аңғарлары, аспалы аңғарлар, әртүрлі мұздықтар. Бұларға

кеңінен таралған гравитациялық жаралымдар қосылады, олардың арасында сейсмогендік жаралымдар да болады. Кейбір жағдайларда жоғарыда аталған биік тау бедер пішіндері 5000 м-ден жоғары орналасқан жазық төбелі және жайпақ су айрық бөліктермен бірігіп кетеді (Памир, Тибет).

Орташа таулар абсолют биіктігі шектеулі, тік және көлбеу бағыттардағы тілімденуі де орташа таулы бедер типтерінен тұрады. Суайрық контурлары жатық сызылып, күмбез тәрізді биіктіктері жайпақ беткейлі ойыстармен бөлінеді. Кейде осындай бедер аясында берік қабаттардан тұратын қырлар мен жартасты қырқалар кейпінде интрузиялар биіктеп көрініс береді. Бедерде жалпы құрылымдық пішіндердің мәні артады. Экзогендік бедер дамуында басты рөлді эрозиялық процесс атқарады. Өзен аңғарлары кеңиді, беткейлердің жоғарғы жағы біршама жайпақ, ал беткейлер төмен қарай біршама құлдилап барып, етегіне жеткенде делювийлік және гравитациялық жаралымдардың кеңінен дамуына байланысты қайта жазылады. Беткейлерге дөңес-ойыс кескін және террасалану тән. Әдетте орташа биіктікті тауларда, олардың қар сызығынан төмен орналасуына байланысты, гляциялық пішіндер кездеспейді. Болғанда да бұрынғы замандардағы мұздықтардан қалған жұрнақ түрінде кездеседі (мысалы, Алатаудың сілемдері).

Орташа таулы бедер негізінен кең таралған. Оған мысал орогендік белдемдерде орналасқан Алатау, Алтай, Теміршілер Алатауы, т.б.

Аласа таулар биіктігі 1000 м-ден асатын тау құрылымдарын көмкереді немесе өз бетінше орта жазықтардағы биіктіктерді құрайды. Олардың тілімденуі азаяды, салыстырмалы биіктіктері 200-500 м-ден аспайды. Құрылымдық бедер мен бедердегі геологиялық құрылыстардың жалпы рөлі арта түседі. Беткейлер тілімденуінде эрозиялық процестер шешуші мәнге ие болады, олар дамуында делювийлік және солифлюкциялық процестер рөлі артады. Аласа таулар біртіндеп немесе сатыланып барып жазық бедерге алмасады. Мысалы, Оңтүстік Орал, Мұғалжар, Салайыр, Қырым және басқалары.

Таулы және жазық бедерлер арасында өтпелі санаттағы бірқатар аудандарда ұсақ шоқылы бедер орналасады (мысалы, Орталық Қазақстан).

Орта және аласа таулардың морфологиялық кейпі көп жағдайда климат ерекшеліктерімен анықталады. Гумидтік климатта эрозиялық және беткейлік-су процестері басым болады, тегістелген су айрықтары мен күмбез кейіпті төбелер түзіледі. Аридтік және жартылай аридтік климатта таулы бедер пішіндері айқын көрініс береді.

Таулы бедер пішіндерінің жаралуына жаңа және қазіргі заманғы тектоникалық қозғалыстар көп әсер етеді. Олар блоктық тектоника түрінде кең көрініс береді. Оған грабендердегі өзен аңғарлары, лықсыма қабақтар, өзендердің иірленуі жатады. Горст пен көтеріле өскен антиклин құрылымдарда антецеденттік аңғарлар дамып, өзендердің эрозиялық әрекеттілігі жанданады.

12.3. Таулардың генетикалық жіктелімі

Таулы өңірлер өздерінің жаратылысы бойынша әртекті тектоникалық көтерілімдер болып келеді. Кей жерлерде таулар вулкандық процестер нәтижесінде пайда болады. Тектоникалық қозғалыстар мен вулканизм нәтижесінде пайда болған құрлық бетіндегі ірі бедерлерде эрозиялық тілімденуден кейін таулы бедер қалыптасады. Осыған байланысты таулар тектоникалық, вулкандық және эрозиялық түрлерге бөлінеді.

Тектоникалық таулар – қозғалмалы белдеулердегі орогендік қозғалыстар нәтижесінде немесе платформалардың белсенділік жағдайындағы жекелеген бөліктерінде түзіледі. Әрине, бұл таулар өздері пайда бола бастаған кезден-ақ күшті денудациялық қирауларға, оның ішінде су ағындарының эрозиясына ұшырайды. Сондықтан, барлық тектоникалық тауларды эрозиялық-тектоникалық, ал дәлірек айтсақ, денудациялық-тектоникалық деп қарастыруға болады.

Көтерілімдердің эрозиялық тілімдену дәрежесі олардың белгілі бір даму кезеңдерінде артып кететіні соншалық, кейде осындай эрозиялық процестерде ерекше ірі және ұзынынан созылған жоталар пайда болады. Эрозиялық таулар осылай пайда болып, олар аласа және орташа таулар, кейде биік таулар ретінде де түзіледі. Эрозиялық таулар қабаттары көлбеу жатқан платформалық көтерілімдерде де пайда болады (АҚШ-тағы Колорадо өзені каньоны).

Вулкандық таулар да көп аудандарда жеке санатқа бөлініп, таулы бедер пішіндерін құрайды. Жанартау атқылаулары нәтижесінде лава мен күл материал үйінділері орографиялық пішіндер жасайды (оқшау немесе біріккен вулкан конустары, қалқан вулкандар, вулкандық үстірт, экструзиялық күмбездер мен инелер, калдералар, маарлар).

Таулардың генетикалық типтері ішіндегі ең бастысы - тектоникалық таулар. Таулы өңірлер таутүзуші тектоникалық қозғалыстардың басты типтеріне қарай қатпарлы, жамылғы, дөңес-құжбан және құжбан тау түрлеріне бөлінеді.

Қатпарлы таулар – ірі қатпарлы көтерілімдердің түзілу нәтижесінде пайда болады, олар горст-антиклинорлардан және грабен-синклинорлардан немесе үлкен горст-антиклиндерден тұрады. Жекелеген ірі қатпарлар кейде бір жағынан жарылымдармен күрделеніп, моноантиклин таулы бедерін жасайды (Қаратау жоталары, Маңғыстау таулары).

Жамылғы таулар – үсті кристалданған берік таужыныстармен жабылған күрделі қатпарлардан тұрады (Альпі, Карпат, Балқандағы Динар таулары).

Қатпарлы және жамылғы таулар эпиплатформалық орогендік белдеулерде орналасқан жас таулардың негізгі массасын құрайды.

Дөңес-құжбан (қатпарлы-құжбан) таулар – қатпарлы таужыныстар субстратында пайда болады (Тянь-Шань таулары мен жоталары).

Құжбан таулар жарылымдар бойымен көтерілген блоктардан қалыптасады. Олардың ішкі құрылысы шамалы деформацияланады. Нәтижесінде грабендермен бөлінген сатылы горст жүйелері пайда болады.

Дөңес-құжбан және құжбан таулар эпиплатформалық орогендік белдеулер құрылымында басым.

Геосинклиндік континент шеті белдеулеріндегі таулар қатпарлы және жарылымды-қатпарлы құрылымды болады, бірақ олардың басты ерекшелігі – вулкандық бедермен байланыстылығында (Камчатка, Курил аралдары).

12.4. Таулы ландшаф қалыптасуы мен эволюциясы

Таулы ландшафт – жер қыртысының даму заңдылығындағы белгілі бір кезең нәтижесі болып табылады. Тектоникалық таулар дамуында бөлінетін негізгі үш кезең: тікелей тектоникалық бедер, денудациялық-тектоникалық бедер және жұрнақ денудациялық таулар кезеңдері.

Біріншісі – *тікелей тектоникалық бедер кезеңі,* тау жоталарының антиклин немесе горст көтерілімдеріне толық сәйкес келеді. Айтылып кеткендей, тектоникалық таулар өзінің денудациялық сфераға шыққан кезінен бастап, сыртқы процестердің қарқынды құрылымсыздандыруына ұшырайды. Осыған байланысты, орогенге дейінгі тарихы мен тектоникалық режиміне қарай, бедердегі басым тектоникалық көтерілімдер сан қилы морфологиялық келбетке келеді. Эпиплатформалық белдеулердегі жылдам және күрделі тектоникалық көтерілімдер құрлық бетіне әртүрлі дислокацияланған және денудацияға төзімділігі әртүрлі таужыныстар қатқабаттарын шығарады. Нәтижесінде өте контраст бедер пішіндері жасалып, денудациялық және эрозиялық процестер дамиды.

Көтерілімдердің баяулауы мен олар қамтыған белдемдердің кеңеюі барысында елеулі рөлді құрылымсыздану бедер пішіндері атқарады. Таулы бедер эволюцияның екінші кезеңінде *денудациялық-тектоникалық бедерге* өтеді. Бұл кезеңнің ерекше сипаты - *кері бедер* қалыптасу, яғни антиклиндерде депрессиялар, ал синклиндерде жоталар пайда болады. Кері бедер антиклин ядроларындағы болбырлау таужыныстар, ал синклин қанаттарын құрайтын берік таужыныс қатқабаттары өзендер тереңдеуі нәтижесінде ашылымдануынан пайда болады.

Үшінші кезең, яғни *жұрнақ денудациялық таулар* қалыптасуы жер қыртысы тұрақтанып, көтерілімдер тоқтағаннан кейін басталады. Тау аңғарлары кеңейеді, болбырлау таужыныстардан тұратын жоталар мен төбелер денудацияның төмедетуінен шоқылы бедерге ауысады. Тек өте берік таужыныстардан (кварцит, гранит, кремнийленген әктас) тұратын таулар ғана шоқылардан биіктей көрініп тұрады. Бұл бедер типі біртіндеп ұсақ шоқыға өтіп барып, одан кейін денудациялық жазықтарға – *пенеплендерге* ауысады.

Таулардың жалпы даму сұлбасы осындай. Шындығында бұл процесс әркелкі даму заңына бағынып, әлдеқайда күрделі жүреді. Таужаралу замандарының ұзақтығы ондаған миллион жылды қамтиды.

12.5. Жазық өңірлер геоморфологиясы

Жазықтар деп жайпақ тегіс, биіктігі шамалы өзгеретін (50-200 м аралығында) және еңістігі мейлінше аз байтақ кеңістіктерді айтады. Жазықтар эпиплатформалық тектоникалық белсенділікке түспеген платформалық аймақтарға, шеткі және тау аралық ойыстарға сәйкес келеді. Жазық беткейлерінің еңістігі мардымсыз болғандықтан, таулармен салыстырғанда сыртқы процестер энергиясының шамалылығымен сипатталады. Бұл алқаптарда аккумуляция және аккумуляциялық бедер пішіндері кеңінен дамиды.

Жазықтар *ойпат* (биіктіктері 200 метрге дейін) және *қырат* (200-500 м) түрлерге бөлінеді. Ең биік орналасқан жазықтар *үстірт* деп аталады. Жоғары көтерілген *тау үсті* және *тау аралық* жазықтар таулы өңірлер құрамына кіреді. Теңіз деңгейінен төмен орналасқан жазықтар абразиялық саты арқылы қайраңға жалғасады. Жазықтар бетінің жалпы жағдайына қарай олар көлбеу, дөңес және жазық болып бөлінеді. Көлбеу жазыққа Батыс Сібір ойпаты жатады. Дөңестеу жазықтар (еңістігі 1:100-ге дейін) таулы өңірлердің шеткейлеріне орналасады. Ойыс жазықтар шетінен ортасына қарай еңіс болады (мысалы, Балқаш маңы жазығы, Тұран ойпаты, т.б.).

Бетінің морфологиялық сипаты бойынша жазықтар арасында тегіс, текшеленген, толқынды, жоталы және шоқылы түрлерге бөлінеді. Жоталар (белдер) – ұзынынан созылған жайпақ қыраттар, олар мезобедерге жатады. Шоқылар – биіктігі 100-200 метрдей изометриялы ұсақ қырат биіктер. Өте созылыңқы шоқылар - жалдар немесе қырқалар деп аталады. Шоқылар морфологиясы әртүрлі болады. Жазықтар бетінің құрылысы әртүрлі теріс бедер пішіндерімен – өзен аңғарлары, сайлар және әртүрлі ойыстармен күрделенеді. Жазық шөлдерде жекелеген магистраль аңғарлар орналасады (Әмудария, Сырдария, Іле, Нил аңғарлары).

12.6. Жазықтардың генетикалық жіктелімі

Денудациялық және аккумуляциялық процестердің бедер қалыптасудағы рөліне қарай жазықтар шартты түрде денудациялық және аккумуляциялық болып бөлімденеді. Бұл бөлімдеме негізінен тектоникалық факторды байқатады. Денудациялық жазықтар жер қыртысының баяу көтерілу кезінде қалыптасса, аккумуляциялық жазықтар негізінен төмендеген алқаптарға сәйкес келеді. Олардың ары қарай жіктелуі жетекші бедер түзуші экзогендік процестер сипатымен анықталады.

Денудациялық жазықтар шындығында әрдәйім аккумуляциялық-денудациялық бедер, бұл жазықтар жаралуда денудацияның рөлі басым. Олардың арасында әртүрлі генезисті пенеплендер мен педиплендер бар, сонымен қатар ол абразиялық жазықтарға бөлінеді.

Пенеплендер тектоникалық қыраттардың ұзақ (ондаған миллион жыл) комплексті денудациялану нәтижесінде пайда болады. Олардың бірқатар жекелеген флювийлік (мысалы, Орталық Қазақстан жазықтары), мұздық және карст генетикалық типтеріне бөлінеді.

Педиплендер – шамалы еңістеу, сатыланған жазықтар. Олар таулы қыраттар мен кемерлер етегінде беткейлердің жайпаңдалмай шегіну нәтижесінде жаралады. Бұл процесс қатты нөсерлі семиаридтік климат жағдайында беткейлік ағындар ықпалынан, тоңбасу жағдайында, сынықты материалды нивация-солифлюкциялық ысырып шығару нәтижесінде және шөлдер жағдайында өте белсенді дамиды.

Абразиялық жазықтар беті құрлықтың едәуір кеңістігін абразияның жонуы нәтижесінде қалыптасуымен және тегіс болуымен сипатталады. Бұл жазықтар алғашқы кезде жағалау түзілімдерімен жабылып жатады, тек кейінгі кездегі денудация нәтижесінде ғана жер бетіне шығады, қайта туындайды немесе "қазып алынады". Мұндай жазықтар – *соңғы бор-палеоген кезінде пайда болған жазықтар.*

Геологиялық құрылысы бойынша *тұғырлық*, яғни жер бетіне қатпарлы құрылымдар шығатын және *қабаттық*, яғни жайпақ жатқан қабаттардан тұратын *жазықтарға* бөлінеді.

Аккумуляциялық жазықтар денудациялық жазықтарға қарағанда әлдеқайда кең таралған. Олардың арасында бір-

бірінен өзіндік морфологиялық ерекшелігі бойынша ажыратылатын көптеген генетикалық типтерге, яғни аллювийлік, пролювийлік, мореналық, флювий-гляциялық, көлдік, эолдық және теңіздік жазықтарға бөлінеді.

Жанартаулық жазықтар жер бетіне жарықтар бойымен базальт лавасы төгілуінен және жанартау атқылағанда шашылған күл массасы жер бетінің кедір-бұдырларын тегістей толтыруынан түзіледі. Қазіргі кезде вулкандық жазықтардың көп бөлігі жоғары көтерілген, шатқалдармен тілімденген үстірт бедері түрінде кездеседі (мысалы, Колумбия, Патагония, Исландия базальтты үстірттері).

Жазықтардың аталған генетикалық типтерімен қатар аралас генезисті *полигенетикалық жазықтар* кеңінен таралған. Батыс Сібір ойпатының солтүстік бөлігіндегі көлдік-аллювийлік-флювий-гляциялық жазық оған мысал бола алады.

Жазық бедер қалыптасуында экзодинамиканың басымдығы геоморфологиялық келбеттің климаттық жағдайлармен тығыз байланысын көрсетеді. Жазықтар генетикалық типтерінің таралуы негізінен қазіргі және жақында өткен климат белдемділігін білдіреді. Дегенмен жазықтар бетінің құрылысында неотектоникалық және құрылымдық факторлар да айтарлықтай мәнге ие.

Геоморфологиялық ландшафттарды зерттеген кезде кең көлемді мәселелерді қамтитын комплексті әдістемені қолдану керек. Морфологиялық, геологиялық және геофизикалық әдістермен қатар, аэрофото және ғарыштық түсірімдерді қолдану тиімді.

Бақылау сұрақтары:

1. Геоморфологиялық ландшафт типтері қалай қалыптасады?
2. Таулы өңірлер морфологиясының жіктелімі?
3. Таулар өздерінің биіктіктері бойынша қалай жіктеледі?
4. Таулардың генетикалық жіктелімі?
5. Таулы ландшафт қалыптасуының ерекшеліктері қандай?
6. Жазық өңірлер геоморфологиясының ерекшеліктері?
7. Жазықтар генетикалық ерекшеліктері бойынша қалай жіктеледі?

13. НЕОТЕКТОНИКА ЖӘНЕ БЕДЕР

Қазіргі деректер бойынша денудация құрлық деңгейін жылына 0,05 мм жылдамдықпен төмендетеді екен. Бұл орташа деңгейі 875 м құрлық денудация ықпалынан 17,5 млн жылда толығымен жойылып кетеді деген сөз. Таулардағы мүжілу жылдамдығы одан да жоғары. Мысалы, мөлшермен Тәжікстан жоталары (Вахш өзені алып шығатын тасындылар бойынша) жылына 1,6 мм жылдамдықпен мүжіледі. Бұл мөлшерге қарағанда биіктігі 1600 м жота тегістелуі үшін 1 млн жыл керек. Осыған қарамай, жер бетінде биік таулар да, терең шұңғымалар да кездеседі.

Таулы бедердің болуы жер бетінің тектоникалық қозғалыстарға байланысты ұдайы көтірілуімен ғана түсіндіріледі. Мұндай көтерілімдер болғанын бір кезде ойпаңдарда қалыптасқан жас түзілімдердің қазіргі таулар мен биік жазықтарда орналасуына қарап білеміз. Мәселен, Кавказдағы көне төрттік түзілімдер өзен аңғарлары деңгейінен 600-700 м биікте жатыр. Плиоцен теңіз түзілімдері қазіргі теңіз деңгейінен 3 км-ден жоғары биіктікте жатыр. Қазіргі Алатау таулары мен Алматы ойпаңы олигоценде деңгейі 150-200 м шамасындағы жазық алқап болған. Неогенде басталған тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде Алатау жоталары көтеріліп, ал Алматы ойпаңы төмендей бастады. Қазіргі кезде Алатау 4000-5000 м-ге дейін асқақтай жоғары көтерілсе, Алматы ойпаңының табаны керісінше жер бетінен 3000 м-дей тереңде жатыр. Міне осы және басқа көптеген деректер жер қыртысының жаңа кезеңде белсенді қозғалысқа түскенін көрсетеді.

Бұл *жаңа* немесе *неотектоникалық қозғалыстар* деп аталады, оның нәтижесінде өлшемдері әртүрлі құрылымдық пішіндер пайда болады. Жаңа кезеңдегі неотектоникалық процестер дамуының басты қасиеті – олардың жер беті бедерінде көрініс табуы. Қазіргі бедердегі ірі пішіндер қалыптасуы неотектоникалық процестерге байланысты. Неотектоникалық қозғалыстар олигоцен-төрттік кезеңге сәйкес келеді. Бұл кезеңнің ұзақтығы шамамен 25-35 млн жылды қамтиды. Жер бетінің қазіргі келбеті де осы кезде қалыптасқан. Осының бәрі геоморфология және неотектоника арасында тығыз байланысты білдіреді.

Жер қыртысының қазіргі заманғы қозғалысы. Тарихи кезеңдерде де жер бетінде түрлі тектоникалық қозғалыстар орын алды. Бұл қозғалыстар аспаптық, яғни геодезиялық, геофизикалық, астрономиялық әдістерді қолдану арқылы анықталады. Континенттер ішіндегі қазіргі қозғалыстар жоғары дәлдікті қайталап нивелирлеу жолымен анықталып, өлшеулер нәтижесінде көтерілу мен төмендеудің абсолют мәні есептеп шығарылады.

Қазіргі қозғалыстардың геологиялық-геоморфологиялық белгілері теңіздер мен үлкен көлдер жағалауларында анық байқалады. Жер қыртысы төмен түскен жерлерде жаға сызығы *геократтық* қозғалысқа түсіп, құрлыққа қарай қозғалады. Трансгрессия басталады: өзен атырауларының көлемі азайып, қайраңдар лагуналарға ауысып, эстаурийлер қалыптасады. Жағаларда грунт суы көтеріліп, батпақтанады. Жаға сызықтары теңізге қарай қозғалғанда, яғни регрессиялық геократтық қозғалыстарда бедер өзгерістері басқаша жүреді: аралдар аралығы саязданып, жаңа құрлық бөліктері пайда болады, өзен атыраулары ұлғаяды, лагуналар құрғайды.

Неотектониканы зерттеу әдістері. Неотектоникалық қозғалыстар мен олардың бедер пішіндерінде білінуін зерттеуге әртүрлі әдістер қолданылады. Олардың ең бастылары - геологиялық, геофизикалық және геоморфологиялық әдістер. Барлық жағдайларда бедерді дұрыс пайымдап, неотектоника рөлін толық білу үшін әдістер комплексін қолдану нәтижелі болады.

Қашықтан зерттеу әдісі – аэрофото және ғарыш түсірімдерін талдау, *картографиялық әдістер* неотектоника мен бедерді зерттеуде маңызды рөл атқарады. Кейбір жағдайларда *тарихи-археологиялық, биогеографиялық* және басқа әдістердің де алатын орны ерекше.

Жаңа қозғалыстарды анықтаудың ең қолайлы геоморфологиялық нысаны – өзен аңғарлары. Өзен арнасы тектоникалық қозғалыстарға өте сезімтал. *Террасаларды талдау* (саны, салыстырмалы биіктіктері, типі) аңғар дамуының геологиялық тарихын білуге көмектеседі. Қозғалыстар қарқындылығын әр террасаның эрозиялық тілінім тереңдегі мен олардағы аллювий қалыңдығына қарап бағалауға болады.

Жаңа қозғалыстар білінуінің сезімтал индикаторы - гидрографиялық торап құрылысы. Өзен торабы өзгерген жаңа

жағдайға бейімделеді. Дифференцияланған тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде өзен қауышулары болады. Көлденең қозғалыстар өзен арналарының иілімденуіне әкеледі. Төмендеген аудандарда орталыққа қарай бағытталған өзен торабы нақышы орын алады. Мұндай қозғалыстар теңіз және көл жағалаулары мен қайраңда жақсы білінеді.

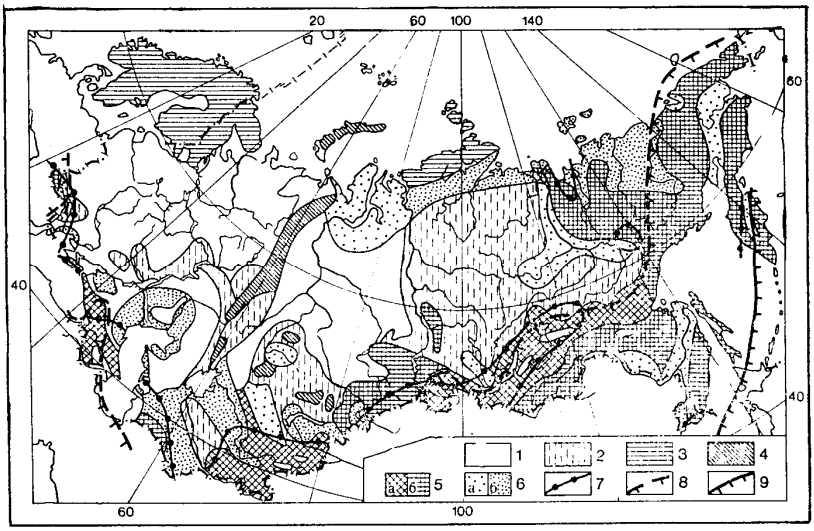
Неотектоникалық карта жасау принпиптері. Мұндай карталардың неше түрлі типтері болады. Сонымен қатар, неотектоникалық аудандау, жаңа тектоникалық қозғалыстардың жалпы ауытқулары мен қосынды градиенттер, әркездік неотектоникалық даму картасы, т. б. жасалады. Нетектоникалық карталар *орташа* және *ірі* масштабты, *өңірлік (аймақтық)* және *ұсақ* масштабты, *жалпы шолулық* типтерге бөлінеді.

13.1. ТМД елдері аумағының неотектоникалық сипаты

Неотектоникалық деректер негізінде 1:5 000 000 масштабта "Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей" (1979) жасалынған. Бұл карта аумағындағы континенттің ең үлкен бөлігі және қайраң шалғайы платформалық геоқұрылым алқабы үлесіне келеді. Рифтогендер мен геосинклин алқаптар шағын бөлікшелерді құрайды. Картада Солтүстік Мұзды және Тынық мұхиттар неотектоникасы көрсетілген (*13.1-сурет*).

Континент платформалары неотектоникалық даму сатысында жалпы ұзақ, баяу көтерілімі басым біршама тұрақты алқаптар. Олар субстратының сипатына қарай бөлінеді, яғни *көне - добайкалид* платформалары (Шығыс Еуропа, Сібір) және *жас* платформалар (Скиф, Тұран, Батыс Сібір және басқалар). Олардың ішінде қалқан мен массивтерге сәйкес келетін алқаптар *көне* (Балтық, Алдан, Украина, Анабар) және *жас* (Қазақ, Салаир, Солтүстік Таймыр) болып бөлінеді. Платформалар әдетте аласа және біршама көтеріңкі жазықтар, оларда сейсмикалық құбылыстар мен вулканизм болмайды.

Еуразия континентінің солтүстік ауқымында платформаның субаквалық бөлігі анықталады. Олар аккумуляциялық және абразиялық-аккумуляциялық жазықтардан тұрады. Субаэралық бөліктерін тоң басқан. Мұнда амплитудасы біршама болатын блоктық қозғалыстар орын алады.



13.1-сурет. Неотектоникалық қозғалыстар картасы (Н.И. Николаев бойынша):

1-өте баяу білінімді оң қозғалысты алқаптар; 2-баяу білінімді сызықтық оң қозғалысты алқаптар; 3-қарқынды дөңес қозғалысты алқаптар; 4-баяу сызықтық көтерілу мен төмендеу алқаптары; 5-тік қозғалыс градиенті үлкен (а) және едәуір (б) қарқынды сызықтық көтерілу алқаптары; 6-біліне бастаған (а) және (б) төмендеген алқаптар; 7-күшті жерсілкіну (>7 балл) алқаптар шекарасы; 8-неоген-төрттік вулканизмі білінімінің шекарасы; 9- әр текті жанартаулар таралуының шекарасы

Орогендік алқаптар жаңа кезеңде дифференциацияланған контраст қозғалыстармен ерекшеленеді. Олардың амплитудасы едәуір, градиенті үлкен және қозғалысы жоғарыға қарай бағытталған. Орогендік алқаптар даму тарихына қарай эпигеосинклиндік (Кавказ) және эпиплатформалық (Тянь-Шань, Алтай, Салайыр, Байкал) типтерге бөлінеді. Бұл алқаптар көптеген жағдайларда қарқынды сейсмикалылығымен, ал кей жерлерде вулканизм процестері білінуімен айрықшаланады. Орогендік алқаптарда әртүрлі жарылымдар жүйесі дамиды, олардың амплитудасы айтарлықтай үлкен. Мысалы, Талас-Ферғана жарылымының жаңа кезеңдегі жалпы жылжуы 12-15 км-ге жетеді, тек соңғы төрттік кезіндегі амплитудасының өзі 1 км шамасында.

Рифтогенез алқабы Байкал-Мом рифт белдемін қамтиды, ол Солтүстік Моңғолиядан басталып, Алдан қалқанына дейін созылады. Ал, Мом рифт алқабы Солтүстік Мұзды мұхиттың Гаккель мұхит-орталық жотасына ұласады.

Мұхит геоқұрылымдарына геосинклиндік терең суасты науалар бойымен дамыған мұхиттық платформа мен мұхит тереңіндегі жазықтар табаны кіреді. Мұндай құрылымдарға континентіші Қара теңіз микромұхиты жатады. Мұхиттық орогендер - Солтүстік Мұзды мұхиттағы Ломоносов жотасы мен Тынық мұхиттағы Обручев көтерілімі.

Жалпы заңдылықтар. Сонымен, неотектоникалық кезең Жер дамуының өте қарқынды тектоникасымен сипатталады. Жаһандық тектоникалық процестер қазіргі бедер пішіндерінде көрініс табады.

Бедер тектоникалық қозғалыстар (*Т*) мен денудациялық процестер (*Д*) жылдамдығының өзара қатынасы бойынша жоғарылаған және төмендеген типтерге бөлінеді. Егер *Т>Д* болса, бедер биіктей көтеріліп дамиды, ал *Т<Д* болғанда, бедер қалыптасу процесі кері бағытта дамиды, яғни төмендейді. *Т=Д* болған жағдайда, бедер бірқалыпты жағдайын сақтайды.

Бақылау сұрақтары:

1. Неотектоникалық қозғалыстар қашан орын алған?
2. Қазіргі заман қозғалыстарының ерекшеліктері қандай?
3. Неотектоникалық бедер пішіндерін зерттеу әдістері?
4. Континент платформаларының неотектоникалық даму сатылары?
5. Орогендік алқаптардың неотектоникалық даму сатылары?
6. Тектоникалық бедер пішіндері дамуының жалпы заңдылықтары?

14. АНТРОПОГЕН ГЕОЛОГИЯСЫ

Жер тарихында ең басты елеулі оқиға – адамзат пен адамзат қоғамының қалыптасып дамыған кезеңі *антропоген* (грекше - адам) деп аталады. Антропоген осыдан 2-3 млн жылдан астам уақыт бұрын басталған. Бұл кезеңнің басы плиоценнің екінші жартысында басталып, төрттік кезеңін толығымен қамтиды. Антропоген кезеңінде қазіргі географиялық ортаның басты бедер пішіндері, өсімдік пен жануар дүниесі қалыптасты.

Адамзаттың тіршілік етуіне қолайлы табиғи жағдайлар жер бетінде шектеулі геологиялық-географиялық алқаптарда ғана қалыптасты. Археологиялық деректер бойынша, қазір Жерде адамзат пайда болған үш кіндік – ошақ белгілі. Олардың бірі Африканың шығысындағы рифт белдемі бойында, екіншісі Индоқытай түбегінің оңтүстігін, Суматра және Ява аралдарын қамтитын аумақта, ал үшіншісі – Қазақстанның оңтүстігіндегі эпиплатформалық орогендік белдем аумағында.

14.1. Қазақстан аумағындағы табиғи жағдайлар

Шамамен осыдан 3-5 млн жылдай бұрын, бір кездегі Тетис мұхит алабы орнында, қазіргі Жерорта, Қара және Каспий теңіздері қалды. Жерорта теңізі Африканың солтүстік алқабын (қазіргі Сахараны), Арабия түбегін толығымен қамтып, Еуразияны осы мұхит алабы арқылы бөліп жатқан. Аталған алқаптар төрттік кезеңінің басында ғана тектоникалық көтерілімдер ықпалынан алғаш қайраңға, содан кейін құмды далаға айналды.

Қазақстан аумағына таяу жатқан Индия мұхитынан жылы және ылғал ауа ағындары тоқтаусыз жетіп, тіршілікке қолайлы табиғи жағдайын сақтады. Тектоникалық белсенділікке түскен орогендік белдеуде жер қыртысында пайда болған жарылымдар арқылы көтерілген терең қойнаулар жылуы жер бетіне жетті. Осылайша екі бағыттан келген жылылық әсерінен қалыптасқан мәңгі жаз тропик және саванна орнаған табиғи ортада жасыл желек пен қалың орман өсті, сан алуан жануарлар әлемі жетілді.

Қазіргі Тянь-Шань (ежелгі қазақша аты Аспан-тау) таулары, Қаратау жоталары мен Маңғыстау Қаратауы тектоникалық күштер әсерінен белдеуленіп көтерілді. Бұл таулардың көтерілуі Хан Тәңірі түйінінен басталды. Биіктей бастаған белдер мен жоталардан бұлақтар шығып, өзендер ақты. Тянь-Шань тауларының шығыс бөлігінде, биік Тибет таулары қалыптасқан өңірде, климат салқындап, тіршілікке қолайсыз жағдай орнады. Ал, Қазақстан мен Орта Азия аумағында тау жоталары айтарлықтай биіктемегендіктен, табиғи орта адамзаттың пайда болуына қолайлы жағдай туды.

Қазақстан аумағындағы бедер пішіндері де негізінен антропоген кезеңінде қалыптасқан. Шығыстан батысқа қарай созылған жазық алқаптар, олардың солтүстік жағындағы жерлерді континенттік теңіздер мен көлдер алып жатса, оңтүстікте және оңтүстік-шығыста тау жоталары көтеріліп біліне бастаған. Неоген кезеңінің басында қазіргі Тянь-Шань тауларының орнындағы жазықта, биіктігі 500-700 м-ге жеткен таулы түйін - қазіргі Хан Тәңірі шыңы қалыптаса бастайды. Содан бері таулар мен жоталар ұдайы өсуіп келеді (14.1 - кесте).

Неоген кезеңінің соңында, яғни осыдан 2-5 млн жыл бұрын, Қазақстанның оңтүстігін кәдімгідей таулы жоталар шектеді. Тектоникалық процестердің күшеюі нәтижесінде таулы жоталар және оларға солтүстік жағынан келіп тірелетін жазықтар шекарасында, ендік бағытта жер қыртысын қақырата ажыратқан белсенді жарылымдар бойымен таулардың көтерілуі жылдамдады, лава мен газ атқылаған бірен-саран вулкандар пайда болды. Ұзындығы мың километрге созылған тау көтерілімдері биіктеген сайын континенттің Оңтүстік және Солтүстік бөліктерінде ауа алмасуы тежеліп, ол алқап температурасының жалпы төмендеуіне алып келді.

Жер беті биіктей көтерілгенде ауаның температурасы әр 100 м сайын 0,6^{o}С-қа төмендейді. Біз баяндап отырған таулы алқаптарда сол кезде ауаның температурасы 12-20 ^{o}С-қа дейін төмендеп, тау жоталарын тоң басты. Хан Тәңірінің басына түскен қар мұзға айналып, оның төңірегіне салқындық әсері тие бастады. Ал, таудан төмендеген сайын етегіндегі жазықта күн жылы, жайма шуақ болып, өзендер ағып жатты. Тау беткейлері

мен етектерінде қалың орман-тоғайлар жайқалып өсіп, әртүрлі жануарлар мекендеген.

14.1-кесте

Алатау таулы аудандарының, оның Батыс сілімдерінің және Қаратау жоталарының өсу динамикасы

Аудандар аты (шыңдардың қазіргі биіктігі, м)	Бұрынғы геологиялық биіктік деңгейлері, м						
	20 млн жыл N_1	3 млн жыл N_2	1,5 млн жыл Q_E	0,7 млн жыл Q_I	0,3 млн жыл Q_{II}	150 мың жыл Q_{III}	10 мыңжыл Q_{IV}
1. Жоңғар Алатауы (Бесбасқан – 4464)	1000	2200	2800	3200	3500	3700	4000
2. Хан Тәңірі (7010)	1500	3500	4000	5000	5500	6000	6500
3. Талғар (5037)	1000	2500	3000	3400	3800	4000	4500
4. Қырғыз Алатауы (3817)	600	2000	2500	2700	3000	3300	3700
5. Манас (4484)	800	2000	2800	3200	3200	3700	4100
6. Сайрам (4300)	600	1600	2500	3000	3400	3800	4000
7. Дәубаба (1382)	100	200	400	500	600	900	1200
Үлкен Қаратау: 8. Бессаз (2176)	400	600	800	900	1100	1600	2000
9. Боралдай (1813)	400	600	700	800	1000	1400	1700
10. Шақпақ (1200)	300	300	400	500	600	800	1100
Кіші Қаратау: 11.Берікқара (1611)	300	300	400	600	900	1300	1500
12.Қошқар ата-Жуалы грабені (1100)	300	300	400	600	800	900	1100

Биіктігі небәрі 300-400 м-дей белдене көтерілген Қаратау алқабында Күннің қызуы қайтқан жоқ. Климат мәңгі жаз күйінде қалды. Өзендер мен көлдердің айналасында орман-тоғай, қалың шөп өсті. Сыңсыған ормандарды қалың жапырақты, биік діңді, мәңгі жасыл ағаштар құрады. Біртіндеп бедер пішіндерінің өзгеруіне байланысты ылғал ауа райы да өзгеріп, ландшафт жіктелуі басталды. Қазіргі Африканың тропик саванналары мен далаларына ұқсас климаттық белдемдер пайда болды.

Осындай климаттық жағдайлар бұл алқапта өзіндік фауна мен флораны қалыптастырды. Климаттың өзгеруіне байланысты *гиппариондық фауна комплексі* қазақстандық *Іле фауналық комплексіне* ауысты. Жылқы, әртүрлі бөкен, қорқау қасқыр, жолбарыс, керік, піл және басқа ірі сүт қоректілермен қатар далалық аймақтарда, мысалы Сарыарқаның оңтүстігінде, страустар мен сайғақтар мекендегені белгілі.

Антропогеннің Африкада бөлінген *олдувәй мәдени* кезеңіне сәйкес келетін Қазақ даласының геоморфологиялық және климаттық жағдайы осындай еді. Осындай өмірге қолайлы табиғи жағдайда Қазақстан аумағында алғашқы адамдар (*гоминидтер*) пайда болды. Оған дәлел, Қаратау жотасының Арыстанды өзені аңғарында табылған (Х. Алпысбаев, Н. Костенко, 1968) алғашқы адамдардың тас құралдары. Бұл алғашқы адамдардың мәдени қалдықтарының жасы шамамен неоген кезеңінің соңына сәйкес келеді екен.

Арыстанды мәдени ескерткішін Африканың *олдувәй гоминидтері* мәдени қалдықтарымен салыстыра зерттеген А. Медоев (1982), олардың бір кезеңге жататынын дәлелдеді. Қазақстан аумағында осы кезде өмір сүрген гоминидтердің екінші тұрағы Маңғыстауда, Каспий теңізінің Сарытас қолтығында табылған. Бұл кезде Еуразия мен Африка аралығын өткел бермес мұхит алабы бөліп жатқан. Бұдан, гоминидтер Қазақстан аумағына Африкадан келген деген пікірдің негізсіз екенін көреміз. Сонымен, Қазақстан алғашқы адамдар өз бетінше пайда болған жеке ошақтың бірі деген тұжырым жасауға негіз бар.

Төрттік кезеңінің палеогеографиялық жағдайлары негізінен тектоникалық процестердің белсенділенуінен таулар

мен жоталардың биіктеп өсуімен, ауа райының қатаңдануына байланысты. Кезең эоплейстоцен, бастапқы, орта және соңғы плейстоцен мен голоцен замандарына бөлінеді.

Эоплейстоцен заманында (шамамен 1,7-0,8 млн жыл бұрын) - биік таулар көбейіп, олардың басын қар жапты. Хан Тәңірінің солтүстігіндегі Жоңғар Алатауы мен батысындағы Алматы Алатауының биік шыңдарындағы қар мұздыққа айнала бастады. Олардың салқыны беткейлеріне жеткенімен, етегіндегі және төмен жазықтардағы орман-тоғайларды мекендеген жан-жауарларға айтарлықтай әсерін тигізе қойған жоқ. Ал, Қаратау мен Каспий өңірі адамдар мекендеуіне қолайлы қалпында қалды.

Қазақстанның солтүстік және батыс аймақтары континенттік құрғақ белдемдерге ауысты. Бұл алқаптарға Шығыс Еуропа мен Сібірдің мұзбасу кезеңдеріндегі салқындық айтарлықтай ықпал етті. Жер бетінің ұдайы көтерілуіне құрғақ және салқын ауа райы қосылып, өсімдіктер мен жануарлардың тіршілік жағдайын нашарлата бастады.

Бастапқы төрттік заманында (0,8-0,4 млн жылдар аралығы) Қойбы тектоникалық фазасының нәтижесінде биіктеп өскен Талас Алатауының басын да мұз құрсай бастады. Күн жылынған кезде тау басындағы қар мен мұздың еруінен су ағындары болған. Таудан аққан өзендер беткейлерді жырымдап, тілгілеп терең жыраларға айналдырды. Өзендер қираған таужыныстардың сынықтары мен кесектерін ұсақтап, жазық алқаптарға шаймалап, қазіргі Балқаш көлінің оңтүстігіндегі, Мойынқұм мен Қызылқұм аудандарындағы құм шөгінділерін түзді.

Осы заманның соңына қарай ауа райы салқындап, құрғақшылық басталды. Қатты суықтан өзендер суы азайып, қата бастады. Күшті жел Балқаш маңындағы, Мойынқұм мен Қызылқұм аудандарындағы, ірі өзен аңғарларындағы шөккен құмды суырып, құм жалдары мен төбелерді үйді. Құмды суырған жел ауаға шаң көтеріп, айналаны тозаң басты. Желдің арыны тауға тіреліп, басылып тұрғандықтан, Алатаудың етегінде ендік бағытта созылған шаң-тозаңнан құралған лёсс жалдары мен төбелері пайда болды. Лёсс түзілімдері құрғақтай тығыздалып, тау етегіне үйіле берді. Қазіргі Алматының шығыс

жағындағы белгілі Көктөбе табиғаттың сол кезден қалған ескерткіші.

Сарыарқа, Шығыс және Батыс алқаптарда Еуропа мен Сібірден келген суықтың әсерінен жердің беті шытынай жарылып, тоңға айналды. Тоңның қалыңдығы бірнеше метрге дейін жетіп, ұзақ уақыт бойы көп жерді құрсап жатты (А. Величко, 1973, Б. Аубекеров, 1990). Қатал табиғи жағдайлар флора мен фаунаның таралуын тежеп отырды. Осы кезде Ертіс, Есіл өзендері қалыптасты.

Бастапқы төрттік заманының басында жылы белдемде орналасқан оңтүстіктегі Қаратау жоталары суыққа пана болды. Осындай қолайлы ортада геологияда белгілі *Қосқорған фауна комплексі* өркендеді. Орманды жерлерде пілдер, далақай жерлерде жылқының көп түрлері, құландар мен түйелер, өзендердің шалғынды-тоғайлы жерлерінде ірі мүйізтұмсықтар жайылып жүрген. Таулардың көтерілуіне байланысты жер бетіне шақпақтас қабаттары шығып, жалаңаштанды. Кіші Қаратаудың солтүстік беткейіндегі осындай жерлерінде ашель мәдениетіне жататын гоминидтердің Бөріқазған, Тәңірқазған және басқа көптеген тұрақтары табылды (Х. Алпысбаев, 1959). Солтүстіктен соққан суық желден ыққан гоминидтер Үлкен Қаратау шатқалдарына қоныс аударған. Оны Арыстанды шатқалында табылған ашель мәдени қалдықтары бар көп қабатты гоминидтер тұрақтары болғанынан білеміз. Мойынқұм мен Қызылқұмнан жел көтерген тозаңдар Қаратаудың тыныш аңғарларына шөгіп, адамдар тұрақтарын көміп тастап отырған.

Ортаңғы төрттік заманында (0,4-0,2 млн жылдар аралығы) күшті тектоникалық қозғалыстар таулардың, жалпы жер бетінің көтерілуін жалғастырды. Таулар қазіргі кейіпке келе бастады. Олардың биік орналасқан белдемдерін қар, ал қар сызығының жоғарғы жағындағы құзарттарды мұз басты. Қазіргі кездегі тау өзен аңғарлары мен торабы негізінен осы кезде қалыптасты. Таудан аққан арынды өзендер берік таужыныстарды қиратып алып шығып, тау етегіне шығарынды конус түзілімдерін үйді. Мол сулы өзен ағындары Балқаш, Мойынқұм, Қызылқұм өңірлерін құм массаларына тоғытты.

Заманның аяғына қарай құрғақ әрі суық ауа райының қалыптасуы таулардың басын ғана емес, төмен жатқан

аңғарларын да мұз құрсауында қалдырды. Су қатып, өзен ағындары тоқтады. Күшті жел құм түзілімдерді суырып, жазықтарда барқандар, құм жалдар мен шағылдар пайда болып, эолдық бедер пішіндері қалыптасты. Құмды алқаптардан көтерілген тозаң жоталар мен таулардың етегіне шөкті. Балқаш маңынан көтерілген тозаң Алматы Алатауының бөктеріне ұзын жалдар түзсе, Мойынқұм тозаңдары Кіші Қаратау ойпаңдары мен етегіне, ал Қызылқұм тозаңдары Үлкен Қаратаудың оңтүстік етегіне, Арыс өзені аңғарына шығысында қазіргі Шақпақ баба ауылынан басталып, батысында Түркістан алқабына дейінгі аралықта жалдана түзілді. Қалыңдығы 10-30 м болатын сарғыш түсті, біркелкі майда тозаңнан тұратын лёсс шөгінділер Арыс өзенінің тік жарқабақты жағаларында жақсы көрінеді. Бұл шөгінділерді жергілікті адамдар ерте кезден бері қажетіне жаратып келеді.

Осы заманда жылы алқаптарды трогантерий пілдері, қодастар, алып мүйізді бұғылар, ірі кноблох түйелері, жылқылар мекендеді. Арыстанды өзені алабындағы лёсс шөгінділер қабатынан палеолит гоминидтерінің көп деңгейлі тұрақтары табылды. Сарыарқада тоң қабаты жібіп, су ағындары пайда болуына байланысты Сарысу, Мойынты, Тоқырауын, Нұра, Құланөтпес өзендерінің негізгі торабы қалыптасты. Балқаш маңы мен Сарыарқаның оңтүстік аудандарын, Ертіс бойын гоминидтер тұрақтанды.

Оңтүстіктегі таулар мен жоталардан басталатын өзендер негізгі су артерияларына айналып, төмендегі ойпаңдарға көп мөлшерде шөгінді материал тасымалданды. Күнгей және Теріскей Алатауы аралығындағы тектоникалық ойпатта Ыстықкөл пайда болды. Шу өзені ортаңғы төрттік кезеңіне дейін осы көлге құйған (И.П. Герасимов, 1976).

Қаратау жоталарын көлденең жарып ағатын өзендер бағыты мен аңғарлар морфологиясын сараптағанда, тау жоталарының көтерілуі негізінен осыдан 400-350 мың жыл бұрынғы тектоникалық фазада басталғаны анықталған. Бұл кезде Үлкен және Кіші Қаратау жоталары аралығындағы қазіргі Қошқарата-Жуалы грабені бұл алқаптың ең биік орналасқан су айрық белі болған. Осы су айрықтан басталған өзендер жүйесі екі жарылып, бірі шығысқа, екіншісі батысқа қарай аққан.

Соңғы кездерде тектоникалық жарылымдар бойымен Қаратау жоталарының көтерілу қарқындылығы артқан. Соның салдарынан Үлкен және Кіші Қаратау жоталарының биіктігі Қошқарата грабен-ойысымен салыстырғанда жоғарылап, одан асып кеткен. Бірақ өзендер алған бағыттарынан қайтпай, көтерілген жоталарды тілгілей қиратып, шайып, арналарын тереңдетіп, аға берген. Қазір Қошқарата өзенінің табаны Боралдай тауының Алакүшік және Ақшоқы құзарттары ауқымында 600 м деңгейінде болса, жарқабақты жағаларының басы 1100 м деңгейінде, яғни өзен ағыны көтерілген жотаны 500 м-ге дейін тереңдікке қиып түсіп, антецеденттік аңғар қалыптастырды. Дәл осындай геологиялық жұмысты Боралдай өзені де атқарған. Оның Үлкентұра мен Алакүшік құзарттары ауқымындағы жарқабақ беткейінің табаны 600-700 м деңгейде болса, басы 1100-1200 м деңгейде, ал бедер пішіндерін қуалап аққан антецеденттік өзен аңғарының тереңдігі 500 м-ден асады.

Шығысқа қарай аққан Теріс өзені де бағытын өзгертпей, жолындағы Кіші Қаратау жотасының көтерілуінен пайда болған тосқауылды қиып түскен. Ағын жарып аққан жотаның Маймақ теміржол бекеті ауқымында, Күкіреусу өзенімен түйіскен антецеденттік аңғар жеріндегі биіктігі 300 м-ден асады.

Осы заманда пайда болған Қаратау жоталарындағыдай антецеденттік аңғарлар Алтай, Тарбағатай, Алатау алқаптарында да кеңінен таралған.

Соңғы төрттік заманы да (б.д.д. 200-10 мыңжылдықтар аралығы) геологияда елеулі тектоникалық өзгерістермен белгілі. Жоңғар тектоникалық фазасы белсенділігінің нәтижесінде таулар өсуін жалғастырып, бедер пішіндері қазіргі кейіпке өте жақындады. Бұл тектоникалық қозғалыстар тауларды ғана биіктетіп қойған жоқ, Сарыарқа жазығындағы ұсақ шоқылардың да 1000-1500 м-ге дейін көтерілуіне ықпал жасады. Заманның ортасына қарай жылы климат қалыптасуына байланысты далалардағы тоң жібіп, таулар басындағы қар мен мұз еріп, өзендер суы молайды. Жаңа ірі өзендер арна тартты.

Таулардан аққан өзендердің эрозиялық қуаты артты. Қысқа тау өзендерінің қосылуынан шатқалдар мен етектегі жазықтарда тау жүйелері бағытында орналасқан ірі аңғарлар пайда болды. Мысалы, Күнгей және Іле Алатаулары аралығындағы құзарттан

басталған Шілік өзені шығысқа қарай, ал осы жерден басталатын Чон-Кемин өзені батысқа қарай ақты. Іле, Кетмен және Жоңғар Алатауларының беткейлерінен басталған ағындар Жетісудың басты су артериясы Іле өзенін құрады. Үлкен Қаратау мен Талас Алатауы сілемдерінен бастау алған ағындар Арыс өзеніне келіп тоғысты. Тарбағатай мен Алтай сілемдерінен аққан салалар Ертіс өзенінің суын молайтып, арнасын кеңейте түсті. Сарыарқаның бас суайрығынан солтүстік және оңтүстік бағыттарда аққан өзендердің эрозиялық қуаты да біршама артты, аңғарларындағы таужыныстарды шайып, құм шөгінділерін қалыптастырды.

Қаратау, Жетісу, Ертіс, Сарыарқа және Каспий маңындағы алқаптарда, өзен аңғарлары мен шатқалдарда тіршілікке қолайлы жағдайлар орнап, гоминидтер тұрақтарында *мустье сатысына* сәйкес келетін көптеген мәдени ескерткіштер қалған.

Осыдан 70-50 мың жыл бұрын Қазақстанның орталық және солтүстік алқаптарында суық климат орнап, үсік жүрді. Мұны негізінен құрғақ аумақты жел көтерген шаң-тозаңнан тұратын лёсс шөгінділері басты. Осыдан кейін, яғни 50-25 мың жыл шамасы бұрын, бұл өңірде жылы климат орнап, өсімдіктер мен ірі сүтқоректілер дамыды. Аңшылық жасаған, өзгермелі табиғи жағдайға бейімделген соңғы палеолит адамдары тұрақтана бастады. Дегенмен, ауа райы солтүстік алқаптарда әлі салқын еді, ормандарды бұландар, ал өзендер мен көлдерді құндыздар мекендеді.

Жылы климат әсерінен қар мен мұз еріп, өзендердің суы молайды. Қуатты ағындар тау шатқалдары мен беткейлерін бұзып, шайылған материал аңғар аузына ысырынды конус түрінде түзілді. Ойпаңдарға толған судан Арал, Теңіз, Балқаш, Билікөл, т.б. пайда болды.

Соңғы 25-10 мыңжылдықтар аралығында құрғақ, әрі суық климат орнады. Қазіргімен салыстырғанда жауын-шашын мөлшері 150-200 мм-ге аз, температура шілдеде 2 ^{o}С-қа, ал қаңтарда -10-12 ^{o}С-қа дейін төмендеген. Еуразияның солтүстігіндегі қалың мұзбасу Қазақстанға да ықпалын тигізді. Әсіресе солтүстік алқаптарды қамтыған тоңның шекарасы Мұғалжардың оңтүстігі, Торғай ойпаңы, Ұлытаудың оңтүстігі,

Балқаш маңы мен Алтай арқылы өтіп, Қаратаудың солтүстік өңіріне дейін жеткен (А. Величко, 1993).

Қатты суық ықпалынан Оңтүстік пен Шығыстың таулы алқаптарындағы мұзбасу етектегі аңғарларды да қамтыды. Өзендердің суы тартылып құрғақшылық орнады, далалар шөлге айналды. Шөлді алқаптарда күшті жел құм жалдары мен төбелерді үйді. Ауаға көтерілген шаң-тозаң әдеттегідей тау бөктері мен тау аралық жазықтарға шөгіп, лёсс қабаттарын түзді. Тоғайлар мен шалғындарды суыққа төзімді мамонттар, жүндес мүйізтұмсықтар, аюлар мен қодастар мекендеді. Құрғақ далаларда турлар, түйелер, құландар мен сайғақтар жайылды. Адамдар үңгірлерді паналады, от жағып жылынды. Олар үңгір қабырғаларына мәдени деңгейінің өскендігін айғақтайтын алғашқы суреттер сала бастады.

Голоцен, яғни төрттік кезеңінің қазіргі заманы (б.д.д. 10 мың жылдан бергі уақытты қамтиды) Алматы тектоникалық фазасымен басталып, таулар өсуін жалғастырды. Климат шұғыл өзгеріп, жер бетінде жаңа экологиялық жағдай қалыптасты. Күннің қызуы күрт көтеріліп кетуіне байланысты осыған дейін барлық жерде дерлік сіресіп жатқан тоң, таулардың басы мен аңғарларын басқан мұз еріп, тасқын су қаптады. Кенет басталған ыстыққа шыдамай *мамонт тәріздес* жануарлар түгелімен жойылып кетті. Осыдан кейін жер бетінің барлық алқаптарында жаңа өркениет өскіндері шыға келді. Бұл *апатты* құбылыстың сырын Э.П. Изох (1997) айғақты деректер негізінде біздің дәуірден 10 мың жыл бұрын Жердің кометамен соқтығысуы салдарынан болды деп түсіндіреді.

Аспаннан жанып түскен комета сынықтары мен метеориттер қызуынан ауа ысып, орман мен далаларда жаппай өрт шықты. Құлап түскен ғарыш денелерінің күшті жарылыстары нәтижесінде жер бетінде әртүрлі кратерлер пайда болды. Күл көтеріліп, шаң борап, теңіз жағалауларын цунами толқындары соққылап, біраз аумақтарды су басты. Комета сынықтары құлап түскен алқаптарда геохимиялық аномалиялар орын алды.

Археологиялық деректер бойынша б.д.д. 10-9 мың жылдықта адамдардың ежелгі тұрақтарын кенеттен тастап, ауып кеткендері байқалады. Уақыт өте келе мезолит дәуіріндегі адамдардың әлеуметтік, тұрмыстық тіршілігіне өзгеше

өзгерістер ене бастағанын ғасырлар қойнауынан жеткен деректер дәлелдей түседі. Бір ғажабы, аспан денелерінің жанып жерге құлап, ауаның күрт жылынып кетуінен мұз бен тоң еріп, жер бетінде топансу қаптағанын, үлкен аудандарды ораған өрт жалындарын адамдар өз көздерімен көрген. Бұл құбылыстарды *жоғарыдан тылсым күш* жіберді деген ұғыммен әртүрлі таңғажайып миф, аңыз және лақап түрінде ұрпақтан ұрпаққа айтып жеткізіп келген. Кейінірек бұл аңыз-лақаптар діни шығармаларға арқау болды.

Кенет басталған қатты ыстықтан Еуразияның солтүстігін тұтас жауып жатқан қалың мұздық қалқаны (Скандинавияда оның қалыңдығы 5 км-ге жеткен) еріген кезде топансу жүріп, Каспий, Қара және Жерорта теңіздерінің деңгейі 100 м-ден аса көтерілген. Теңіз деңгейінің осындай биікке көтерілуінен жағалаудағы ойпаңдар мен жазықтар судың астында қалған. Мысалы, Каспий теңізінің тасуынан Қазақстанның батысындағы ойпаңдарды түгелдей су басып қалған. Топансу шығысқа қарай жылжып, Алатаудың Батыс сілемдеріндегі мұздықтардың еруіне ұласып, Орта Азия мен Оңтүстік Қазақстанның көптеген алқаптарына жайылған.

Қазір жер бетінде плейстоцен мен голоцен замандары тоғысында кометалар құлауынан пайда болған бес кратер белгілі. Солардың біреуі - Қазақстанда, Арал теңізінің солтүстігінен табылған Жаманши кратері, оның диаметрі 6 км-дей. Қалғандарының екеуі - Африкада (Гана мен Мавританияда), төртіншісі - Сауд Арабиясында, ал бесіншісі - Тасманияда. Аспан денелері түскен аудандар негізінен Жаманши мен Тасманияны жалғастыратын сызық бойына орналасқан. Олардың көптеп түскен жерлері Оңтүстік Қытай, Индоқытай, Филиппин аралдары, Индонезия, Ява, Биллитон, Австралия және Тасмания аумақтарында. Мұндай бірен-саран жерлер Африка мен Латын Америкасында да кездеседі. Әр елде тараған *ғарыштық келімсектер мен олардың мәдени қалдықтары* туралы аңыздардың шығуы да осы оқиғаларға байланысты болуы мүмкін.

Голоцен заманының басында бедер пішіндері жалпы алғанда қазіргідей болған. Дегенмен таулар қазіргіден әлі 300-500 м-дей төмен, жазықтардағы өзен тораптары да сәл өзгешелеу еді. Экологиялық орта да едәуір өзгеріске ұшырады,

ірі сүт қоректілер түгелімен жойылып, жануарлар мен өсімдіктердің қазіргі түрлері өмірге келді. Біздің дәуірге дейінгі уақыт аралығында ауа райы үш рет күрт суытып, үш рет қайта жылынды. Адамдар табиғаттың дайын баспаналары - үңгірлерден шығып, өздеріне қажетті баспана мен киім дайындауды үйренді. Малды қолға үйретіп, егін салып, өндірістік мәдениетін игерді.

Тектоникалық қозғалыстар мен белсенділікке байланысты табиғи ортаның өзгеруі, таулардың өсуі, зілзалалар, ауа райының ауытқып тұруы осы күнге дейін жалғасып келеді. Мысалы, Е. Финько (1964) жоғары дәлдікті геодезиялық өлшеулер нәтижесінде жер қыртысы әлі де даму үстінде екендігін дәлелдеді. Жер беті жалпы көтерілуде, бірақ оның жылдамдығы әр алқапта әртүрлі. Ең жылдам көтерілу өсі Үлкен Қаратау жотасының Құлантау арқылы өтетін Шақпақ асуында анықталған, оның орташа мәні жылына 10-12,5 мм болатыны есептеп шығарылған. Тектоникалық фазалардағы белсенді кезеңдерде таулардың өсу жылдамдығы әлдеқайда жоғары болған. Белсенді тектоникалық қозғалыстар кезінде таулардың жылдам көтерілуімен қатар жер жарылып, апатты зілзалалар орын алады.

Арал теңізі мен Балқаш көлі Қазақстан ғана емес, көршілес елдер экологиясына да ежелден әсер етіп келе жатқандықтан, олардың геологиялық дамуына тоқтала кетейік.

Арал теңізін қоректендіретін су көздері Әмудария мен Сырдария өзендері. Орта Азияның басты өзені Әмудария осыдан 2 млн жыл шамасы бұрын Памир тауларынан бастау алып, батысқа қарай ағып, Каспий теңізіне құйған. Өзеннің осы уақыттан бергі атқарған геологиялық жұмысының нәтижесі - Қарақұм шөлі. Плейстоценнің аяғында Әмудария арнасын солтүстікке қарай бұрып, Арал ойпаңына құйған. Өзен голоцен кезінде де арнасын бірнеше рет батысқа қарай бұрған. Мысалы, тарихи деректер бойынша осыдан 2800-3200, 2100- 2500, 800-1100 және 450-650 жылдар бұрын Әмудария Сарықамыс және Узбой арқылы Каспийге құйған. Бұл кездерде Каспий теңізі тасып, айналасындағы ойпаң жазықты су толтырса, Арал теңізінің суы күрт азайып, қайраңдары көрініп қалып отырған.

Төрттік кезеңінің басынан бері Сырдария Арал ойпаңына құйған. Өзен кейбір кездері батысқа қарай ауытқып, Қарақұм

жазығымен аққан. Сырдарияның қазіргі арнасы голоцен кезінде ғана тұрақты қалыптасқан.

Балқаш көлі осыдан 40-20 мың жыл шамасы бұрын Алатау, Жоңғар таулары мен Сарыарқадан мол су әкелген өзендердің Балқаш-Алакөл ойпаңын толтыруынан пайда болған. Одан кейінгі 20-10 мыңжылдықтарда оңтүстік-шығыстағы тауларға мұз қатып, солтүстігіндегі жазықтарды тоң басуына байланысты, өзен ағындары суалды. Ойпаңдағы су алабы бөлшектеніп, жеке көлдерге айналды. Балқаш көлінің суы азайып, деңгейі төмендеп кетті. Голоцен кезінде, яғни соңғы 10 мың жыл ішінде, климат өзгерістеріне байланысты Балқаш көлі суының тасуы мен қайтуының жеті фазасы тіркелген.

Тектоника мен климат тұрақсыздығына байланысты Каспий, Арал теңіздері мен Балқаш көлі деңгейінің әр замандарда көтеріліп-төмендеп, суының көбейіп-азайып отыруы заңды табиғи құбылыс. Соңғы жылдары қоршаған ортаға адамдардың тигізетін ықпалы геологиялық табиғи процесс әсерінен де артып кетті. Соның салдарынан бүгінде Арал маңы экологиялық апатты аймаққа айналып отыр.

14.2. Антропоген кезеңінің жіктелімі

Антропоген кезеңі ежелгі адамдардың әлеуметтік және мәдени деңгейлеріне қарай *палеолит* (көне тас), *мезолит* (орта тас), *неолит* (жаңа тас), *энеолит* (мыс), *қола* және *бастапқы темір* ғасырларына бөлінеді (*14.2-кесте*).

Палеолит - Қазақ даласында алғашқы төл перзенттері қазақантроптар өмірге келіп, табиғаттың қиын әрі қатерлі даму баспалдақтарынан өтіп, өркениетке жол салған жауапты кезең. Профессор Ж. Таймағамбетов (1993) бүгінгі күні белгілі болған көне тас заманында өмір сүрген гоминидтер тұрақтарынан табылған мәдени ескерткіштерді саралай келіп, олар негізінен үш алқапта: Оңтүстік Қазақстанда (Қаратау, Жетісу), Батыс Қазақстанда (Маңғыстау, Мұғалжар) және Орталық Қазақстанда (Сарыарқа, Балқаш маңы) орналасқан деп тұжырымдайды.

14.2-кесте

Қазақ даласын тас замандарында мекендеген адамдардың сипаты

Замандар, олардың мәдени сатылары	Б.д.д. уақыт, мың жыл	Басты мәдени жетістіктері	Әлеуметтік жағдайы	Басқа құрлықтарды мекендеген замандастары
Неолит	7-4	Мал шаруашылығы, мата тоқып, киім тігіп, ыдыс-аяқ жасау, егіншілікті игере бастау	Мал мен жерге қоғамдық меншік орнату. Патриархат	Барлық құрлықтарда
Мезолит (тарденуаз, азиль, мадлен)	10-7	Садақ пен пышақтың жаңа үлгілері. Жерден, тастан, ағаштан жасаған баспаналар	Ру-тайпаларға жіктелу. Діни наным қалыптасу	Барлық құрлықтарда
Соңғы палеолит (солютре, ориньяк, перигё, селет)	40-10	Жетілген тас қарулар, найза. Үңгірлердегі сурет-бейнелер. Сүйек тақталардағы жазу мен есеп үлгілері	Тайпалық қауымдар. Матриархат	Барлық құрлықтарда. Кроманьон (Франция)
Ортаңғы палеолит (мустье)	150-40	Шақпақтастан жасалған кескіштер, қырғыштар, найза ұштары. Отты пайдалана білу	Тайпалық қауымдар	Еуразия, Африка. Неоантроптар: неандерталь (Германия)
Бастапқы палеолит: -клектон, ашель, шелль -арыстанды (олдувай)	0,8-0,2 млн 3,0-0,8 млн	Шақпақтастан екі жағы да өңделіп жасалған тас құралдар Жартылай өңделген малта тастар	Алғашқы қауымдар Алғашқы топтар	Африка,Еуразия Палеоантроп-тар: -гейдельберг (Германия). Африка, Еуразия Архантроптар: -олдувай (Африка) -синантроп (Қытай) -питекантроп (Ява)

Арыстанды мәдениеті ескерткіштері Үлкен Қаратау жотасында жоғарғы неоген конгломерат қабатынан табылған. Маңғыстау Қаратауындағы Шақпақ ата тұрағынан табылған жартылай өңделген тасмалта еңбек құралдары олдувэй, протолеваллуа-ашель мәдени сатысына сәйкес келеді. Бұл құралдар бізге белгісіз алғашқы Қазақстан тұрғындары қалдырған өте көне тарихи жәдігерлер.

Ашель мәдениеті (Франциядағы Сент-Ашель мекені бойынша) ерте палеолит гоминидтері көтерілген келесі саты. Ашель заманына гоминидтер тас құралдар жасайтын жеңіл шақпақтас шикізаттарды тауып, оларды өңдеуді игерген. Құралдар жасайтын арнайы шеберханалар ұйымдастырған. Ал, тұрақтарын ауыстырғанда құралдар жасауға қажет шикізаттарды - шақпақтас шойтастарын өздерімен бірге алып жүрулері де мүмкін.

Ашель заманы ескерткіштері Кіші Қаратау жотасының солтүстік жағындағы өңірде көптеп кездеседі. Олар Бөріқазған, Тәңірқазған, Кемер, Аққөл және басқа тұрақтар. Тұрақтардан табылған құралдар жергілікті шақпақтастан ыңғайлы етіп жұқалап кертіп, өткірлеп жасалған. Бұл құралдардың жасалу уақыты 800 мың жыл шамасында.

Кентаудың маңынан табылған Қосқорған, Шоқтас тұрақтары үлкен бұлақтың басына орналасқан. Аңшылар ұстап, өздеріне қорек еткен аң сүйектеріне қарағанда, олардың өмір сүрген уақыты шамамен 470-530 мың жылдар аралығында екені көрінеді.

Орталық Қазақстан аумағына ерте палеолит адамдары ашель заманының соңына қарай барып тұрақтана бастаған. Оның себебі, төрттік кезеңінің бастапқы және ортаңғы кездерінде Шығыс Еуропа мен Батыс Сібірді ұзақ уақыт бойы қамтыған мұзбасу салқынының әсерінен Қазақстанның солтүстік және орталық алқаптарын да тоң басқан. Днепр (Шығыс Еуропада) және Самар (Батыс Сібірде) мұзбасу кезеңі өтіп, ұзақ уақыт жылылық орнағанда, яғни шамамен 200 мың жылдан бері қарай Сарыарқада да қолайлы экологиялық жағдай қалыптасты. Адамдар мекен-жайларын кеңейтіп, Сарыарқаны (Жаман-Айбат, Хантау, Өгізтау, Вишневка тұрақтары), Балқаш

маңын (Тораңғы, Ақтоғай, Саяқ және басқалар), Шығыс Қазақстанды және Алтайдың шығыс алқабын тұрақтанған.

Мустье мәдениеті (Франциядағы Ла-Мустье үңгірі бойынша) соңғы төрттік заманының басындағы белсенді тектоникалық фазадан кейін, шамамен 150-70 мың жылдар бұрын жылылық орнаған кезде дамыды. Мустье заманында адамдар Қазақстанның барлық алқаптарын мекендеген. Сонымен қатар арыстанды және ашель замандарындағы тұрақтарына, яғни *ата қоныстарына* қайта келіп мекендеген. Мысалы, жоғарыда айтылған Арыстанды аңғарындағы Қарасу көп қабатты тұрағында археологиялық қазба жұмыстарын жүргізген кезде, алғашқы тұрақ 5,0-5,5 метр тереңдіктен табылған. Оның жасы біздің дәуірге дейінгі 250-200 мыңжылдықтарға сәйкес келеді. Тұрақтың үстін суық түсіп, құрғақшылық орнаған кезде үздіксіз соққан желдің тозаңы басқан. Адамдар мекендеген екінші тұрақ 4,3-4,8 метр тереңдіктен табылған. Оны адамдар осыдан 150-120 мың жылдай бұрын мекен еткен. Бұл жерге адамдар үшінші рет осыдан 100-70 мың жылдай бұрын келіп қоныстанған, олардың тұрақтары 3,3-3,8 метр тереңдіктен табылған. Адамдар бұл қоныстарына ауа райының өзгеруіне байланысты келіп-кетіп, мекендеуін бүгінгі күнге дейін үздіксіз жалғастыруда.

Мустье заманының соңына қарай бұл адамдар бұрын өздері аяқ баспаған жаңа алқаптарды мекендей бастады. Шығыс Қазақстан, Алтай, Орта Азия және Кавказ үңгірлеріне орналасқан тұрақтардағы зерттеулер бойынша ол б.д.д. 45-30 мың жылдарға сәйкес келеді.

Мустье мәдениетінің ең басты көрсеткіші - осы заманның басында адамдар отты пайдалануды меңгерді. Ал осы заманның орта кезінен бастап, суық түскенде олар ашық тұрақтардан үңгірлерге ауысып, от жағып, тері жамылып жылынуға көшті. Адамдар үңгірлерде тайпалық қауымдағы жақындық ретіне қарай тұрды.

Соңғы палеолит немесе *ориньяк мәдениеті* (Франциядағы Ориньяк үңгірі бойынша) – алғашқы адамдар мәдениетінің келесі жоғарғы сатысы. Адамдар көрген-білгендерін ауызша әңгімелеумен қатар, үңгір қабырғалары мен жартастарға сурет сала бастады. Осы кезде алғашқы санау мен жазу үлгісі пайда

болды. Қаратаудың Созақ өңіріндегі Үшбас тұрағынан табылған жауырын сүйекке аңшы салған таңба белгілер осының куәсі. Соңғы палеолит заманы миллион жылдарға созылған палеолит кезеңінің соңы. Осы заманда бар өмір тәжірибесін бойына жинап, санасына сіңірген *саналы адамдар* (Homo sapiens) тарих сахнасына шықты.

Соңғы палеолит заманы адамдар өміріне онша қолайлы болған жоқ. Заманның соңына қарай, шамамен осыдан 25 мың жыл бұрын қатты суық басталды. Еуразия континентінің солтүстігін тұтас жапқан мұздықтың суығы Қазақстанға да жетіп, Сарыарқаның оңтүстігіне дейінгі алқапты тоң басты. Ірі сүт қоректілер суықтан қырылды, тірі қалғандары суыққа бейімделіп, қалың жүнді *мамонт фаунасы* қалыптасты. Суықтан ыққан адамдар ұлы қоныс аудару жолына түсті. Оған себеп - аңдардың оңтүстік және солтүстік бағыттарда ауыу еді. Оңтүстікке ауған аңдар соңынан адамдардың бір бөлігі Индия мен Таяу Шығысқа кетті. Сібірге ауған мамонт фаунасымен бірге далалық тайпалардың бір бөлігі Сібірге, Қиыр Шығысқа, ал енді бір бөлігі Аляска арқылы Америка континентіне өтіп кетті.

Француз ғалымы Кайе (1963) палеолит кезеңінің ең дамыған кезінде адамдардың орналасу тығыздығы 50 шаршы километрге 1 адамнан аспағанын есептеп шығарған. Қазақстанды мекендеген адамдардың орналасу тығыздығы да осы есептен аса қоймаған. Мысалы, гоминидтердің тұрақты мекені болған Оңтүстік Қазақстан мен Жамбыл облыстарының тіршілік етуге қолайлы жерлерінде палеолиттің соңғы кезінде шамамен 2500-дей адам мекендеген. Оларды шамамен елу адамнан тұратын қауымға бірігіп өмір сүрді десек, онда барлығы 50-ге жуық тұрақтар болған сияқты. Сонда әр топ қауымның радиусы 20 км жерді мекендегенін шамалауға болады. Есептелген ареалда оны мекендеген адамдарға қажет аң-құс пен жеміс-жидек жеткілікті болғаны белгілі. Қазақстанды мекендеген алғашқы адамдардың жалпы саны шамамен 20 мыңдай болуы ықтимал.

Мезолит заманы соңғы плейстоцен мен голоцен тоғысында болған *апатты* кезден кейін басталғаны айтылды. Қысқа мерзімді зауалды ыстықтан мамонт фауна комплексі, жалпы ірі

сүт қоректілер жойылып кетті. Далада жүрісі ширақ, жылдам жүгіретін жануарлар түрі көбейді. Бұрынғыдай ірі аңдарды қоршап, таспен ұрып, найзамен шаншып өлтіруге үйренген аңшылар ескі әдістің жарамсыз екенін түсінді. Аңшылар бөкендерді, тарпаңдар мен құландарды алыстан аулауға мүмкіндік беретін садақ жасап, оны ату әдістерін меңгерді. Садақ пен пышақ сол кезден бастап далалықтардың сенімді қаруына айналды.

Мезолит адамдары сан жағынан көп болмағанымен, еркін жүріп-тұруына байланысты Қазақстанның барлық аумағын мекендеген. Ауа райына қарай тұрақтарын өзгертіп отырған. Қолайлы үңгірлері жоқ өңірлерде жерді қазып, немесе ағаштан үйшік жасауды үйренген. Қоршаған ортаға бейімделген адамдар жылдам көбейіп, қоғамға түбегейлі өзгерістер әкелген өркениеттің жаңа заманына нық қадам басты.

Неолит тас кезеңі өркениеттің даму шыңына жетіп, қоғамға түбегейлі өзгерістер әкелген заман. Осы заманнан кейін адамдардың даму жолы жаңа сападағы бағыттарға ауысты. Бұл заманның басты мәдени жетістіктері – жабайы аңдарды қолға үйретіп, мал шаруашылығы мен жер өңдеп, егіншілікті игере бастауы.

Неолит заманы қалыптаса бастаған кездегі адамдардың мәдени деңгейі мен тұрмысын Оңтүстік Қазақстан облысының Түркібасы өңіріндегі Қара үңгір тұрағын зерттеу нәтижесінде алынған археологиялық деректер анық бейнелейді. Тұрақ Қаратаудан Арысқа келіп құятын Қараүңгір өзені бойында. Үңгір өзен табанынан 7 м биікте орналасқан. Оны адамдар б.д.д. 5 мың жыл бұрын мекендеген. Қара үңгірден неолит адамдарының көптеген тас пен сүйектен жасаған қарулары, еңбек және іс құралдары, әшекей заттар табылған.

Неолит адамдары қолға жабайы аңдардан бірінші болып итті, ал малдан алғаш қой мен ешкіні үйреткен. Кейін біртіндеп төрт түлік малды түгелдей қолда ұстайтын болды. Күн көрісі негізінен аңшылыққа байланысты болған адамдар, малшылықпен айналысудың арқасында мұқтаждықтан арыла бастады десе де болғандай. Осы заманның соңына қарай жылқыны қолға үйреткен далалықтар ат құлағында ойнап, басқа халықтар жете қоймаған жетістіктерге жетті. Атқа мінуді

еркектермен қатар әйелдер де жақсы меңгерді. Алғашқы *амазонкалар* осылай дүниеге келді.

Неолит заманында адамзат мейлінше өсіп-өнді. Американдық биолог Эдуард Дивей археологиялық және этнографиялық деректерге сүйене отырып, неолит заманының ең өркендеген кезінде жер бетін мекендеген адамдар санын шамалап есептеп шығарған. Ол: "*неолит мәдени төңкерісі* кезіндегі мыңжылдықта Ойкуменаның халқы 16 есе өсіп, 80 миллионнан асты, ал көне замандардан бергі мәдени ошақтар болған жерлерде халықтың тығыздығы әр шаршы километрге 1 адамға жетті," – дейді. Біздің ғалымдардың есебінше, неолит заманында Қазақстанды шамамен 80 мыңдай адам мекендеген.

Энеолит немесе *мыс заманында* (б.д.д. 3-2 мыңжылдықтар) адамдар өмірге қажет құралдарды алғаш рет металдан – мыстан жасай бастады. Олар алғашында табиғатта металл күйінде кездесетін сом мысты пайдаланған. Алғашқы кен іздеушілер мыс кенорындарын жасыл-көк түсті (малахит-азурит) белгілері арқылы оңай тауып, олардан сом мыс кесектерін аршып алған. Кенді Алтайдың, Қордайдың (Жайсан, Шатырқұл), Сарыарқаның (Жезқазған, Спасск) ірі мыс кенорындары адамдарға сол энеолит заманында-ақ белгілі болған. Ал, малахит пен азурит минералдарын зергерлер көне замандардан бері әсемдік заттар жасауға пайдаланып келеді.

Сонымен, энеолит – Қазақ даласын мекендеген ежелгі халықтардың тау-кен өнеркәсібін игере бастаған заманы.

Қола заманында (б.д.д. 2-ші мыңжылдық-VIII ғасыр аралығы) кен өндірушілер табиғи таза мыстың қоғам сұранысына жеткіліксіздігіне байланысты, металды өздері қорыта бастаған. Алғаш қорытылып алынған металл таза мыс емес, қола (мыс пен қалайының табиғи қоспасы) болып шыққан. Оның себебі кенорындардың кеніш қазылған жоғарғы белдемінде құрамында мыс қана емес, қалайы да бар *станнин* (Cu_2FeSnS_4) және басқа минералдар болуына байланысты. Кездейсоқ қорытылып алынған қоланың сапасы адамдар бақытына орай мыстан да артық болып шыққан. Бұл құбылыс кейін, өндірілген кеннен таза мыс қорытылған кездерде, оған қалайы мен мырыш қосып қоланы арнайы балқыма жасап, қорытып алуға жол ашты.

Осы заманда мыс, мырыш, қорғасын, қалайы сияқты түсті металдарды қорытумен қатар, олардың сапасын сараптау да басталды. Сом алтын мен қорытылған қорғасын өте ауыр және жұмсақ болғандықтан, тұрмыста құрал ретінде кең қолданыс тапқан жоқ. Бірақ, алтын тотықпайтын ерекше жалтырауық және әсем түсіне байланысты, шеберлер одан зергерлік, әсемдік бұйымдар жасауға сол замандардан-ақ кең қолданыс тапты.

Адамдардың қола заманындағы дамыған мәдениеті, мал шаруашылығы, егіншілікпен қатар, металлургия саласымен де тығыз байланысты. Адамдар шаруашылық пен кен ісі ыңғайына қарай қазіргі Қазақстаннан тыс жерлерге қоныстанып, жаңа мекендерді игерді. Россия археологтары Красноярск өлкесінің Ачинск қаласы маңындағы Андронов мекенінде жүргізген жұмыстары мағлұматтарға бай нәтиже беріп, тарихқа *Андронов мәдениеті* деген атпен енді. Орал тауларының оңтүстігінде табылған тұрақтардан алынған археологиялық деректер Андронов мәдениетін бір-біріне жалғаса дамыған үш кезеңге жіктеуге мүмкіндік берді. Олар ерте, немесе *Федоров* (б.д.д. XVIII-XVI ғғ.), орта, немесе *Алакөл* (б.д.д. XV-XII ғғ.), және соңғы, немесе *Замараев* (б.д.д. XII-VIII ғғ.) кезеңдері. Ғалымдар бұл тұрақтарды мекендеген адамдар мен Қазақстанның қола заманындағы тұрғындары антропологиялық ерекшеліктері бойынша негізі бір халық деген тұжырым жасады.

Бастапқы темір кезеңі (б.д.д. VIII-IV ғғ.) адамзаттың ежелгі өмірін қазіргі заманмен, яғни біздің дәуірмен жалғастырған өтпелі шақ. Адамдар темірді қорытып, игеріп пайдалану арқылы өркениетті техника заманына тікелей жол ашты. Темір кендерін балқытып, болат қорытпаларын алу адамдардың мәдениет сатысының жоғарғы баспалдағына көтерілгенін көрсетеді. Осы заманда жазуды еркін меңгерген адамтар өздері туралы жазба деректер қалдырды.

Қазақ даласы алғашқы адамдар пайда болып, ежелгі елді мекенге айналған жер бетіндегі санаулы кіндіктердің бірі. Қаратау жоталары өңірлеріндегі тектоникалық белсенді табиғи ошақтарды мекендеген адамдар 2 миллион жылдан бері қарай өсіп-өніп, барлық аймақтарға қоныстанды. Оңтүстік Индостан кіндігінің адамдары негізінен қазіргі Қытай мен Индостан мемлекеттерінің тұрғындарына айналды. Африка кіндігінен

тарағандар бұл континент ауқымынан асып, Батыс Еуропа мен Таяу Шығыс өңірлеріне қоныстанды. Ал, Қазақ даласы кіндігінен өнген адамдар Шығыс Еуропаның, Азияның солтүстік бөлігінің, Орталық Азияның, Қиыр Шығыстың, Аляска арқылы өтіп, Америка континентінің тұрғындарына айналды.

Қазақ даласынан құлашын кең жайған қоныс аудару негізгі үш кезеңді қамтыды. Біріншісі – далалық тайпалардың қоныс аударуы осыдан 12-20 мың жылдар шамасы бұрын, яғни соңғы палеолит заманындағы Осташков-Сартан мұзбасу кезінде, екіншісі – протосақ тайпаларының қоныс аударуы осыдан 6-7 мың жыл бұрын, яғни Атлант кезеңінің ортасында (АТ-2), ал үшіншісі – сақ (скиф, скит) тайпаларының қоныс аударуы осыдан 3500 жыл бұрын Суббореал кезеңінің соңында (SB-3) орнаған суықтан болған. Қатты суықтан бас сауғалап қоныс аударған далалықтар барған жерлерінде қалып қойды да, сол өңірлердің жергілікті халықтарына айналды.

14.3. Антропоген бедер пішіндері мен түзілімдері

Адамның ғылыми-техникалық прогреспен байланысты белсенді әрекеті литосфераның беткі жағын айтарлықтай өзгеріске түсіріп, бедер пішіндерін өзгертеді. Сонымен қатар жаңа, антропогендік деп аталатын түзілімдер жасайды. Адамның өндірістік әрекетінен туындаған процестер жиынтығы *техногенез* деп те аталады. Геологиялық процестер сияқты, бұл процестер бағыттылығына қарай инженерлік-геологиялық, кен-техникалық, ауыл шаруашылық және басқа түрлерге бөлінеді.

Адамның инженерлік-құрылыстық әрекеттілігі негізінен құрылыс мақсатында жер беті деңгейін тегістеп, өзгертуімен байланысты. Мәселен, көлдерді, ойпаңдарды, батпақтарды, жыраларды толтыру және қыраттарды кесіп тегістеу. Үлкен суқоймаларын жасау нәтижесінде жағалаулары тұрақсыз жағдайдағы жаңа теңіздер мен көлдер пайда болады. Бөгеттер мен тосқауылдар салудан су деңгейі көтеріледі де геологиялық процестердің табиғи дамуы ауытқып, жағалық сызық пішіндері өзгереді. Мысалы, Қапшағай, Бұқтырма және Шардара суқоймалары айналасына айтарлықтай өзгерістер әкеліп, үлкен

аумақтар су астында қалды. Колорадо өзенін бөгеп, суқоймасын салу салдарынан бірнеше жылдан кейін, қатты зат келуі тоқтауына байланысты, теңіз аңғар бойымен құрлыққа 25 км сұғына енді. Туапсе-Адлер курорт аймағында көлденең салынған тосқауыл бөгеттерден абразия процесі табиғи пляж енін күрт тарылтып, ұзына бойында жаңа пляж жасады.

Адамның кен-техникалық әрекеттілігі қатты пайдалы қазбалар кенорындарын қазуға, мұнай-газ және жерасты суын айдап шығаруға бағытталған. Осының нәтижесінде жер бетінің бедері айтарлықтай өзгеріске түсіп, кен-өнеркәсіп аудандарында өзіндік микроландшафт түзіледі. Таужыныстар массасының қозғалысқа келуіне байланысты туындайтын антропогендік денудация салдарынан теріс бедер пішіндері - карьер (ашық кеніш), ор (траншея), ойылымдар мен опырылымдар сияқты түрлері пайда болады. Ал антропогендік аккумуляция салдарынан бедердің оң пішіндері және антропогендік түзілімдер – террикондар, дамба (бөгет), таужыныстар үйінділері жасалады.

Ашық кеніштер аз уақыт ішінде жер беті пішінін үлкен өзгерістерге ұшыратады. Бұрынғы бедер пішінін сатылана тереңдетіп, жаңа шұңғыма, таужыныстар үйінділерінен өзіндік шоқылы бедер пішіндері – террикондар (Қарағанды, Балқаш, Жезқазған, Кенді Алтай, т.б.) пайда болады. Кенді жерасты әдісімен қазып өндіргенде пайда болған қуыстардың үстінде, жер бетінде жарықтар, ойылымдар, опырылымдар пайда болып, таужыныстар массасы үстіндегі инженерлік құрылыстармен бірге осы опырылымдарға құлауы мүмкін. Мұнай және газ кенорындарын, жерасты суын қарқындылықпен пайдаланғанда, сұйықтар мен газдан босаған жарықтар жүйесі мен кеуектердің тығыздалуынан үлкен аумақтар жылдам төмендеп отырады. Диаметрі бірнеше километр аймақтарда 10-18 м-ге дейін төмендеген семулер байқалған. Бұл процесс газдық және геохимиялық режимді, гидрогеологиялық жағдайларды өзгертеді. Нәтижесінде бұлақтар суалып, өзендер мен көлдер суы азайып, карст дамуы мүмкін. Мәселен, Хиршиде (АҚШ) жерасты суын көп айдап шығарудан карст ландшафты қалыптасып, жүзден астам карст воронкалары пайда болған.

Ауыл шаруашылық жұмыстарына байланысты әрекеттілік антропогендік бедер пішіндерінің қосымша жаңа түрлері қалыптасуына әкеледі. Жерді дұрыс жыртпау салдарынан (жосылымдар еңіске қарай орналасса) және ормандарды шамадан артық кесуден жыралық эрозия, жыралар торабы және шайылулар белсенді дамиды. Егістік жерлерді суландыру мақсатында өзендер суын көп пайдалану, олар құятын көлдерді құрғата бастайды. Мәселен, Әмудария мен Сырдария өзендерін бірнеше жерден буып, суын егістіктерге жіберу салдарынан, олар Арал теңізіне жетпейтін болды. Нәтижесінде Арал теңізінің деңгейі төмендеуінен Әмудария өзінің арнасын тереңдете бастады. Егістік жерлерді суландыру кезінде бұрынғы қуаң аудандардың лёсс және саздақ грунттары ылғалданып, тығыздала отырып, жайпақ воронкалар пайда болды. Бұл жерде антропогендік бедер пішіндеріне каналдар мен орлар (каналдар) жүйесі жатады, олар ирригация және мелиорация мақсатында жүргізілген.

Антропогендік процестердің кейбір түрлері эндогендік процестерге пара-пар. Мәселен, жерасты атом жарылыстарын сынауда бөлінген жоғары температурадан таужыныстар магма сияқты балқып кетеді. Ал ұзақ жылдар бойы көп мөлшерде мұнай мен газ өндірілген аймақтарда тереңдегі таужыныстар қабаттары опырыла тығыздалудан жергілікті жерсілкіну сияқты құбылыстар болады.

Сонымен қатар адамдардың сан-салалы шаруашылық жұмыстары нәтижесінде антропогендік түзілімдер пайда болады. Кейде бұларды *техногендік түзілімдер, мәдени қабат, жасанды таужыныстар* деп те атайды. Шаруашылық және өндірістік түзілімдермен қатар *тұрмыстық-шаруашылық және өнеркәсіптік қалдықтар* да кеңінен таралып отыр.

Қазіргі кезде антропогендік бедер пішіндері мен шөгінді түзілімдері арнайы зерттеуді қажет ететін тақырыпқа айналып отыр. Оның себебі, XX ғасырдың екінші жартысында, ғылыми-техникалық прогрестің қарыштай дамуына байланысты. Табиғи ортаға айтарлықтай әсер ететін техногендік күштердің нәтижесі көп жағдайларда геологиялық процестер ықпалынан асып кетуде. Техногендік әсер өте жылдам және ауқымды болған

жағдайларда, бұл өзгерістерге бейімделмеген экологиялық орта едәуір зардап шегіп, апатты аймақтарға айналуда. Кен-өнеркәсіптік аудандарда қалыптасқан антропогендік экологиялық жағдайлардың қоршаған ортаға ықпалы айтарлықтай. Бұл аудандардағы табиғи ортаның қолайсыз техногендік бедер пішіндерін реттеп, құнарлы топырақ қабатын орнына келтіру арқылы шешу шаралары қарастырылуда .

Сонымен қатар, кеніштер мен өнеркәсіп нысандары қоршаған ортаны ластап, зиян келтіретін әртүрлі қатты, сұйық және газ қалдықтарын шығарады. Бұл қалдықтардың барлығы пайдалануға жарамды минералдық шикізат көзі болып табылатындықтан, оларды өңдеп, қайта пайдалану шараларын қолға алу керек.Техногендік бедер пішіндерін зерттеу, кенорындарда жиналған, өндіріс мекемелері шығарып тастаған әртүрлі қалдықтарды қайта өңдеу қазір күн тәртібіндегі шұғыл шешуді қажет ететін өзекті мәселе.

Бақылау сұрақтары:

1. Антропогеннің ұзақтығы қалай анықталады?
2. Қазақстанда табиғи жағдайлар антропогенде қалай өзгерген?
3. Арыстанды мәдени ескерткіштерінің уақыты?
4. Соңғы төрттік заманының ерекшеліктері?
5. Голоценнің табиғи ерекшеліктері?
6. Антропоген кезеңінің жіктелімі қандай көрсеткіштерге негізделген?
7. Антропоген бедер пішіндерінің ерекшеліктері?
8. Антропоген түзілімдері?

II бөлім. ҚАЗАҚСТАН ТӨРТТІК ГЕОЛОГИЯСЫ

Кіріспе

Төрттік кезеңі Жердің дамуында тарихи тұрғыдан қарағанда аз уақыт алғанымен, айрықша бай оқиғалардың өрбуімен сипатталады. Осы уақытта жер бетінің келбеті, климат пен ландшафт жағдайлары бірнеше дүркін өзгерді. Төрттік кезеңді зерттеудің басты мәселелері – таужыныстардың құрамын, құрылысын, жаралу заңдылықтары мен хронологиясын, тектоникалық және физикалық-географиялық жағдайлардың алмасуына байланысты, олардың пайда болуы мен өзгеруін, сонымен қатар органикалық тіршіліктің даму тарихын анықтау.

Төрттік түзілімдерге тән басты ерекшеліктер – олардың жаралуының күрделілігі, генетикалық типтерінің әртүрлілігі мен құрамының өзгергіштігі. Бұл айтылғандар салқын (мұздық) және жылы (мұздық аралық) климат жағдайларымен, осыған орай өзіндік процестер дамуымен байланысты.

Төрттік кезеңді зерттеу – геологиялық, географиялық, тарихи және биологиялық ғалымдардың әртүрлі салаларына негізделіп, сол деректерді пайдаланады.

Геологиялық әдістер мен деректер базасында таужыныстардың жаралу тарихы, қабатталу реттілігі мен құрамы, оларда кездесетін органикалық қалдықтар зерттеледі. Палеогеографиялық зерттеу – таужыныстар жиналған ортаның физикалық-географиялық жағдайын, жекелеген замандарда құрлық пен теңіздің бөлінісін, ойпаттар мен таулардың орналасуын, климаттың өзгеруін қалпына келтіруге көмектеседі. Биогеография (палеоботаника және палеозоологиямен бірге) флора мен фаунаның тарихи даму мәселелерін, олардың эволюциясы мен физикалық-географиялық жағдайларға байланысын анықтауға мүмкіндік береді.

Неотектоника мен геоморфология жер қыртысы қозғалыстарының заңдылықтарын, таужыныстардың жатыс жағдайлары мен пішіндерін, жер бетінің әркелкі пішіндерінің жаралуын, әртүрлі эндогендік факторлардың ықпалын анықтайды.

Гляциялогияның және геокриологияның (тоңға айналған топырақтар мен грунттар туралы ғылым) әдістері мен деректері жер бетіндегі және жер астындағы мұздардың жаралу жағдайларын, олардың бұрынғы және қазіргі кезде жер қыртысындағы жатыс пішіндері мен таралуын, мұздықтардың, мәңгі тоңның дамуы мен эволюциясына байланысты процестер мен құбылыстарды түсіндіруге жол ашады.

Төрттік геология геофизикаға – түзілімдердің физикалық қасиеттерін, заттық сипатын, тығыздығын, жатыс жағдайлары мен басқа көрсеткіштеріне зерттеу жүргізгенде, ал геохимияға – химиялық элементтердің әртүрлі термодинамикалық жағдайлардағы миграция, концентрация және сейілу заңдарын зерттеуге негізделеді. Радиология – шөгінділердің абсолют жасын анықтауға көмектесіп, мұздық пен мұздық аралық замандардың ұзақтығы туралы қорытынды жасауға мүмкіндік жасайды. Петрография мен минералогия – таужыныстардың құрамын, әртүрлі түзілімдер генетикалық типтерін жасайтын минералдардың табиғи ассоциациясын таныудың кілті.

Инженерлік геология мен грунттану төрттік түзілімдердің физикалық-механикалық қасиеттерін, тектоникалық және инженерлік-геологиялық жағдайларын анықтайды.

Төрттік түзілімдер геологиясының маңызды құрамдас бөлігі – таужыныстардың моруы мен топырақ жаралу туралы ілім. Осы процестер нәтижесінде мору қыртысының әртүрлі белдемді геохимиялық типтері мен топырақ қабаттары қалыптасады.

Соңғы жылдары теңіз геологиясы кең дамуда. Ол теңіз түбіндегі шөгінділердің құрамы мен құрылысын, теңіз бен мұхит түбінің, жағаларының дамуын, бедер мен тереңдік ерекшеліктеріне байланысты шөгінділердің таралу жағдайын, органикалық тіршілікті зерттейді. Теңіз шөгінділерін зерттеу – климат жағдайларының өзгеруін, олардың материктерді жапқан мұздық пен мұздық аралық кезеңдердегі өзгерістермен байланысын анықтайды.

Төрттік түзілімдерді геологиялық түсіру мен олардың картасын жасау, жекелеген генетикалық және стратиграфиялық комплекстердің кеңістікте орналасу заңдылықтарын анықтауға және түсінуге, олар қалыптасқан аумақтар мен жекелеген

аудандардың геотектоникалық, тарихи-геологиялық және физикалық-географиялық жағдайларын зерттеуге мүмкіндік береді.

Төрттік түзілімдердің зерттеудің халықшарушылығындағы мәні ерекше. Өйткені, өнеркәсіптік және азаматтық құрылыстар, әртүрлі жолдар, гидротехникалық құрылыстар, т.б. негізінен төрттік түзілімдерден тұратын субстратта жүргізіледі. Олар сондай-ақ, кеңінен қолданылатын құрылыс материалы, олармен бағалы металдардың шашылымды кенорындары байланысты. Тұщы грунт сулары көпшілік жағдайда төрттік түзілімдерде болады.

Еліміздің геологиялық даму тарихын, төрттік кезеңдегі климат режимінің өзгеруін білу – қоршаған ортаны қорғауға қажет шараларды әзірлеуге және пайдалы қазбаларды тиімді игеруге қажет.

Қазақстанның төрттік түзілімдерін, қазба фаунасы мен флорасын, тас ғасырлардағы дамуын зерттеуге Х.А. Алпысбаев, Б.Ж. Әубекеров, Ә.Б. Байбатша, Б.А. Борисов, А.А. Бобоедова, Н.М. Владимиров, В.В. Галицкий, Е.В. Девяткин, Т.Н. Жұрқашев, Р.А. Зинова, Н.Г. Кассин, Н.Н. Костенко, Б.С. Қожамқұлова, Г.М. Козловский, И.В. Мушкетов, Г.Ц. Медоев, А.Г. Медоев, К.В. Никифорова, В.А. Обручев, Ж.Қ. Таймағамбетов, Е.Д. Тапалов, Б.А. Федорович, Н.М. Чабдаров, Э.В. Чалыхьян, Л.Н. Чупина, А.Л. Яншин және басқа ғалымдар үлкен үлес қосты [8].

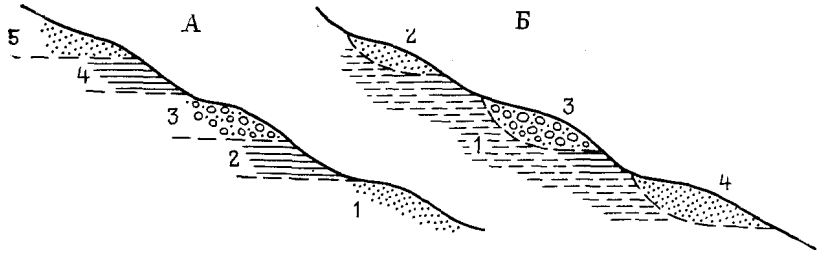
15. ЖАЛПЫ МАҒЛҰМАТ

15.1. Жердің солтүстік жарты шары табиғатының төрттік дәуіріндегі өзгерісі

Климат өзгерісі. Жер құрлығының басым бөлігі – Солтүстік жарты шардың қоңыржай ендіктерінде орналасқан. Таулы аймақтардағы көтерілімдер мен абсолют биіктіктердің артуы – жер беті климатының өзгеруіне тікелей әсер етті. Бұл әсіресе қоңыржай және жоғарғы ендіктерде айтарлықтай ықпал етіп, жаздағы орташа температураны шамалы ғана арттырса, ал қыстағы орташа температураны күрт төмендетіп, жалпы жер бетінің орташа жылдық температурасын азайтты (Брукс, 1952). Құрлықтың биіктігі мұхит деңгейінен көтерілген сайын, климат та салқындай түседі. Орташа алғанда, биіктік 100 м-ге артқанда, температура 0,6 ^{o}С-қа төмендейді. Егер құрлық 500 м-ге биіктесе, жер бетінің температурасы 3 ^{o}С-қа салқындайды. Мыңдаған метрге көтерілген жекелеген таулы аудандарда температура бұдан да көп төмендейді. Құрлықтың көлбеу өлшемдері мен биіктігінің артуы жер беті климатының салқындауына әкеліп соқтырған.

Континенттік түзілімдердің басым таралуы. Түзілімдерде дұрыс қабаттылықтың болмауы, олардың оқшауланған ұсақ ойпаңдарда жиналуы қабаттарды созылуы бойынша қадағалау әдісін қолдануға мүмкіндік бермейді. Осыған байланысты, континенттік төрттік түзілімдерінің қимасын корреляциялау алдында үлкен қиындықтар туындайды. Өзен аңғарлары тереңдеген сайын көне және жас қабаттар орналасуында кері гипсометриялық жағдай орнауы – түзілімдердің салыстырмалы жасын қабатталуда реттілік (батрологиялық) әдісті қолдануға мүмкіндік бермейді (*15.1-сурет*). Шөгінді жиналу мен бедердің арасындағы тығыз байланыс – бірінші орынға геоморфологиялық әдістемені шығарады.

Органикалық тіршіліктің дамуы. Өсімдіктер мен жануарлардың филогенездік дамуы кайнозой дәуірі ағымында жануарлар әлемінде сүт қоректілер класының, ал өсімдіктер арасында – жабық тұқымдылар класының басым таралуына әкелді.



15.1-сурет. Салыстырмалы жасты анықтау [10].

А-теңіз түзілімдерін батрологиялық әдіспен; Б-континенттік түзілімдерді геоморфологиялық талдау негізінде (цифрлар – түзілімдердің жасы бойынша ретін білдіреді)

Төрттік түзілімдердің негізгі ерекшеліктерінің бірі – әдетте олардың құрамында организмдер қалдығының кездеспеуінде. Оның себебі, бір жағынан, құрлықта жануарлардың аз мекендеуінде болса, екінші жағынан, ең бастысы – олардың көміліп сақталуына қолайлы жағдайдың болмауында. Құрлық бетінде ашық қалған организм қалдықтары субаэралық жағдайда толық ыдырап, жоқ болады. Дегенмен, бірқатар жағдайларда көмілген организмдердің жекелеген, ал кейде жаппай қалдықтары кездесіп қалады.

Төрттік кезең үшін піл әулетінің филогенез процесі жақсы зерттелген. Піл тұмсықтылар (хоботтылар) отрядына жатады, олардың алғашқы өкілдері эоцен заманынан бастап белгілі. Кайнозой өсімдіктерінің филогениясы нашарлау зерттелген. Дегенмен, өсімдік әлемінде де альпілік және арктикалық өсімдіктердің пайда болуы сияқты (мүмкін – плиоценде) әйгілі оқиғалар болған. Кайнозой жануарлары мен өсімдіктері дамуының ең басты ерекшелігі – олардың түрлерінің әрқилылығы мен санының артып, құрғақ және шөл дала климат жағдайларына бейімделіп, тіршілік етуі.

Филогенездің дамуымен қатар, өсімдіктер мен жануарлар түрлерінің топтастығы да өзгерген.

Кайнозой дәуірінің бас кезіне – кең экваторлық-тропиктік орман белдеуі, нашар білінген құрғақтау тропик-субтропик белдеулері және тропиктен тыс полюс алқаптарына дейін

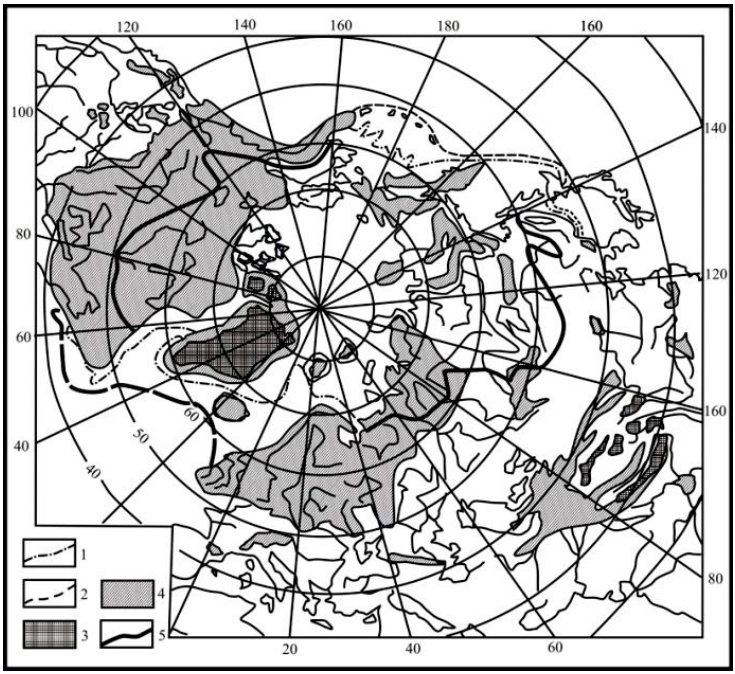
созылған байтақ орман белдеулері тән. Бұл негізгі географиялық (және биогеографиялық) белдеулер, кайнозой дәуірі мен плейстоцен ағымында біртіндеп жіктелген және қазіргі он үш: экваторлық, екі субэкваторлық, екі тропиктік, екі субтропиктік, екі қоңыржай, субарктикалық және субантарктикалық, арктикалық және антарктикалық, географиялық белдеулерге айналған. Жер беті табиғатының өзгеруі – полюстерге жақындап, экватордан алыстаған сайын арта түскен.

Бағытты өзгеру – кайнозой дәуірі, әсіресе төрттік кезең ағымындағы табиғат өзгерісінің негізгі заңдылығы.

Жер табиғатының өзгерісі. Төрттік кезеңдегі ең басты оқиғалар – мұздық замандары. Климаттың жаһандық ауытқулары – Солтүстік жарты шар континентінде орасан зор жабын мұздықтарын туындатты (*15.2-сурет*).

Мұздық замандары. Эоплейстоцен мен плейстоценде тропиктен тыс солтүстік құрлықты және мұхитты бірнеше дүркін мұздықтар мен мұз жабындары басқан. Плейстоценде мұздықтардың, тіпті мұз жабындарының да толық жойылып кеткен кездері болмаған. Олардың ұлғайған кездерін – *мұздық замандары* деп атайды. Мұздық замандары, әсіресе төрттік кезеңге тән.

Плейстоцендегі мұздық жабындары құрлықтарда қазіргімен салыстырғанда үш еседей артық болған. Олар құрлықтың 30%-ін немесе 45 млн км^2 ауданды алып жатты. Мұхиттағы мұз жабыны қазіргімен салыстырғанда бір жарым есе артып, мұхит айдынының 4%-ін немесе 25 млн км^2-ге жуыған қамтыған. Мұзбасулар жер бетіндегі жылу балансын өзгертіп, барлық табиғи құрамбөліктерді: литогенезді, бедерді, климатты, өсімдік пен топырақ қабатын, жануарлар әлемін ырғақты өзгерістерге әкелген. Мұздық замандардың тарихы – барша жер бетіндегі плейстоцен тарихын түсінуде, үлкен маңызға ие. Бірақ, мұздық замандарының өзінде континенттер ауданының 70%, ал мұхит айдынының 96%, яғни жер бетін тұтас алғанда 85%-ке жуығы мұздық жаппаған кеңістік болып қалғанын да ескерген жөн.



15.2-сурет. Төрттік кезеңде Солтүстік жарты шардағы мұзбасулардың максимал таралуы. К.К. Марков бойынша:
1-теңіз мұздарының қазіргі шекарасы; 2-теңіз мұздарының бұрынғы шекарасы; 3-қазіргі құрлық мұздары; 4-бұрынғы құрлықты максимал мұзбасу; 5-көпжылдық тоңбасу мен жерасты мұзбасудың қазіргі шекарасы

Адамның пайда болуы. Төрттік кезең – адам мен адамзат қоғамының дамыған уақыты. Адамның пайда болуы (осыдан 3 млн жылдан астам бұрын) тіршілік әлемінің ұзақ даму процесіндегі оң, әрі жарқын оқиға. Адамның физикалық тип ретінде қалыптасуы мен адам қоғамының біртіндеп даму сатылары, материалдық мәдениетінің шарықтауы – плейстоцен заманында орын алған. Оның негізгі кезеңі – палеолит заманына сай келеді. Алғашқы адамдардың қазба қалдықтары – негізінен олардың қаңқа сүйектері болғанымен. Бірақ олар өте сирек кездеседі. Көбінесе адамның шаруашылық әрекетінің іздері (тас, сүйек қарулар, тұрақтарының қалдықтары, жасалған аңшылық

құралдары мен жануарлардың сүйектері, т.б.) кездеседі. Осы басты нысандар мен жәдігерлерді зерттеу арқылы, адамзат қоғамының көнеден келе жатқан тарихы зерделенеді.

15.2. Негізгі ұғымдардың тарихы

Төрттік түзілімдер геологиясында қолданылатын терминология – белгілі эволюциядан өткен. Бастапқы кезде бұл жаңа түзілімдер "дилювий" және "аллювий" деген атпен қарастырылған. Ағылшын ғалымы Ментель делювийге барлық көне шөгінділерді, ал аллювийге – жастау, қазіргі түзілімдерді жатқызған. Төрттік жүйенің (кезеңнің) өзіндік бірлік ретінде бөлініп шығуы – француз ғалымы Х. Денуайте (1829) есімімен байланыстырылады.

Ч. Ляйель өзінің "Геология негіздері" атты еңбегінде ең жаңа түзілімдерді "recent"терминімен атап, ал 1877 жылы Е.Фобстың (1846) ұсынысы бойынша оларды: *плейстоцендік, гляциалдық* және *ең жаңа* деген терминдермен атады. Осыдан кейін мынандай терминдер ұсынылды: *төменгі, ортаңғы, жоғарғы плейстоцен* және *голоцен* (Г.Ф. Мирчинк); *эоплейстоцен, плейстоцен* және *голоцен* (В.И.Громов); *көне төрттік, ортаңғы төрттік, жаңа төрттік* және *қазіргі бөлімдер* (С.А. Яковлев); *постплиоцен, плейстоцен* және *голоцен* (Г.Э. Ог).

"Плейстоцен" ұғымына төрттік кезеңнің басынан голоценге дейінгі уақыт аралығы кіріп, барлық мұздық пен мұздықаралық замандарды қамтиды. "Голоцен" деген атаумен көпшілік зерттеушілер мұзбасудан кейінгі немесе қазіргі заманды сипаттайды. Оның басын шартты түрде (Геер бойынша) Скандинавия түбегіндегі соңғы мұзбасудың қалдық мұздық жабынының екі бөлікке бөлінген уақыты бойынша есептейді. Әртүрлі елдерде голоцен шамамен осыдан (біздің дәуірден) 10000 жыл бұрын басталған деп санайды. Кейбір авторлар голоценнің ұзақтығы – шамамен 12000-14000 жыл деп жорамалдайды.

Голоценде мынадай уақыт кесінділерінің реті анықталған: алғы бореал, *атлант, суббореал, субатлант* және *қазіргі*. Олар негізінен климат ерекшеліктері бойынша ажыратылады: салқын

және құрғақ уақыттан (бореал кезі) жылы және ылғалға дейін (атлант кезі), жылы және құрғақ (суббореал кезі), салқын және ылғал (субатлант кезі), осыдан кейін қайта салқындау (қазіргі тарихи кез). Мұзбасу және мұздық аралық, интерстадиал, т.б. мәселелер туралы ұғымдар да назар аударарлық. XIX ғасырдың соңына дейін ғалымдар (П.А. Кропткин, С.Н. Микитин, т.б.) Орыс жазығын, Солтүстік Германияны және басқа аумақтарда бір ғана мұзбасу болған деп есептеген. Ал, 1890 жылы XX ғасырдың басында көптеген зерттеушілер (Н.И. Андрусов, В. Рамсай, Н.И. Криштофович, А.Д. Архангельский, т.б.) екі дүркін мұзбасу болған деген пікір айтады. Осыдан кейін Г.Ф. Мирчинк пен басқалар, мұзбасулар Орыс жазығында – үш дүркін, ал Кавказда – төрт дүркін болғанын мойындаған.

Соңғы кезде кейбір авторлар алты мұзбасу болғанын (А.И. Москвитин, М.М.Цапенко), тіпті сегіз мұзбасуға дейін жеткенін (С.А. Яковлев) айтады. Бірақ, В.И. Громов төрттік кезеңде тек қана бір мұздық фазасы болған десе, И.Г. Пидопличко мен П.С. Макеев тіпті Орыс жазығында материктік мұзбасу болғанын теріске шығарады.

А. Пенк пен Э. Брюкнер Альпі үшін ұсынған сұлба төрт мұзбасу (гюнц, миндель, рисс және вюрм), оларды мұздықаралық замандар бөлгені (гюнц-миндель, миндель-рисс және рисс-вюрм) және мұзбасудан кейінгі кез болғаны анықталған. Төрттік кезеңді зерттеу туралы өткізілген екінші халықаралық конференцияда (1932) төрттік түзілімдерді төрт мүшелікке жіктеу қабылданған: көне (Q_1), ортаңғы (Q_2), жаңа (Q_3), ең жаңа (Q_4). Алғашқы үшеуі плейстоценге біріксе, ал соңғысы – голоценге жатады.

Пенк пен Брюкнер әр гляциал (мұзбасу) климаттың күрт салқындауымен, континенттерде мұз жабынының кең таралуымен сипатталады. Әр гляциалға мұздықтың туындау, ұлғаю, шырқау пунктіне жету және осыдан кейін азаю сатылары тән.

Интергляциал (мұздық аралық) ағымында климат жылынып, мұздықтар Кеппеннің сындарлық шекарасына дейін шегінеді. *Кеппен шекарасы* деп – одан оңтүстікке қарай тұрақты мұз жатпайтын шепті айтады. Осыған байланысты континенттік (таулық емес) мұздықтар ериді, жоғарғы ендіктер климатының мұздықтылығы қысқарады, қазіргіге ұқсас не одан да жылы,

жұмсақтау климаттық жағдайлар орнығады, жылылықты ұнататын фауна солтүстікке қарай жылжиды.

Стадиал мен стадиаралық құбылыстар физикалық-географиялық жағдайлардың шамалы өзгерулерімен (мұздық және мұздықаралықтармен салыстырғанда) сипатталады.

Мұздық пен мұздықаралық замандарды бөлу түзілімдердің литологиялық және биостратиграфиялық сипатының өзгешеліктерін көрсететін факторлар жиынтығына негізделуі тиіс. Мұздық (мұздықаралық та) заманы ағымында мұзбасу жағдайындағы стадиал ауытқулар болмағанда, түзілімдер қатқабаттары қалыптасуының біршама бірдей палеогеографиялық жағдайлары байқалуы керек. Бұл жағдайлардың ішінде әсіресе, фауналық және флоралық комплекстер мен олардың біркелкілігі үлкен кеңістік пен уақыт бөлігі ауқымында анықталуы тиіс. Мұздық заманға тән қасиеттер – мореналық, флювиогляциялық пен көл-гляциялық түзілімдер, генетикалық типтер комплексінің болуы, мұз басқан алқаптарда байқалған салқынды ұнататын фауна мен флораның экстрагляциал белдемнен біршама бөлігінде де таралуы. Мұздық аралықтарды сипаттайтын белгілер: әртүрлі көлдік, батпақтық, аллювийлік, делювийлік және басқа генетикалық типті түзілімдердің кең таралуы; осы түзілімдер қимасында жылуды ұнататын фауна мен флора қалдықтарының басымдылығы; шымтезек, сапропель, гиттиа, көмілген топырақ жаралуы; бұрын мұз басып жатқан аудандарда құрамында жылуды ұнататын фауна қалдықтары сақталған теңіз трансгрессиялары түзілімдерінің болуы.

XIX ғасыр бойы Солтүстік Еуразия мен Солтүстік Америка түзілімдеріндегі тасдөңбектердің қайдан келгені туралы толассыз талас болып келген. XIX ғасырдың басында әлемдік топан су немесе дилювийлік гипотеза басшылыққа алынған. 1830 жылдан Ч. Ляйель (1797-1875) ұсынған дрифт (ығу) гипотезасы тарала бастайды. Бұл гипотеза тасдөңбек материалды тасымалдаған және түзген жүзіп (ығып) келген мұздар деп түсіндіреді. Осыдан кейін материктік мұзбасу теориясы немесе мұздық теориясы белең алады. Континенттік мұзбасуды XIX ғасырдың елуінші жылдарынан профессорлар К.Ф. Рулье (1852) мен Г.Е. Шуровский (1856) таныса, ал

жетпісінші жылдары П.А.Кропоткин (1842-1921), Д.Ж. Гейки (1874) мен О. Торель (1872, 1875) еңбектерінде сипаттаған, жазықтарды бұрынғы континенттік мұзбасулар теориясын негіздеген көлемді ғылыми шығармалар жарық көре бастады. Мұзбасу теориясы шектеулі дамыды. Теория бұл процесті Жер бетінің барлығын емес, тек қана оның ширекке жуық құрлығының бетін қамтыған деп қарастырды.

Көне мұзбасу теориясы жеңіске жеткен соң, таулар мен құрлық жазықтарында мұзбасудың таралуы мен даму ерекшеліктерін анықтау қолға алына бастады. Көне мұзбасудың әркелкілігі ең үлкен континент – Еуразияда анықталды. Ғалым И.Д. Черский (1881, 1891) көне мұзбасудың Шығыс Сібірде өте аз таралғанын көрсетті. А.И. Воейков пен И.Д. Черский бір уақытта бұл құбылысты Сібір климатының континенттілігімен түсіндірді.

Көне мұзбасу дамуының ерекшеліктері Еуропада жақсы зерттелген. Д.Ж. Гейки (1874) Шотландияның мореналық түзілімдерін мұздықаралық түзілімдер горизонттарымен бөлінген мореналық горизонттарға жіктеді. Россияда осы жылы К.М. Феофилов Полтивщина өңірі мұздық түзілімдерін жіктеуді қолға алды. Алғаш мұздықтық түзілімдерді палеонтологиялық негізде жіктеуді Н.И. Криштофович (1890) Москва маңындағы Троицкое селосының мұздық аралық түзілімдерін зерттеу нәтижесінде ұсынды. Альпінің плейстоцендік тарихын төрт мұздық замандарына жіктеу ерекше үлкен қолдауға ие болды. Оны А. Пенк пен Э. Брюкнер (1901-1909) негіздеді.

Осылайша, XX ғасырдың басында құрлықты көне мұзбасудың кеңістіктік-уақыттық туралы түсінігі біршама қолдау тапты. Ал, соңғы кездері төрттік кезеңдегі мұхиттар тарихын зерттеу, айрықша мәнге ие болуда.

Ең жаңа геологиялық кезең бірнеше параллель атауларға ие. 1929 жылы Ж. Денуайте ең жаңа түзілімдерді жеке, реті бойынша төртінші немесе төрттік жүйеге біріктірді. Бұл жүйеге сәйкес келетін уақыт – *төрттік кезең* деп аталды. Таулар мен солтүстік аудандарды зерттеушілер көне мұзбасу ауқымына байланысты ”мұздық кезеңі” деген атауды ұсынды (Шимкер, 1837). Екі жылдан кейін Ч. Ляйель (1839) ең жаңа геологиялық кезеңді плейстоцен (грекше - ең жаңа) деп атады. *Ең жаңа*

кезеңнің басты оқиғасы – адамның жаралуы. Осыған байланысты А.П. Павлов 1922 жылы оны – *антропозой* деп атады, бұл атау кейінірек *антропоген* болып өзгерді. Осы аталған төрт терминнің ішінде қазіргі кезде қабылданғаны төрттік кезең (жүйе).

Төрттік дәуірін халықаралық ассоциация (қысқаша ИНКВА) зерттейді, сондай-ақ, Ғылым Академиялары жанынан төрттік дәуірін зерттеуге арнайы Комиссиялар құрылған.

Бақылау сұрақтары:

1. Төрттік дәуірінде солтүстік жартышарда орын алған табиғи құбылыстар?
2. Континенттік түзілімдердің таралуы және оларды зерттеу әдістері?
3. Төрттік дәуірінде тіршілік дамуының ерекшеліктері қандай?
4. Төрттік дәуірінің қазіргі жіктелімі?
5. Төрттік дәуірінің тектоникалық фазалары?

16. ТӨРТТІК ТҮЗІЛІМДЕРІНІҢ ГЕНЕТИКАЛЫҚ ЖІКТЕЛІМІ

16.1. Жалпы мәлімет

Төрттік түзілімдері генетикалық жіктелімінің теориялық негізін әзірлеу – А.П. Павлов есімімен байланысты. 1930 жылдары генетикалық жіктеме мәселелерін шешу негізінен КСРО Еуропалық бөлігі төрттік түзілімдерінің 1:2 500 000 масштабты жалпыланған карталарына және 1:1 500 000 масштабты Еуропаның халықаралық картасына легенда (шартбелгілер) жасаумен байланысты болған. Бұл мәселелердің дамуына Н.И. Николаев (1946), С.А. Шанцер (1948, 1966, 1980), С.А. Яковлев (1954), С.В. Эпштейн (1971) және басқа ғалымдар үлкен ықпал етті.

Төрттік түзілімдерінің генетикалық жіктелімі бойынша көптеген материалдарды зерттеу негізінде ВСЕГЕИ ғалымдары (1982) жіктеменің жаңа нұсқасын ұсынған (*16.1-кесте*). Ол Н.И. Николаев, С.А. Яковлев және Е.В. Шанцер жариялаған жалпы жіктемелімді, сондай-ақ Ю.А. Лаврушкиннің мореналар, В.И. Елисеевтің пролювий, Л.Н. Ботвинкинаның жанартаулық түзілімдер туралы жекелеген жіктелімдерін қамтиды.

Бұл ұсынылған төрттік түзілімдердің генетикалық жіктемеліміне таксондық бірліктердің мынадай жеті рангі кіреді: 1) топ; 2) класс; 3) генетикалық қатар; 4) генетикалық тип; 5) генетикалық типше; 6) фациялар тобы; 7) фация.

Континенттік түзілімдер тобы 4 класқа (гипергендік, седиментогендік, биогендік және вулканогендік), 8 генетикалық қатарға, 23 генетикалық типке, 42 типшеге, 102 фациялар тобі мен 90 фацияға жіктеледі.

Теңіз түзілімдерінің тобы 5 класқа, 3 генетикалық қатарға, 12 генетикалық типке, 10 типшеге және 22 фациялар тобы мен 16 фацияға бөлінеді. Континенттік жаралымдармен салыстырғанда, теңіз түзілімдерінің жіктелімі олардың жеткіліксіз зерттелуіне орай толық емес және түбегейлі жасалмаған. Сонымен қатар, бұл континенттік түзілімдерді генетикалық бөліктемелеуге негіз болатын критерийлерді толығымен пайдалануға мүмкін еместігіне де байланысты [9].

2.2. Элювийлік қатар жаралымдары

Элювий (латынша *eluvio* – жуу) – морудың әртүрлі өнімдері. Оның төменгі жағы механикалық жылжуға ұшырамайды. Бастапқы таужыныстардың бұзылмаған қаңқасының болуы – элювийде қалдық құрылымдар мен бітімдердің сақталуына жағдай жасайды. Сонымен бірге мору өнімдері қалыптасқанда, заттардың хемогендік және механогендік жылжуы орын алады.

16.1-кесте

Төрттік түзілімдерінің генетикалық жіктелімі [14]

Класс	Генетикалық қатар	Генетикалық тип	Генетикалық типше
1	2	3	4
А тобы. Континенттік түзілімдер			
Гипергендік	Элювийлік	Элювийлік (элювий)	Механогендік Гипергендік Хемогендік
		Топырақтық (топырақ)	Биогендік
Седиментогендік	Гравитациялық	Коллювийлік (коллювий)	Домалама (дерупций) Сейсмодомалама (сейсмодерупций) Сусыма (десперсий) Десерпций
		Жылжымалық (деляпсий)	
		Солифлюкциялық (солифлюксий)	Жылдам солифлюкция (велофлюксий) Баяу солифлюкция (тардофлюксий) Конжелифлюксий Тропиктік солифлюксий Дефлюксий
		Селдік	Байланысқан сел Байланыспаған сел

16.1-кестенің жалғасы

1	2	3	4
Седи-ментогендік	Сулық	Аллювийлік (аллювий)	Жазық өзендерінің Тау өзендерінің Маусымдық құрғайтын өзендердің Мұздықтан қоректенетін өзендер (перигляциялық, гляциялық аллювий)
		Пролювийлік (пролювий)	Тұрақты ағысты өзендердің құрлықтық атыраулары Шығарынды конустар мен уақытша ағындар
		Делювийлік (делювий)	
		Көлдік (лимний)	Тұщы көлдер Минералды көлдер
		Жерасты суларының	Үңгір (спелеогендік) Қайнарлар (бұрқақтар)
	Мұздықтық	Мұздықтық (мореналар)	Мореналар
		Флювиогля-циялық	Мұздық ішілік (шеп-тен тыс) Мұздық маңылық (шеп алдылық)
		Мұздықтық-теңіздік	Айсбергтік (мұзтаулық) Суасты мореналары
	Ауалық (аэрал)	Эолдық	Суырылған (перфияциялық) Отырған (суперфляциялық)
		Атмосфералық (жауын)	
	Техногендік	Техногендік	Көмбе Шайылма Бөгеме Аралсапа

16.1-кестенің жалғасы

1	2	3	4
Биогендік Жанартау-текті	 Жанартаулық Жалған жанартаулық	Биогендік (органогендік) Экструзиялық Эффузиялық Эксплозиялық Батпақ жанартаулар	Фитогендік Зоогендік
Б тобы. Теңіз қайраң түзілімдері			
Гипергендік Седиментогендік	Суасты-гипергендік Суасты шөгінді	Қалдық Суасты-элювийлік Толқындық Тоқтау сулық Алаптық	Механогендік Биогендік Хемогендік Теңіз маңылық Жағалаулық Саяз сулық Мезгілдік лайланатын
		Гравитациялық (олистостромный) Ағыстық (флювийлік) Хемогендік	Тоспа
Биогендік		Биогендік	Зоогендік Фитогендік
Жанартау-текті	Жанартаулық	Экструзиялық Эффузиялық Эксплозиялық	
Жанартау-текті шөгінді			

Хемогендік жылжу – ерітінділер, жүзгіндер және коллоидтар арқылы жүрсе, ал механогендік жылжу – гравитациялық отырумен, термогумидтік (ісіну, қабару, кебірсу), гравитациялық-диффузиялық және аяздық-нивациялық (қарлық) қозғалумен байланысты. Бұл жағдай элювийдің

іріктелуіне және оның құрамында пайдалы компоненттердің шоғырлануына әкеледі.

Элювий қалыптасуының климаттық ерекшеліктеріне байланысты ол бірнеше генетикалық типшелерге бөлінеді: механогендік, гипергендік, хемогендік және биогендік (топырақтық).

Механогендік элювий. Қалыптасуы айтарлықтай дәрежедегі температуралық режим өзгерістерне байланысты бұл типше екі фациялар тобына бөлінеді: криогендік және термогендік. Біріншісі - аяздық мору процестерімен байланысты және құрлықтың жоғарғы ендік белдеулері мен биік таулы алқаптардың аридтік-криогендік жағдайларына тән. Криогендік элювийдің қалыңдығы шамалы (бірнеше метр), ол бір белдемдік құрылыммен және бастапқы таужыныстың минералдық құрамының аз өзгергендігімен сипатталады. Таужыныстар тек қана ұсатылып, нәтижесінде іріктелмеген шақпатасты-жақпартасты және қиыршық-шақпатасты шашылымдар қалыптасады (*аяздық-нивациялық фация*). Гумидтік-криогендік жағдайларда элювийдің жеткілікті ылғалдануынан немесе аса ылғалдануынан ол ұсақ түйірлі массаға айналады. Қату және жібу процестері кезінде ұсақ түйірлі массадағы сынықтардың қайта түзілуінен тік бағытта жолақтар түрінде әртүрлі өлшемді түйірлердің өзіндік іріктелуі білінеді. Олар жер бетінде таңдақтар, тас көпбұрыштарын, т.б. жасайды (*аяздық-солифлюкциялық фация*).

Термогендік элювий “инсоляциялық” мору процестерімен байланысты. Ол жеткіліксіз ылғалдылық пен негізінен нөлден төмен түспейтін температураның ауытқу амплитудасы біршама жағдайда қалыптасады. Элювийдің бұл түрбөлігі көпшілік жағдайда төменгі және ортаңғы ендіктердегі шөл және шөлейт алқаптарда байқалады. Элювий жаралымдар үшкір бұрышты сынықтардан тұрады, олардың өлшемі мен тығыздығы тереңдеген сайын арта береді. Термогендік элювийдің қалыңдығы 1-10 метрге дейін жетеді.

Гипергендік элювий. Элювийдің бұл түрі жеткілікті ылғалды және тұрақты оң температура (гипертермалық) жағдайындағы мору нәтижесінде қалыптасады. Мұндай жағдайларда гидратация, шаймалану, гидролиз және

тотығу процестері қарқынды білініп, бастапқы таужыныстар құрамын айтарлықтай өзгертеді. Бұл элювий тропик және субтропик алқаптарға тән. Қарқынды жүретін мору процестері түпкілікті таужыныстарды қамтығанда, олардың түрін өзгертіп, мору қыртысының заңдылық профилін (кескінін) жасайды. Түпкілікті таужыныстар монолиті біртіндеп жалған сынықты дезинтеграция (*сапролит фациясы*) белдеміне алмасады. Бұл процесс таужыныстар түзуші минералдардың саздыларға толық алмасып, әдетте мономиктілі құрамды саздану белдемінің (*литомарж фациясы*) жаралуына әкеледі. Сапролит пен литомарж элювий фацияларының диспергендік тобына жатады. Литомарж белдемінде таужыныстардың ары қарай өзгеруі – сазды минералдардың қирауына және нығыздалған алюминий-темірлі (*охра мен латерит фациялары*), сондай-ақ кремнийлі алюминий-темірлі (*кираса фациясы*) горизонттардың пайда болуына әкеледі. Гипергендік элювийдік жалпы қалыңдығы оншақты метр болады. Оның құрамы мен қалыңдығы нақты геологиялық жағдайға байланысты шағын ауқымда өзгереді.

Хемогендік элювий жер бетінде немесе оған жақын алқапта ылғалдық пен температураның ырғақты өзгеру жағдайында пайда болады. Бұл жағдайлар заттың тік, кейде бүйір бағыттарда қайта бөлініп, белгілі бір құрамды нығыздалған горизонттар түзілуіне әкеледі. Осындай иллювий-элювий жаралымдар аридтік және семиаридтік аудандарға ерекше тән. Құрамына қарай олардың арасында бөлінетін фациялар: *сор, калькрет* немесе *каличе* (әк жиналған горизонттар); *силькрет* (кремнезем жиналған горизонттар); *феррикет* (темір тотықтары мен гидрототықтары жиналған горизонттар).

Биогендік элювий дәлірек айтқанда, биохемогендік элювий қалыңдығы бірнеше метрге жететін әртүрлі топырақтардан тұрады. Топырақ пен элювийдің арақатнасы негізінен екі жағдаймен анықталады: олар бір-біріне сәйкес келеді немесе топырақ қабаты элювийді жауып жатады. Геологиялық зерттеулер жүргізгенде әдетте топырақ астындағы жаралымдарды да зерттеп, картаға түсіреді. Кейбір жағдайларда латериттік мору қыртысын топырақ профилі (кескіні) деп есептейді.

Элювий жаралымдарын диагностикалау қалдық құрылымдар мен бітімдердің нашар сақталуына немесе жоғалуына және бастапқы таужыныстармен тікелей байланысының анықталмауына орай қиындайды. Таужыныстардың кез келген механикалық жылжуы – оларды элювийге жатқызу мүмкіндігінен айырады.

Элювийдің қалыптасқан уақытын анықтау өте қиын. Жекелеген жаралымдардың абсолют жасы – радиокөміртек, термолюминесценттік, калий-аргон және басқа әдістермен, ал салыстырмалы жасы – корреляция әдісімен, көбінесе жастық шептер әдісімен анықталып, палеогеографиялық мәліметтер мен жалпы аймақтың геологиялық даму тарихы негізінде нақтыланады.

Биогендік элювий 3 фация тобына бөлінеді: полюстік топырақтар (арктика және тундра фациялары), бореалдық топырақтар (күлді, сұр және орман фациялары), субтропик-тропик топырақтары (сұр, қошқыл, қызыл және сары топырақ фациялары).

Элювий қатарына сан қилы пайдалы қазбалар шоғырланады: әртүрлі металдар мен бейметалдар шашылымдары, қошқыл теміртас, никельді охра-боксит, әртүрлі саз, құм, т.б.

16.3. Гравитациялық қатар түзілімдері

Гравитациялық (латынша *gravitas* – ауырлық) түзілімдер беткейлер мен олардың етектеріне түпкілікті таужыныстардың қираған өнімдері өздерінің салмағымен сырғып келіп қалыптасады. Олардың тасымалдануы мен аккумуляциясы – сынықты материалдың салмақ күші әсерінен өзінше жылжып кету нәтижесінде болады. Олар домалау, сырғу, сусу, пластикалық, ылғал немесе суға қаныққан массалардың флюидтік ағуы, тоң бетімен сырғанау, сондай-ақ температура алмасу ықпалынан сынықтардың өзгеруі түрінде білінеді. Гравитациялық қатар үш генетикалық типке бөлінеді: *коллювий, деляпсий* (жылжымалық) және *солифлюксий*.

Коллювий (лат. *colluvio* - жиналу) – салмақ күші ықпалымен беткей бойынша сырғыған мору өнімдері. Ол беткейлер мен олардың етектерінде жолақ түрінде опырылым және сырғу

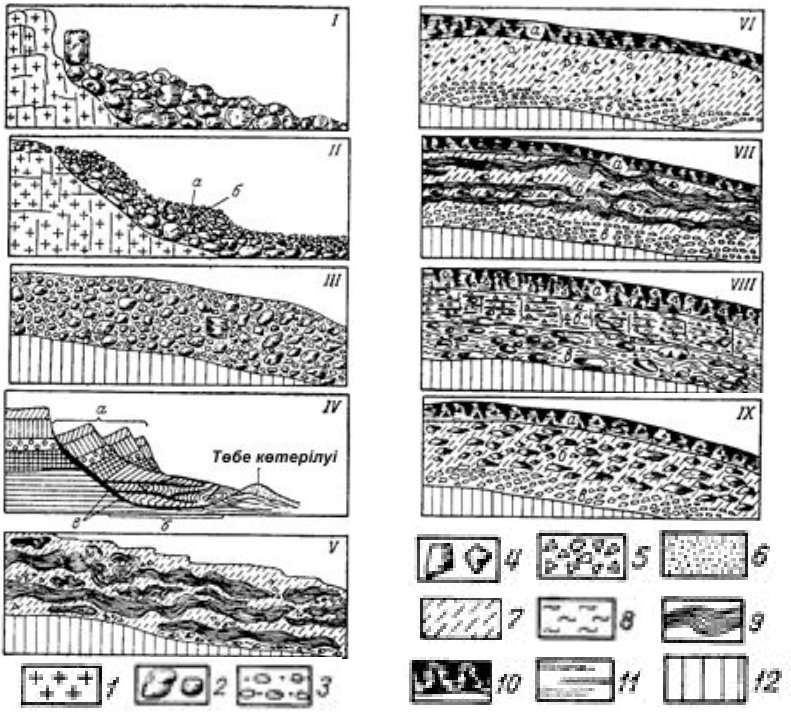
нәтижесінде жиналады. Коллювий мынадай типшелерге бөлінеді: домалама (дерупций), сейсмодомалама (сейсмодерупций), сусыма (десперсий) және десерпций. Олардың қозғалысы сынықтар көлемінің өзгеруіне байланысты.

Домалама коллювий (*дерупций*, лат. *deruptus* – қия) немесе қирау коллювийі – іріктелмеген ірі жақпартастар жиынтығы). Ол таужыныстардың тектоникалық беткейлерде, кальдералар, трогтар, шатқалдар мен карст воронкаларының қиялығы 35-43^0-тан асатын беткейлерінде қалыптасады (*16.1-сурет*). Беткейлердің денудациялық бөлігінде қирау нәтижесінде еңістігі 90^0-қа жететін жазықтықтар мен жұлыну қуыстары пайда болады.

Сейсмодомалама коллювий (сейсмодерупций) сейсмоактивті аудандарда, жарылымдар мен қия беткейлер маңында кездеседі. Оның қалыптасуы күшті сейсмикалық дүмпулерге байланысты. Сейсмодомалама түзілімдердің қалыңдығы 20-30 м.

Сусыма коллювий (десперсий, лат. *despero* - сусу) – құрамы, беткейді құрайтын таужыныстарға байланысты сусыма түзілімдер. Дерупцийден айырмашылығы – десперсий қимасында материалдың біршама іріктелгендігі, яғни ірілеу және ауырлау сынықтардың жолақтың төменгі жағына шоғырлануы мен олардың мөлшері мен өлшемі беткейдің жоғары жағында азаюы байқалады (*16.1-сурет, II*). Десперсийдің қалыптасуы 1 метрге дейінгі сынықтардың беткейден домалап, сырғыған кезде біршама ұсатылуына байланысты. Тастар құлауының максимал мөлшері жаңбырлы және қар еріген кезеңдерге сәйкес келеді. Сусыма коллювий негізінен тауларда, бейкейлер қиялығы 35-40^o-қа жеткенде қалыптасады. Жазықтар ауқымында бұл жаралымдар өзен немесе теңіз беткейлерінде ғана дамиды.

Десерпций (лат. *desero* - жылжу) – ретсіз үйілген, сынықтар арасы қуыс тасшақпа, дресва мен ұсақ (15-18 см-ден аспайтын) тасдөңбектерден тұрады. Сынықты материалдың қозғалысы температураның ықпалынан оның көлемінің өзгеруіне байланысты. Десерпций аридтік климат жағдайында еңістігі 3-15^o беткейлерде қалыптасады. Ол үшін мору нәтижесінде негізінен еритін және ірі тасшақпалы материал беретін белгілі бір құрамды түпкілікті таужыныстар болу керек.



16.1-сурет. Гравитациялар қатар түзілімдерінің сұлбалық қималары: *I-домалама коллювий (дерупций); II-сусыма коллювий (десперсий) және оның фациялары: а-сусыманың жоғарғы бөлігі, б-сусыманың төмегі бөлігі; III-десерпций; IV-сырғыма жаралымдар (деляпсий) және олардың фациялары: а-сырғыманың делясийлік бөлігі, б-детрузиялық бөлігі, в-брекчиялану белдемі; V-жылдам солифлюкции (велофлюксий); VII-баяу солифлюкции (тардофлюксий) және олардың фациялары: а-тыстың жоғарғы бөлігі, б-тыстың орта бөлігі, в-қайырлар; VII-конжелифлюксий және оның фациялары: а-тыстың жоғарғы бөлігі, б-тыстың орта бөлігі, в-қайырлар; VIII-тропиктік солифлюксий және оның фациялары: а-тыстың жоғарғы жағындағы топырақты-құрылымды,б-тыстың орта бөлігіндегі ламинар ағысты, в-тыстың төменгі жағындағы; IX-дефлюксий және оның фациялары: а-тыстың жоғарғы бөлігі, б-тыстың орта бөлігі, в-қайырлар. 1-гранит; 2-тасдөңбектер; 3-тасмалта, гравий; 4-шойтас; 5-тасқыршық, тасшақпа; 6-құм; 7-саздақ, құмдақ, құмайт; 8-саз; 9-ұйық шөгінді; 10-гумусты түзілімдер, топырақ;11-мақтатастылық; 12-беткейлерді құрайтын түпкілікті таужыныстар*

Деляпсий (лат. *delabi* - сырғу) немесе жылжыма түзілімдер – көлемі ондаған $м^3$ және үлкен таужыныс блоктарының еңістігі 15-35^o беткейлерден ойыс бет жасай жұлынып түсіп, ығысуы нәтижесінде қалыптасады. Белоктар қозғалуының себебі – үйкеліс күшінің жұлыну беттерінің жерасты суларымен сулануы нәтижесінде бұзылуы. Қозғалыстың басталуы – ылғалмен қанықкан таужыныс массасы мен пластикалылығының артуымен, сондай-ақ оның үстіне әртүрлі коммуникацияларды тұрғызғанда жүктеменің артуына байланысты.

Жылжыма түзілімдер үш фацияға: жылжыманың жоғарғы (делясийлік) және төменгі (детрузийлік) бөліктеріне, сонымен бірге брекчиялану белдемінің түзілімдеріне бөлінеді (*16.1-сурет, IV*).

Солифлюкциялық түзілімдер (солюфлюксий) – лат. *solum* – топырақ, грунт; *fluxus* - ағу). Олар еңістігі 35^o-тан аз, шөп басқан беткейлер сынықты материалы аса ылғалдануы нәтижесінде сырғуынан орын алады. Қозғалыстың қарқындылығы негізінен сынықты тыстың сипатына және ылғалдылық дәрежесіне байланысты. Жылы және салқын солифлюкция түзілімдері ажыратылады. Салқын, түріне жылдам, баяу солифлюкциялар мен конжелифлюкций генетикалық типшелері кіреді. Жалпы алғанда, олардың қалыптасуы – грунттың қату мен жібу кезеңділігінің алмасуына байланысты.

Жылдам солифлюкция (велофлюксий, лат. *velos* - жылдам; *fluxus* - ағу) түзілімдері көпжылдық тоң және маусымдық жібу алқаптарында грунттың сұйық консистенцияға ауысу жағдайында пайда болады. Велофлюксий құрамының 50%-тен астамы түйірлерінің өлшемі 1мм-ге жетпейтін (ұйықты, сазды, саздақ, құмайт және құмды фракциялар) сынықты материалдан тұрады. Ірі сынықтар әдетте тыстың төменгі жағына орналасады.

Баяу солифлюкция (тардофлюксий, лат. *tardos* – баяу; *fluxus* – ағу) тұтқыр консистенциялы грунт пен оның қату-еру алмасуынан (маусымды немесе қысқа мерзімді) пайда болады. Оның құрамы жылдам солифлюкция түзілімдерімен салыстырғанда біршама жақсы іріктелген материалдан тұрады.

Бұл түзілімдер үш фацияға ажыратылады: тыстың жоғарғы бөлігі, топырақ қабаты; тыстың орта бөлігі; қайырлар.

Конжелифлюксий (французша *condelation* – қату; лат. *fluvius* – ағын) еріген және қатқан таужыныс жапсарында сырғу жағдайында қалыптасады. Бұл жапсарда грунт тұтқыр консистенция күйде, ал оның үстіндегі грунт – тұтқыр пластикалы болады (*16.1-сурет, VII*). Қарастырылған түзілімдер көпжылдық тоң жағдайында, таулы аудандарда және беткейлерінің еңістігі $10\text{-}30^0$ жазық тауларда қалыптасады. Олар тас теңіздер мен өзендер – құрымдар жасайды.

Жылы солифлюция түзілімдер тобы тропиктік солифлюксий мен дефлюксий типшелеріне бөлінеді.

Тропиктік солифлюксий тұтқыр консистенциялы грунт массасының қозғалысы нәтижесінде кебу мен суланудың алмасуы жағдайында қалыптасады. Оның құрамында үш фация бөлінеді (*16.1-сурет, VIII*). Тропиктік солифлюксий түзілімдері еңістігі 20-25-тен $3\text{-}10^0$ аралығындағы беткейлерде қалыптасады.

Дефлюксий (лат. *defluxi* – ағып келу) – тұтқыр консистенциялы грунта массасының қарқынды ылғалдану жағдайында беткейден салмақ күші ықпалымен қозғалу процесінде қалыптасатын түзілімдер. Олар үш фацияға жіктеледі (*16.1-сурет, IX*). Бұл түзілімдердің қозғалу жылдамдығы жылына миллиметр бөліктерін құрап, ылғалдығы артуына арта түседі. Дефлюксий гумидтік климат жағдайында еңістігі шамалы жазықтар мен жазық тауларда қалыптасады, таулы аудандарда беткейлердің етегінде кездеседі. Ол еңістігі 8-10-нан 35^o-қа дейінгі беткейлерге тән.

Биік таулар мен перигляциялық белдемдерде *тасты глетчер* түзілімдері кеңінен таралған. Олардың пішіндері мен өлшемі әртүрлі. Көпшілік жағдайда олар мұздықтардың жиегінде орналасады. Тасты глетчерлер алдыңғы жағы мен бүйірлерінде кертпештермен шектеледі. Шептік кертпешінің табиғи жақтау қиялығы $35\text{-}40^o$, биіктігі ондаған метр (кейде 100 метрден асады) болады. Тасты глетчерлердің жылжу жылдамдығы кең ауқымда өзгеріп, 4-5 м/жыл шамасына жетеді.

16.4. Сел түзілімдері

Бұл түзілімдер – сел тасқындары қалыптастырған континенттік шөгінді жаралымдар. *Сел тасқындары* деп – кенет пайда болатын, құрамында көп мөлшерде қатты материал бар

қысқа мерзімді тау арналарындағы тасқындарды атайды. Олардың ағу жылдамдығы өте жоғары және қиратушы күші жойқын. Сел мен кәдімгі су тасқындарының шекарасы тасқында 1 $м^3$ суда 100-150 кг мөлшерінде қатты фаза болуымен анықталады.

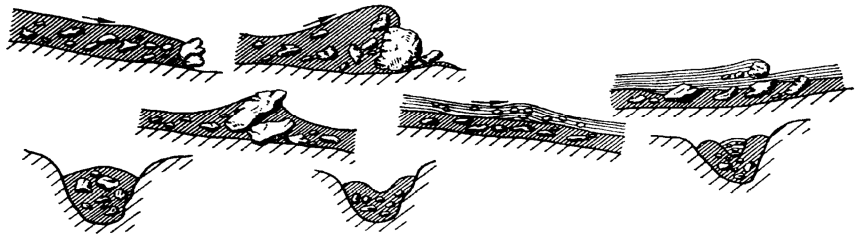
Селдің тасымалдаушы күші өте жоғары: шағын сел шығаратын материалдың көлемі 10 мың $м^3$, апатты селде – 1 млн $м^3$-ден асады. Сел барлық климаттық белдемдердегі тауларда байқалады. Сел тасқындары өте күрделі және осы уақытқа дейін жеткіліксіз зерттелген экзогендік процестерге жатады.

Сел жаралымдарының арасында екі генетикалық типше бөлінеді: байланысқан сел және байланыспаған сел.

Байланысқан сел түзілімдері. Бұл түзілімдердің сел массасы қатты бөлшектер мен судан тұрады, оларды майда дисперсиялы тұтқырғыш байланыстырады. Бұл тасқында бос су болмайтындықтан барлық масса фазаларға бөлінбей, тұтастай гравитациялық қозғалысқа келеді. Ол ламинарлық немесе турбуленттік режимде қозғалады (*16.2, 16.3-суреттер*).



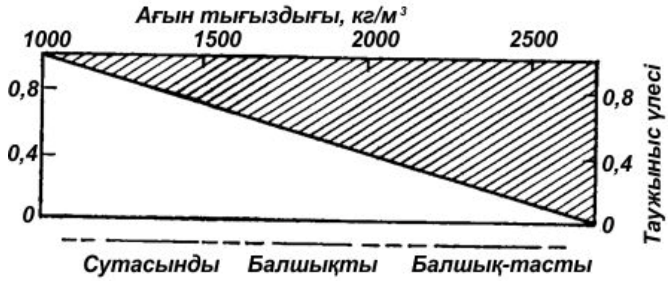
16.2-сурет. Сел тасқындарының құрылымдық-реологиялық моделдері (С.М. Флейшман бойынша). *Тасқындар: а-байланысқан сел; б-байланыспаған сел; в-байланысқан тасты-балшықты*



16.3-сурет. Сел тасқындарындағы ірі сынықтар қозғалысы (Демонце бойынша, 1891)

Байланысқан сел таудан ашық кеңістікке шығысымен жайылып кетпей, тау арнасында қалыптасқан тасқын түрінде және бастапқы ені ауқымында қозғалысын жалғастырады. Тоқтаған соң ол тіл, таспа, алаң, кейде 60-70^{o} қия беткейлермен шектелген денелер түрінде қатып қалады. Байланысқан сел түзілімдерінің қималарындағы сынықты материал іріктелусіз және бағдарланбай орналасады. Сынықтар сел қозғалған кездегі жағдайында қалады. Байланысқан сел тасқындарының ішінде заттық құрамы бойынша екі фация бөлінеді: балшықты; балшықты-тасты сел.

Бірінші фация тығыз лай тасқындарымен байланысты болса, ал екінші фация - өлшемі 8-10 м болатын таужыныс сынықтарын тасымалдауға қабілетті өте тығыз сазды-тасты сел тасқындарынан тұрады. Сел тасқындары типтерінің шектік тығыздығының мәні *16.4-суретте* көрсетілген.



16.4-сурет. Сел тасқындары типтеріндегі су мен таужыныстың, сел массасы тығыздығы мен сапалық көрсеткіштері арасындағы өзара байланыс (Ю.Б. Виноградов бойынша)

Байланыспаған сел түзілімдері. Олардың құрамындағы сұйық бөлік - су бос күйде болғандықтан, қатты сынықты фазаны тасымалдайтын орта міндетін атқарады. Бұл процесс физикалық тұрғыдан алғанда, турбуленттік режимде қозғалатын су тасқыны сияқты. Байланыспаған селдің су тасқынынан айырмасы, оның құрамында қатты фаза көп мөлшерде болады. Байланыспаған сел аккумуляциясының өзіндік пішіні – дөңес, еңістік бұрышы 2-5-тен 8-12^{o} болатын шығарынды конус. Бұл түзілімдер пролювийден нашар іріктелген және сынықты материалдың жұмырланған әрі ірілігімен ажыратылады.

Түйірөлшемдік құрамы бойынша байланыспаған сел түзілімдері екі фацияға бөлінеді: сулы-тасты; балшықты-тасты (*16.2-сурет, а, б*).

Сел түзілімдері шөккен соң оның құрамындағы сумен бірге ұсақ түйірлер жартылай немесе толығымен шайылып, нәтижесінде орнында негізінен зор сынықты материал қалады.

16.5. Сулық қатар түзілімдері

Аллювий түзілімдер. Аллювий (лат. *alluvio* - тасынды, шайылым) өзен аңғарларында тұрақты немесе уақытша ағындар, негізінен су тасқындары қалыптастыратын түзілімдер. Ол төрт негізгі типшеге бөліктенеді: жазық өзендері, тау өзендері, маусымдық құрғайтын өзендер және мұздықтардан қоректенетін жазық өзендері (перигляциялық аллювий, гляциоаллювий).

Жазық өзендерінің аллювийі. Бұл типше арасалмағы әртүрлі болып келетін арналық, жайылмалық және қобылық фациялар тобынан тұрады. Арналық аллювий өзен түбінің қайраңдарын, аралдарды, қайырларды толтырады. Ол жақсы шаймаланған, ырғақты іріктелген және ірі қиғаш қабаттылықпен сипатталады. Қимада оның түйірөлшемдік құрамы төменгі жағында ірі, ал жоғарғы жағында ұсақтау түйірлерден тұрады. Жайылыма аллювийі жайылған судағы жүзгіндердің тұну процесінде пайда болады, оның құрамы құмайт-саздақ және негізінен көлбеу қабаттылықты болып келеді. Жайылыма аллювийінде кейде аллювийлік топырақтың жұқа қабаттары кездеседі, ол жайылымның мезгіл-мезгіл құрғауын көрсетеді. Қобы аллювийі өзендердің тұйықталған арналарында (қобыларында) қалыптасады. Өздерінің ерекшеліктері бойынша олар көл түзілімдеріне жақын. Оның құрамында құмайт, саз, кейде органикалық заттарға бай майда түйірлі құм басым болады.

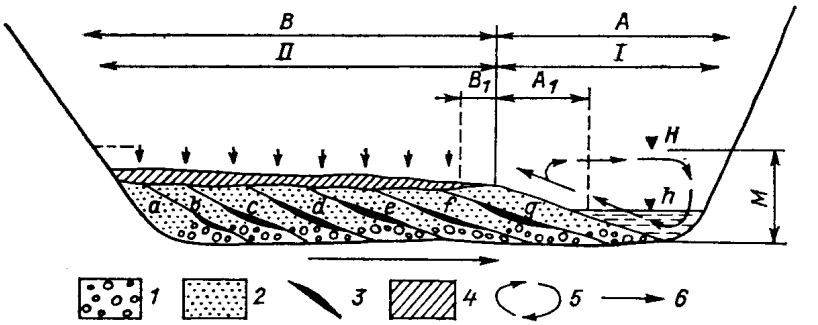
Е.В. Шанцер жазық өзендерінің аллювийі құрамында мынадай фацияларды бөледі: ағындық, арна маңы қайраңы, құламалар, перловий; жайылмалық аллювий ішінде – бастапқы арна маңы белестері, үстілік белестер, таспалы, бочаг және ойдымдар, линза тәрізді – қабаттасқан саздақтар мен құмайттар, жасырын қабатты құмайт пен саздақтар, жайылма топырақтар, тағы басқа фациялар.

Тау өзендерінің аллювийі. Оның құрамындағы фациялар үш топқа бөлінеді: жайылма, арна және бөгет. Тауларда арна аллювийі басым, ол арна типіне байланысты мынадай он фацияға жіктеледі: саяздық, бөгеттік, ағындық, жағалық, бүйірлік, жылымдық, аспалық, аралдық, қайырлық және шайылымдық. Жаймалық фациялар тобы өте аз кездеседі, олар бес фацияға бөлінеді: арна маңы белестерінің, жайлма арналарының, жайылманың өзен маңы белдемінің, жайылманың ішкі белдемдері мен маусымдық ұйыққа толатын төмендеулер. Бөгеттік фациялар тобында екі: бөгемелік және табиғи қалқандар фациясы бар.

Мұздықтардан қоректенетін жазық өзендер аллювийі (перигляциялық, гляциоаллювий). Оның қалыптасуы мұзбасу замандарында перигляциялық белдердің төмен температура, аридтік климат пен көпжылдық тоңбасу жағдайында орын алған. Бұл жағдайлар өзендердегі қатты материал мөлшерінің артуына әкеледі.

Тектоникалық режим мен климаттық жағдайларға байланысты аллювий аккумуляциясы (жиналуы) үш динамикалық фазаға ажыратылады: перстративтік (қайта түзілетін), констративтік (жабатын) және инстративтік (төселетін). Осыған орай перстративтік, констративтік және инстративтік аллювий болып бөлінеді.

Перстративтік аллювий өзен аңғарының бойлама профилі біршама тепе-теңдікке келген және арнаның аңғар табаны бойынша ұзақ уақыт шарлаған жағдайында қалыптасады. Бұл – бұрын жиналған материалдың қайта шайылуы мен түзілуіне әкеледі. Перстративтік аллювий құрылысына қимасының астыңғы жағында арналық түзілімдер (қиғаш қабаттылықты құм, гравий, малтатас), ал қима бойынша жоғары қарай олардың ұсақ түйірлі шөгінділерге алмасуы тән. Перстративтік аллювийдің басты ерекшеліктері – латераль (көлбеу) бағытта жастау қабаттардың көнелеу қабаттар үстіне арна жылыстаған бағытта жантая орналасуы, яғни қабатталудың тік бағытта емес, латераль бағыттағы стратиграфиялық реттілігі (*16.5-сурет*). Перстративтік аллювийдің қалыңдығы (өзен түбінен жайылманы ұйыққа толтыратын көтерілген су деңгейіне дейін) 10-15-тен 30 м-ге дейін жетеді.



16.5-сурет. Аллювий аккумуляциясы перстративтік фазасының сұлбасы (В.Е. Шанцер бойынша).

А-арна ($А_1$-арналық қайраң); В-жайылма ($В_1$-арна маңы белесі); Н-көтерілген су деңгейі; h-төмендеу деңгейі; М-аллювийдің нормал қалыңдығы; I-көлденең айналымды ағын әкелген тасындылардың шаймалану белдемі; II-жүзгін тасындылардың шөгу белдемі; а-д-арна аллювийінің ретімен тұнатын қабаттары; 1-3-арна аллювийі (1-ірі түйірлі құм, гравий және малтатас, 2-ұсақ және майда түйірлі құм, 3-ұйықталу қабаттары); 4-жайылма аллювийі; 5-арнадағы көлденең айналымды ағыстар; 6-арна қолатының аллювий жиналу барысында жылыстау бағыты

Констративтік аллювий тектоникалық төмендеу жағдайында аңғарды сынықты материалға толтыру нәтижесінде қалыптасады. Бұл жасы әртүрлі арна аллювийінің қалың қатқабаты. Қабаттар нормал стратиграфиялық реттілікте бір-біріне ретімен жатып, шайылу беттерімен ажыратылады.

Инстративтік аллювий қия көлдең профильді және қарқынды түптік эрозия жүретін тау өзендерінің түбіне төселеді.

Аллювий түзілімдері халық шаруашылғында құрылыс индустриясының шикізат көзі, балласт материал ретінде кеңінен пайдаланылады. Аллювий көптеген рудалы және бейрудалы пайдалы қазбалардың, жерасты суларының коллекторы (жинаушысы) болып табылады. Аллювий топырақтары құнарлы келеді.

Пролювий түзілімдері. Пролювий (лат. *proluo* - шаямын, ағызып әкетемін) терминін алғаш А.П. Павлов (1903) айрықша генетикалық типке жатқызып, оны “тау аңғарларынан

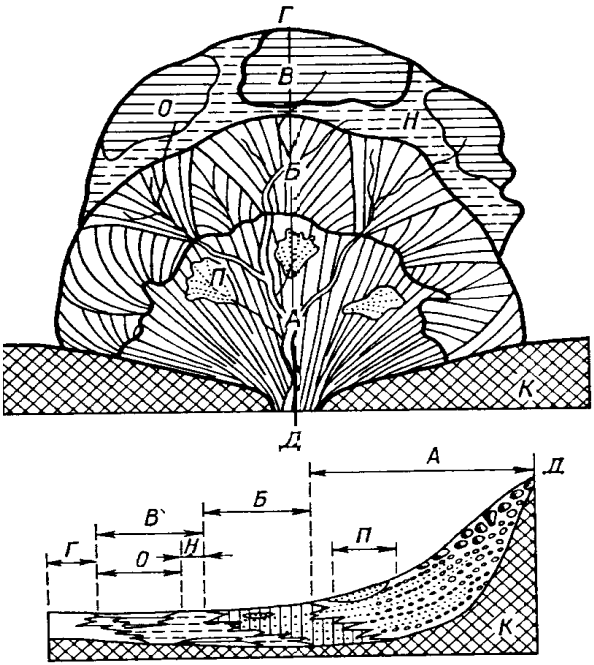
тасқындар мерзімдік құйылымдар ретінде шығарып, жызық бойынша жаятын минералдық материал түзілімдері" – деп анықтаған. Қазіргі кезде пролювийді кең мағынада – континенттік атыраудағы, шығарынды конустар мен тау етегіндегі жолақтардағы түзілімдер комплексі ретінде қабылдайды.

Пролювий түзілімдері жауын-шашынның жылдық орташа мөлшері 150-300 мм, аридтік және семиаридтік алқаптардағы тау етектерінде кеңінен дамыған. Тау аңғарларынан шыққан тасқындар ұсақ ағындарға бөлініп, буланып, сіңу нәтижесінде судан жылдам арылып, өздері әкелген сынықты материалды шығарынды конус немесе тау бөктерлік жолақтар түрінде түзеді. Тау бөктеріндегі пролювий белдеулерінің ені ондаған, жүздеген, ал ұзындығы – мыңдаған километрге жетеді. Моласса қатқабаттарының негізгі компоненті саналатын пролювийдің қалыңдығы ондаған, жүздеген, кейде мыңдаған метрге жетеді.

Пролювийлік бедер пішіндері планда шөгінділердің механикалық және фациялық радиал дифференциялануына орай концентрлік белдемділікті құрылыс ерекшеліктерімен сипатталады (*16.6-сурет*). Пролювий түзілімдері өзара тығыз байланысты және бір-біріне өте беретін екі: тұрақты ағысты өзендердің континенттік (құрлықтық) атыраулары пролювийі мен уақытша су ағындарының шығарынды конустарының пролювийі типшелеріне жіктеледі.

Пролювий түзілімдерімен құрылыс материалдарының, керамикалық шикізат, шашылымдар мен жерасты суларының кенорындары байланысты.

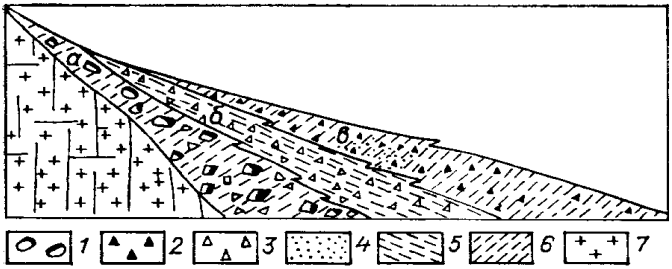
Делювий түзілімдері. А.П.Павловтың (1890) анықтамасы бойынша, пролювий (лат. *deluo* - шаямын) – мору өнімдерінің майда су сорғаламалары шайып апарып түзген, жаңбыр суы мен қар жабыны ерігенде жаралған түзілімдер. Беткейлер қиялығы әдетте 2-4 пен 10-12^0-ты құрайды. Бұл майда сорғаламалар – тереңдігі 2-3 пен 10-25 см-ге дейінгі кішкентай су ағындары. Нөсер жаңбыр кезінде олар бедердің бейтегістігіне байланысты бір-бірімен қосылып не қайта ажырап, ірі ағындардың тарамдалуына әкеледі. Сорғаламалардың әрекеті нәтижесінде беткейлер мен олардың етектерінде эрозиялық ұсақ атыздар тарабы – *делль* қалыптасады. Жырымдалған беткейлерде ағыстар ұлғайып, атыздар терең жыралар мен орларға айналады.



16.6-сурет. Тұрақты ағысты өзендердің құрлықтық атыраулары құрылысының сұлбасы (план және ДЕ сызығы бойынша радиал қима, Е.В. Шанцер бойынша).

А-ағындық фациялардан тұратын төбелік белдем (П-сағалық шығарынды құмайттар мен саздақтар – бүйірлік ұсақ қолтықтар); Б-желпуіштік фациялар жиылымының ортаңғы белдемі; В-тоспа су фациялары дамыған шеткі белдем (О-көл тәрізді жайылымдар түзілімі; Н-батпақ-сор түзілімдері); Г-тау бөктері жазығындағы бейпролювий түзілімдер; К-түптік және тау беткейлеріндегі таужыныстар

Бұл түзілімдер беткейлерде тыс түрінде жиналып, олардың қалыңдығы етекке қарай ұлғайып барып, қалың жолақтар құрайды (16.7-сурет). Түптік таужыныстардың құрамына байланысты беткеймен төмен қарай делювий шағыл, қиыршық, құмнан – лёс тәрізді саздақ пен сазға дейін өзгереді. Делювий жаралуға ең қолайлы жағдайлар семиаридтік климатты алқаптарда туындайды.



16.7-сурет. Делювий жолағы түзілімдерінің сұлбалық қимасы. *Фациялар: а-жолақтың жоғарғы шекарасындағы төбе маңы белдеміндегі аккумуляция; б-жолақтың төбе маңы белдемі; в-жолақтың шеткейлік бөлігі. 1-шойтас; 2-қиыршық; 3-шағыл; 4-құм; 5-саздақ; 6-құмайт; 7-гранит*

Көл түзілімдері қозғалысы шамалы немесе тоқтау сулы көл алаптарында жаралады. Олар механикалық, химиялық және органикалық жаралымдар түрінде түзіліп, әдетте айқын білінетін көлбеу қабаттылыққа ие болады. Ірі көлдерде литологиялық құрамның ауысымында мынадай заңдылық байқалады: малтатастар мен құмдар – жағалаудағы саяз сулы белдемде, саздар, органогендік және хемогендік тұбалар – ішкі терең сулы бөлігінде түзіледі. Көл түзілімдері тұшы және минералдық болып екі типшеге бөлінеді.

Тұщы көлдер түзілімдері. Бұл типшеде фациялардың үш тобы бөлінеді: жағажайлық және жағалаулық түзілімдер (малтатас, орта және ұсақ түйірлі құм, құмайт) мен тереңсулық түзілімдер (негізінен саз). Плейстоцен мұзбасуының тереңдігі 20-30 м мұздық маңы өзендері белдемінде таспалы сардар түзілген. Олар майда құм және құмайт қабатшаларының дұрыс алмасып отыруымен сипатталады. Көл саздарында гумустық заттар мен әртүрлі органикалық қалдықтар кездеседі.

Тоқырау сушаралардағы көл түзілімдерінің өзіндік типі – сапропель (гиттия). Ол көкшіл-қоңыр түсті майлы масса коллоиды сияқты, кептіргеннен кейін құрамында 18-20 % су, 20-60 % минералдық бөлшектер мен 20-40 % органикалық заттар (өсімдік және жәндік организмдерінің ыдыраған өнімдері) кездеседі. Бұл түзілімдердің қалыңдығы 1-10 м, ал кейде 30 м-ден асады. Ныгыздалған сапропель бағалы химиялық шикізат саналып, *сапропелит* деп аталады.

Тұщы көлдер химиялық түзілімдері арасында көл мергелі (әксаз) мен темір рудалары (қалыңдығы 2-ден 10-15 см-ге жететін қошқыл теміртас жатындары) ажыратылады.

Көлдердің бақпақталуы нәтижесінде қияқ, құрақ пен қамыс шымтезектері жаралады. Көлдерді өсімдіктер басып кеткенде, бұл шымтезектер үстінде сфагналық және гипналық мүктер қалыптасады.

Минералды көлдер түзілімдері дала, шөлейт және шөл белдемдерде таралған. Тұзды көлдерде карбонаттар (сода), сульфаттар (ащы көлдер) және хлоридтер (тұзды көлдер) түзіледі. Тұзды көлдер дамуының бірінші сатысында табиғи тұздар тұнады (әдетте – қыста қату арқылы). Сульфатты көлдер – минералдық көлдер дамуының келесі сатысы. Жыл сайын күз бен қыста тұздық температурасы 0^0C және одан да төмен болғанда мирабилит немесе глаубер тұзы тұнады. Уақыт өте келе сульфатты көлдер біртіндеп хлоридті көлдерге ауысады. Жылдың ыстық кезінде қарқынды буланудан хлорлы натрий тұнбасы түзіледі. Мұндай жағдайда саяз сулы көлдер толығымен құрғап кетеді. Олардың орнында сор мен тұз жиылымы қалады. Хлориді көлдер саны көп емес. Көбінесе оларда тұздардың қазба жатындары кездеседі (Аққөл, Эльтон, Басқұншақ, т.б).

Жерасты суы түзілімдері. Олар жерасты суының жер бетіне шыққан кезде (қайнарлар) немесе үңгірлерде тасымалдаушы және аккумуляциялаушы әрекеті нәтижесінде қалыптасады.

Үңгір түзілімдері әртүрлі сауыс пішіндерден тұрады (сүңгі, қада, бағана, т.б.). Олардың құрамына негізінен көмірқышқыл кальций, сондай-ақ жерасты ағындары қалыптастыратын құрамы әртүрлі аллювий кіреді. Үңгір төбелері құлаған кезде оның табанына опырылымдық жаралымдар жиналады. Үңгірлерді ежелгі адамдар тұрақ еткен жағдайларда үңгір түзілімдерінің арасында мәдени қабаттар (ежелгі адамдардың құралдары), сүтқоректілердің сүйектері мен жаққан от қалдықтары байқалады.

Қайнарлар түзілімдері әдетте әктілі туфтардан-травертиналардан тұрады. Мұндай жеңіл кеуек таужыныстар әктің және суық қайнарлардың карбонат кальцийі тұнуы нәтижесінде пайда болады. Әкті туфтарда көбінесе әртүрлі

өсімдіктер мен жануарлар қалдықтарының таңбалары сақталады. Травертиналар кейде террасалар түрінде ірі үйінділер жасап, үлкен аудандарды қамтып, үлкен қалыңдықтарға жетеді.

16.6. Мұздықтық қатар түзілімдері

Бұл қатарға мұздықтармен және мұздық суларымен байланысты шөгінділер кіреді. Олар өзіндік мұздық (негізгі, абляциялық және шеткі мореналар), сулық-мұздықтық (флювиогляциялық, мұздықтық-көлдік) және мұздықтық-теңіздік түзілімдерге жіктеледі.

Жер бетіндегі мұзбасу негізгі екі типке – жабындық және таулық болып бөлінеді. "Мұздық телпектер" сияқты аралық пішіндер де бар. Олар үстірт тәрізді шыңдарды жапса, ал етек мұздықтары – тау мұздықтарының тау бөктеріндегі жазықтарға жылжып түсуінен пайда болады. Қайраңда жүзіп жүретін ерекше орынды иемденеді.

Таулардағы мұздықтар негізінен еңіс жер бойынша жылжыса, ал жабындық мұздықтар – қоректену орталығынан шетке қарай ағады, кейде олар еңіске кері бағытта да қозғалады. Қалыңдығы жеткіліксіз мұз жиналу қозғалмайтын "өлі" мұз алаңын жасайды.

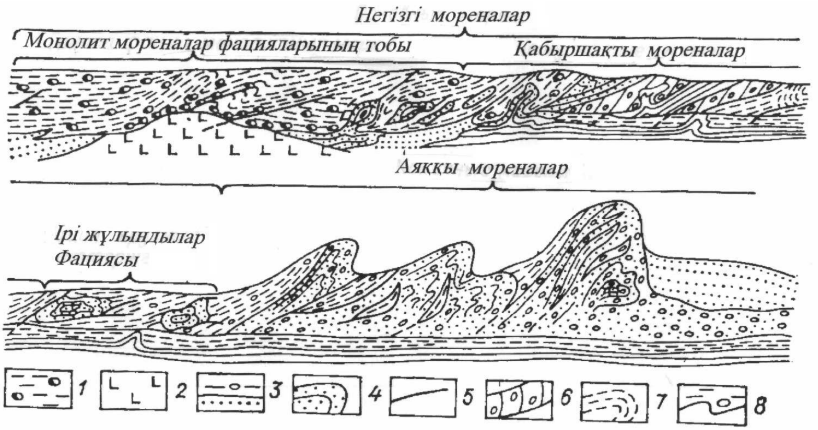
Мұздықтың қозғалуының негізгі үш типі бар, кейде олар біріге білінеді: бірінші тип - пластикалық ағу; екіншісі – ішкі беткейлермен қозғалу; үшінші тип – көрші мұз массаларының бүйірлік қысым әсерінен құжбандық сырғу.

Мұздық түзілімдері. Мұздықтардың табанындағы таужыныстарға әсер етуі (экзарация) нәтижесінде олардың төменгі бөлігі сынықты материалға қанығады. Табанындағы қопсық шөгінді таужыныстармен қозғалған мұздық – көптеген материалдарды біріктіреді, ал олардың түйірөлшемдік құрамы осы таужыныстардың құрамына байланысты. Мұздықтың базалық қабатындағы моренасы бар мұз біртіндеп қозғалыстағы мұзды морена массасына айналады.

Негізгі морена қозғалыстағы морена шөгіндіге айналып, негізгі моренаны құрайды (*16.8-сурет*). Негізгі морена тиістінше тұтас морена (пластикалық ағынды) және қабыршақ

морена (ішкі жарықтармен қозғалатын) типшелерге бөлінеді.Тұтас мореналар: плиталық, тақталанған, шомбал, қатпарлы және флютинг фацияларына жіктеледі. Қабыршақ мореналар: қабыршақты, қырлы, торлы-ұяшықты, ірі кесектелген фацияларға ажыратылады.

Абляциялық морена. Мұздықтар ерігенде оның үстіндегі және ішіндегі сынықты метериалдың бір бөлігі еріген сумен ағып шықса, ал қалған бөлігі біршама шайылған түрде шөгеді де негізгі морена үстіндегі тысты құрайды (перлювийлік фация). Мұндай жабын – қопсық бітімді, қалыңдығы аз және тұтас таралмайды. Ол әдетте құм-гравий-малтатас, таужыныстардан тұрады, мұнда ұсақ түйірлі, дөңбектасты қоспалар кездеседі.

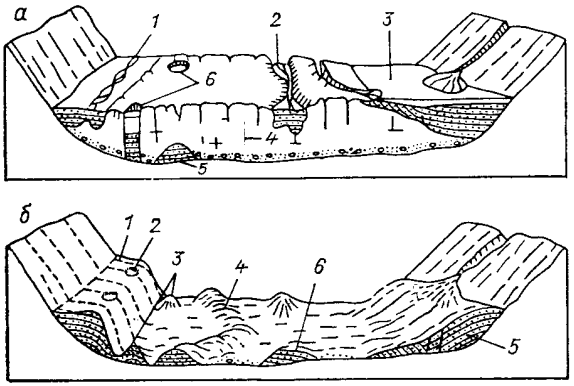


16.8-сурет. Негізгі және шеткі мореналар құрылысының принциптік сұлбасы (Ю.А. Лаврушин бойынша).
1-морена; 2-3-мұздық табандары (2-қатты таужыныстарда қазылған, 3-қопсық таужыныстардан жаралған); 4-гляциодиапирлер; 5-моренадағы бастырмалар; 6-мореналық қабыршақтар; 7-мұздық табанындағы таужыныстар қабыршығы, 8-сақталған бітімдер

Шеткі мореналар – мұздық шебінің алдында пайда болатын, қалың мұздықтық жаралымдар. Олар көбінесе бедерде айқын білінеді де, жазықтарда жүздеген километрге созылатын белдеу жасайды. Тау мұздықтарының шеткі мореналары *аяққы* және *бүйірлік (жағалық)* типшелерге бөлінеді. Жаралу тәсіліне

қарай сығылған, төселген және арынды фациялар тобын ажыратады. Олар көбінесе бірге кездеседі.

Флювиогляциялық түзілімдер. Еріген мұздық су ағындарында пайда болатын жаралымдар флювиогляциялық түзілімдері генетикалық типіне бірігеді. Олардың негізгі массасы мұздықтың қайту фазасында, яғни температураның көтерілуінен, мұздықтың жылдам еріп, су ағынының көбеюі мен оған абляциялық материалдың түсуі нәтижесінде қалыптасады. Осыған байланысты флювиогляциялық жаралымдардың пайда болуына қолайлы жағдай туады, ол мұздықтардың шеткей бөліктерінде жабындар мен өлі мұз алаңын жасайды (*16.9-сурет*).



16.9-сурет. Өлі мұз еруімен байланысты шөгінділер мен бедер пішіндерінің жаралуы (Р. Флинт бойынша).
а-сулық-мореналық түзілімдер жиналуы (1-маргинал ағын, 2-мұз үстіндегі ағын, 3-мұздық маңындағы көл, 4-өлі мұз, 5-мұз астындағы туннель, 6-мұздық үстіндегі көлдер); б-мұз ерігеннен кейін пайда болатын пішіндер (1-кам террасасы, 2-опырылған ойпаңдар, 3-лимнокам, 4-оз, 5-құлап түскен көл-мұздық түзілімдері, 6-флювиокам)

Бұл түзілімдер арасында мұздық ішілік (шептен тыс) және мұздық маңылық (шеп алдындағы) екі типшеге бөлінеді. Біріншісі – мұздық жабыны ауқымында қалыптасады және өзінің орналасуында көбінесе мұздың шеткі белдемінің динамикалық құрылысын мұралайды, ал екіншісі – активті мұз шекарасынан тыс жерде қалыптасып, оның ұзақ бойы стационар

жағдайда және шегіну сатысында болғанын білдіреді. Флювиогляциялық жаралымдар материалының көзі негізінен аляциялық морена мен құрамында морена бар мұз болады. Сондықтан олар минералдық және петрографиялық құрамы бойынша мореналарға жақын, бірақ моренадан айырмашылығы – олардың құрамында берік таужыныстар көп кездеседі. Флювиогляциялық жаралымдар әдетте морфологиялық принцип бойынша – өздері құрайтын бедер пішіндеріне байланысты жіктеледі.

Мұздықтық-көлдік түзілімдер. Мұздықтың даму және қайту процесінде айрықша сушаралар пайда болады, олардың жағалары толығымен немесе жартылай глетчер мұздардан тұрады. Мұздықтың ұлғаю фазасында мұндай өзендер мұздықтың шетінде бөгелген (аңғарларды толтырады). Еңістігі мұздыққа қарсы жазықтарда олар өте үлкен өлшемдерге жетеді. Мұздық маңындағы көлдер мұздық жабынының қайтуынан кейінгі ойпаңдарда: экзарациялық жыраларда, морена бедерлі қазаншұңқырларда, т.б. пайда болады.

Мұздық іші (шептен тыс) түзілімдеріне лимнокамдар мен шақырылымдар кіреді, олардың саздары – керамзит гравийін, ірі кераміка, кірпіштер жасауға пайдаланылады.

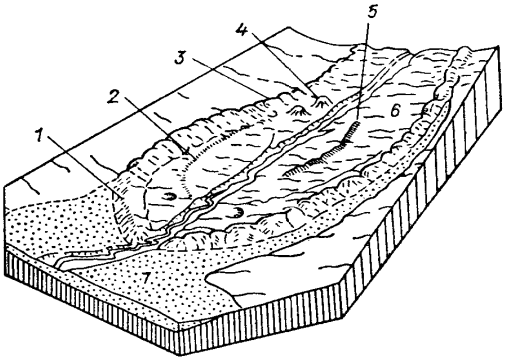
Мұздық маңы (шеп алды) жаралымдары – кам террасаларының түзілімдері (егер олар іркінді сушаларда қалыптасқан болса) және кең таралған таспалы түзілімдер (таспақабатты саздар, құмайттар мен құмдар). Таспалы түзілімдер қабаттылығы толқындық режимнің маусымдық ауытқуы мен абляциялық материал келуін білдіреді. Жазда ақшылдау және ірі түйірлі құрамды қалыңдау қабаттар түзілсе, ал қыста (мұздықтар астындағы тоқтау сулы көлдерде) – жұқа және үстіңгі жағынан күңгірт қабатшалармен шектелген саз бөлшектер түзіледі. Таспалар саны бойынша мұздықтық көлдің қанша уақыт "өмір сүргенін" білуге болады. Таспалы саздар түйірөлшемдік құрамына байланысты, кірпіш жасауға кеңінен пайдаланылады. Таспалы саздарда *иматра тастары* деп аталатын концентрлі–дискілі айрықша мергель конкрециялары (тасшемендері) кездеседі.

Мұздықтық-теңіздік түзілімдер. Олар мұздықтар мен мұздық жабындары теңізбен шектескен жағалауда аудандарында қалыптасады. Мұздықтық-теңіздік түзілімдер

арасында айсберг түзілімдері мен суасты мореналары ажыратылады.

Таулы алқаптардағы мұздық түзілімдерінің ерекшеліктері. Тау мұздықтары түзілімдерінің таралуы мен литологиясы негізінен мұздықтың типіне байланысты. Аңғар мұздарының түзілімдері өте көп таралған және шеткілік (аяққы және жағалық), негізгі мореналардан тұрады (*16.10-сурет*). Торлама мұзбасу мореналарының таралуы шектеулі, оның қалыңдығы шамалы және сыныкты материалы экзотикалығымен сипатталады.

Тау мореналары жабындық мұздықтар мореналарымен салыстырғанда ірі заттық құраммен сипатталады. Оларда динамикалық бітімдер әдетте, нашар білінеді. Таулардағы еріген мұздық су ағындарының әрекетімен флювиогляциялық террасалар мен маргинал каналдардың (аңғар беткейлеріне параллель және түпкілікті таужыныстарды қазып орналасқан) қалыптасуына байланысты (*16.10-суретте*).

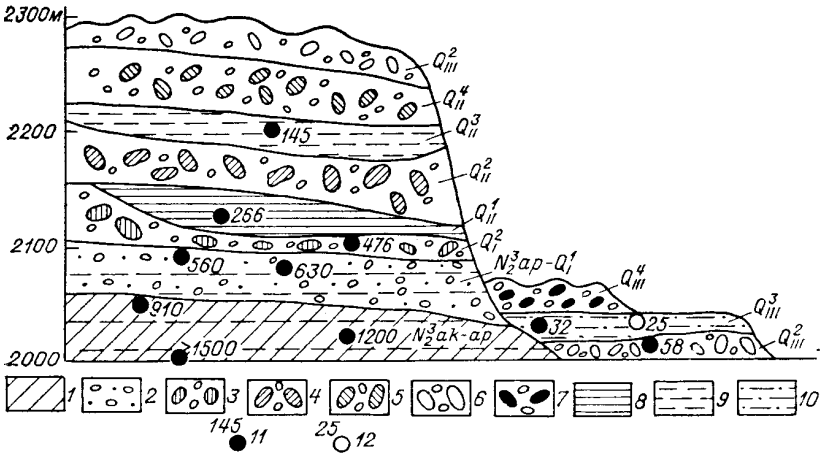


16.10-сурет. Аңғар тілінің шеткі белдеміндегі мұздық аккумуляциясы жаралымдарының сұлбасы (Р. Флинт бойынша).
1-аяққы морена; 2-кам террасалары; 3-жаға моренасы; 4-камдар; 5-оз; 6-негізгі морена; 7-аңғар зандры

Мұздық-көлдік түзілімдер мұздықтардың цунгтік (тілдік) және мұздық-бөгеттік алаптарында кішіреюі кездерінде қалыптасады. Цунгтік алаптарда таспа типті көлбеу қабаттылықты құмды-құмайтты материал түзіледі. Олардың құрамында моллюск жарғақтары, спора мен тозаң қалдықтары көп кездеседі. Сондықтан олар термолюминесценттік әдіспен

уақытты білудің жақсы нысаны бола алады. Мұздық-бөгеттік алаптар басты аңғарларды салалық аңғарлардан шыққан мұздықтар бітеп немесе салаларды басты аңғар мұздығы жауып қалғанда пайда болады. Олар өлшемдері мен тереңдігі үлкен (600-700 метрдей, кейде одан да терең), деңгейі тұрақсыз және көбінесе қысқа уақыт қана болғандығымен сипатталады. Олардағы шөгінділер құрамы құмнан тұрады.

Таулы алқаптардың көпшілігінде мұздықаралық замандарда мұздықтар толық ерімей, тек шегінген. Мұздық аралығындағы жаралымдар тауларда әдетте сулық-мұздықтық түзілімдерден тұрады. Олар аңғармен төмен қарай аллювий фацияларымен алмасады. Ерекше толық қима Таулы Алтайдағы Чаган өзенінде сақталған. Оның құамында бес мұздық және үш мұздықаралық горизонттар бар (*16.11-сурет*).



16.11-сурет. Таулы Алтайдың Чуй аңғарындағы Чаган тіректік қимасы (Б.А. Борисов бойынша).

1-2-түзілімдер: 1-ақшағыл-апшерон, 2-апшерон-төменгі плейстоцен; 3-7-мұзбасу мореналары: 3-бастапқы плейстоцен, 4-бірінші ортаплейстоцен, 5-екінші ортаплейстоцен, 6-бірінші соңғы плейстоцен, 7-екінші соңғы плейстоцен; 8-10-мұздықаралық көлдердің таспалы түзілімдері (8-бірінші ортаңғы плейстоцен, 9-екінші ортаңғы плейстоцен, 10-соңғы плейстоцен); 11-12-түзілімдер жасы, мың жыл: 11-термолюминесценттік әдіспен, 12-радиокөміртек әдісімен

16.7. Ауалық қатар түзілімдері

Аэрал (суаэрал) түзілімдерге атмосферадан қатты күйде жауатын шөгінділер жатады. Бұл үлкен парагенетикалық қатар түзілімдерінің ішінде екі: эолдық және атмосфералық (аэралық) генетикалық типке бөлінеді.

Эолдық түзілімдер. Олардың жаралуы желдің ұшыру, тасымалдау және аккумуляциялау әрекетімен байланысты. Олар суырылған (перфляциялық) және отырған (суперфляциялық) екі генетикалық типшеге бөлінеді.

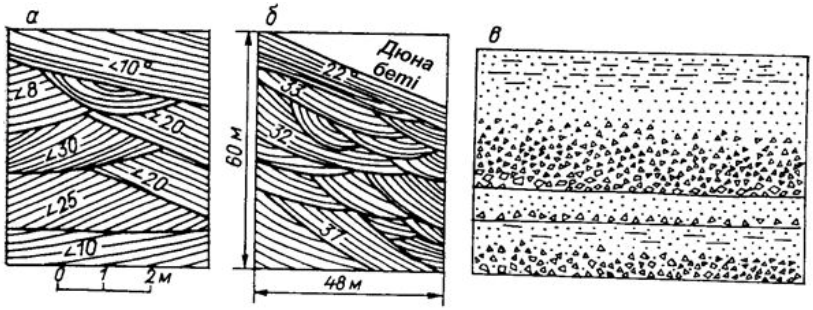
Суырылған (перфляциялық) түзілімдер негізінен тропиктік және субтропиктік белдемдердің аридтік және субаридтік алқаптарында, сонымен қатар, қоңыржай ендіктердегі өзен жағаларында, айдындарда, ежелгі перигляциялық аймақтарда таралған. Ірі құм шөлдері Орталық Азия аумағында орналасқан. Эолдық құмдар негізінен әртүрлі су түзілімдерін желдің суыруы нәтижесінде жаралған, ал кейде түпкілікті таужыныстар дефляциясы арқылы қалыптасады. Олардың қалыңдығы 10-15, ал кейде 100 метрге дейін жетеді. Желдің күшіне, тұрақтылығына немесе оның бағытының өзгергіштігіне, құмның мөлшеріне, субстраттың сипатына, өсімдік дамуына, т.б. факторларға байланысты эолдық аккумуляцияның сан қилы пішіндері: бастапқы құм жиынтықтары, үйінді құмдар, бархан тізбектері, құм қырқалары, дөңдер пайда болады. Олардың ішінде ең көп таралғаны – бархандар мен дөңдер. Негізінен оларды құрайтын құмдар, эолдық перфляциялық түзілімдердің бархан және дөң фацияларына жатады.

Қазба эолдық түзілімдердің диагностикалық жақсы белгісі жел көпжақтары, яғни жел ұшырған құм қашаған көпжақты сынықтар. Олардың беті коррозиялық микрокаверналармен, айғыздармен және ұяшықтармен жабылған. Эолдық құмдардың жасын анықтау өте қиын. Олардың төменгі шекарасы ретінде, бастапқы таужыныстардың жоғарғы қабатының жасы алынады.

Отырған (суперфляциялық) түзілімдер жабын – лёсс және жабын – күл фацияларына бөлінеді. Лёсс тозаңы жел күші азайғанда отырады. Бұл процеске тозаңдардағы ылғалдың конденсациялануы, яғни олардың жаңбыр тамшыларының қар ұшқындарымен бірге отыруы да ықпал етеді. Тозаң бөлшектер

күшті желмен 6000 км қашықтыққа дейін жетіп, 12 км биіктікке дейін көтеріледі. Эолдық лёсста, оның түйірөлшемдік құрамының біркелкі болуына байланысты, қабаттылық өте нашар білінеді.

Жабын-күл фациясын майда пирокласт шөгінділер – жанартау күлі мен жанартау тозаңы құрайды. Олар мыңдаған километр қашықтықтарға тасымалданып, құрғақ күйінде немесе суға шыланған балшық түрінде отырып, қалыңдығы әртүрлі жабындар жасайды. Күл түзілімдеріне қабаттылық тән, ол пирокласт материалдың бірнеше дүркін атқылануына байланысты. Әр атқылама өзіндік қабат түзеді, оның базалық бөлігі біршама ірі материалдан құралып, жоғары қарай майда материалға алмасады (*16.12-сурет*).



16.12-сурет. Аэрал түзілімдердегі қабаттылық мысалдары.
а-б-қиғаш қиылысқан эол құмдары: а-Қарақұм шөлінде (М.И. Колав бойынша), б-дөңдер (Е.Д. Мак-Ки бойынша); в-эолдық пирокласт түзілімдерінің ырғақты іріктелуі (Р.Шрок бойынша)

Атмосфералық түзілімдер. Оларға атмосферадан қатты күйде жауатын жауындар жатады. Бұл – негізінен қар, оның өзгеру процесі нәтижесінде фирн мен мұз қалыптасады. Олардың таралуы – географиялық және вертикаль белдемділікпен тікелей байланысты. Мұз (тығыздығы 0,917 г/см^3 қуыссыз мономинералдық біртұтас таужыныс) біртіндеп қозғалысқа келетін мұз массасы – мұздыққа айналады. Мұздықтар құрлықтың 16,1 млн км^2 ауданын (11% шамасында) алып жатыр.

Қазіргі тау мұздықтарының қалыңдығы 100-300 м. Ал, Федченко мұздығының қалыңдығы 1 километрдей. Жабын мұздықтарының қалыңдығы 4,3 километрге жетеді (Антарктидада). Мұздықтар құрылысы өте күрделі.

Маусымдық қабаттылықты мұздықтарды стратиграфиялық жіктеуді бітімі бұзылмаған мұз ашылымдарында немесе кернде жылдық таспаларды бөлу арқылы жүргізеді. Маусымдық қабаттылық қоңыржай және жылы ендіктердегі мұздықтардың қоректену алқаптарында анық білінеді. Жазғы және қысқы қабаттар мұздың құрылымы мен түсі бойынша ажыратылады (жазғы қабаттарда тозаң мөлшерінің көп болуына орай олар күңгірттеу келеді). Ал маусымдық қабаттар мен жылдық таспаларды анықтау үшін, споралық-тозаңдық әдісті кең қолданады.

16.8. Биогендік түзілімдер

Бұл генетикалық типке – өсімдіктердің (фитогендік шымтезектер) немесе жануарлардың (зоогендік – термитниктер, гуано, суыр қағындылары т.б.) тіршілік ортасына байланысты түзілімдер кіреді.

Норвегия шымтезектерін егжей-тегжейлі палеоботаникалық зерттеу арқылы ғалым Бритт алғаш рет соңғы мұзбасудан кейінгі уақытты климаттық және өсімдіктер бойынша кезеңдік жіктеуді әзірлеген. Ол алты кезеңге бөлінеді: 1) қазіргі – құрғақ және салқын; 2) субатлантылғал және салқын (2700 жылдан 0-ші жылға дейін); 3) суббореал – құрғақ, қоңыржай (5500-2700 жылдар); 4) атлант – ылғал және жылы (7000-5500 жылдар); 5) бореал – құрғақ, қоңыржай (10000-7000 жылдар); 6) арктикалық – континенттік (12000-10000 жылдар).

Голоценді осылай бөлу – Швецияда Р. Сернандер жүргізген зерттеулермен нақтыланған. Блитт-Сернандер шкаласын Г. Де-Геердің таспа саздар мен археологиялық материалдарды зерттеуге негізделген геохронологиялық деректерімен салыстыру арқылы мұзбасудан кейінгі климаттық кезеңдердің абсолют жасы анықталған. Ол кейін радиокөміртектік даталау әдісімен нақтыланған.

Л. Пост (1913) споралық-тозаңдық деректер негізінде Блитт-Сернандердің шкаласы нақтыланып, климат пен өсімдіктерінің ерекшеліктері бойынша ажыратылатын 11 горизонт бөлген. Бұл шкаланы жер шарының әртүрлі аудандарында қолдану – мұзбасудан кейінгі климат ауытқулары жаһандық сипатқа ие болатынын дәлелдеді.

16.9. Техногендік түзілімдер

Техногендік деп адамның әрекеті (техногенез) нәтижесінде пайда болған түзілімдерді атайды. Олар антропогенге дейінгі өткен замандарда болмаған жаңа типтерден, техногендік және техногенезге байланысты өзгерген табиғи шөгінділерден тұрады. Сипатталған түзілімдер – климат пен тектоникаға байланыссыз бастапқы материалды техногендік тасымалдау немесе орнында шөгінді жиналу нәтижесінде қалыптасады. Олар заттық құрамы (терригендік, хемогендік, органогендік түзілімдер, органоминералдық қоспалар, т.б.), фациялары және қалыңдықтары (бірнеше метрден жүздеген метрге дейін) бойынша сан қилы, аудандық, сызықтық және нүктелік сипатқа ие.

Техногенез табиғи ортамен жиі қарама-қайшылықта болатындықтан, оған орасан зор зиян келтіреді. Техногендік түзілімдер үлкен геологиялық-экономикалық мәнге ие. Олар көбінесе пайдалы қазба түрінде болып, пайдалы компоненттерден құралады, ал кейде өңдеуді, залалсыздандыруды немесе жоюды қажет ететін жаралымдардан тұрады. Мұның бәрі оларды егжей-тегжейлі зерттеп, мезгіл-мезгіл қайталап карталауды (техногендік седиментацияның жоғары динамикалығына байланысты) қажет етеді.

Техногендік түзілімдер басты үш топқа бөлінеді: жер беті (субаэрал), су асты (субаквалық) және жерасты (субтеррал). Жер беті шөгінділері арасында ең көп таралғаны – төгілме, көмбе, шайылма, бөгеме, араласпа (немесе агротехникалық), құрылыс пен қондырғылар, “мәдени қабат”, тұнба, сызықтық аккумуляция, техногендік өзгерген және техногенезге байланысты түрлер.

Төгілме түзілімдер негізінен терригендік, кейде хемогендік тағы басқа да шөгінділерден тұрады. Олар өнеркәсіп пен энергетика мекемелерінің үйінділері (қожырлар, күл, байыту фабрикаларының қалдықтары, т.б.), көлік, қалқан, құрылыс үшін төгілген фацияларға бөлінеді. Құрамында өмірге қажет компоненттері бар шөгінділер пайдалы қазба ретінде пайдаланылады.

Көмбе түзілімдер бедердің табиғи (жыралар, батпақтар, көл қазан-шұңқырлары) және техногендік (орлар, траншеялар, шахталар, құдықтар, ұралар, карьерлер) ойық пішіндерін көму процесінде, сонымен қатар жерді рекультивациялау кезінде пайда болады.

Шайылма түзілімдер терригендік құрамымен сипатталады (құм, гравий, малтатас, т. б.). Гидромеханизмдер көмегімен бедер пішіндерін шайып жасау процесі кезінде (бөгеттер, дамбалар, плотиналар, теңіз, көл, суқойма, өзен жағаларында шайып жасалған құрылыс бөлікшелері, т. б.) қалыптасады.

Бөгеме түзілімдер (малтатас, гравий, құм мен олардың қоспалары) пайдалы қазбаларды гидромониторлармен, драгалармен тағы да басқа тәсілдермен өндіргенде, сонымен қатар карьерлердегі аршу жұмыстары нәтижесінде қалыптасады. Олардың құрамында пайдалы қазбалар да болады.

Араласпа (немесе агротехникалық), түзілімдер кең таралған және шаруашылық тұрғысынан алғанда, өте маңызды. Оларға ауыл шаруашылық механизмдерімен араластырып, органикалық және химиялық тыңайтқыштар қосатын топырақ қабаты жатады. Осыған байланысты топырақ горизонттарының бастапқы стратификациясы бүлінеді. Ол екі фация бөлінеді: егіндік және бау-бақшалық жерлер.

Құрылыс пен қондырғылар түзілімдері әртүрлі тәсілдерді қолданып қаластырылған құрылыс материалдарынан (кірпіш, бетон, цемент, әйнек, металл, т. б.) құралған.

"*Мәдени қабат*" түзілімдері – терригендік таужыныстардан, өндірістік-тұрмыстық қалдықтардан, материалдық мәдени қалдықтардан тұрады. Қазіргі кезде олар елді мекендерде қалыптасады. Көмілген күйде археологиялық кездеседі. Оның ең жас төрттік түзілімдерді даталау үшін маңызы зор.

Тұнба түзілімдер су алаптарында техногендік тұздықтардан, шаруашылық- - тұрмыстық және өндірістік ақаба сулардан шөккен тұнбалардан жаралады. Олар терригендік, хемогендік және аралас түзілім фацияларынан тұрады.

Сызықтық аккумуляция түзілімдері шаруашылық-тұрмыстық, өнеркәсіптік ақаба және басқа техногендік сулардың сықтық техногендік ағындары арналарында түзіледі. Терригендік, органогендік, хемогендік, аралас түзілімдер фацияларына ажыратылады.

Техногендік өзгерген түзілімдер. Олар – технодиагенезге ұшыраған әртүрлі генезисті табиғи шөгінділер, яғни әртүрлі техногендік процестер ықпалынан өзгеріске түскен. Бұл түзілімдер бес фацияға жіктеледі: техногендік ерітінділер мен тұздықтар сіңген; шайырлармен, силикаттау процестерімен, т.б. цементтелген; хемогендік өзгерген; термикалық өзгерген (пісірген, күйдірген, балқытқан); әртүрлі іріліктегі фракцияларға дейін ұсатылған.

Техногенезге байланысты түзілімдер – су қоймалар, бөгеттер, каналдар, т.б. салу (көлдік, аллювийлік, коллювийлік, деляпсийлік, т.б. түзілімдер), орман кесу, топырақ - өсімдік қабатын бүлдіру (эолдық, делювийлік, т.б. түзілімдер), сол сияқты техногенез процестері нәтижесінде жаралған табиғи түзілімдер.

16.10. Жанартаулық қатар түзілімдері

Бұл түзілімдер жанартау атқылаған, сығып шығарған, төккен немесе лақтырған өнімдер және де кейін экзогендік агенттермен тасымалдауға ұшырамаған. Олар экструзиялық, эффузиялық және эксплозиялық (вулканокластық) жаралымдардан тұратын бірегей генетикалық қатарға бірігеді.

Жанартау жаралымдарын анықтау үшін, палеомагниттік және түрлі радиологиялық (негізінен калий-аргондық) әдістер кеңінен қолданылады. Вулканиттерді зерттеу жер қыртысы дамуының тарихын білуге, тылсым шөгінді қатқабаттарының жасын анықтауда және корреляциялауда үлкен орын алады. Олармен әртүрлі рудалы (темір, марганец, полиметалл, фосфор, сирек элементтер, алтын, т. б.) және бейрудалы (пемза, туф, игнимбрит, қож, т. б.) пайдалы қазбалар байланысты.

Қазақстан аумағында әрекет етуші жанартау ошақтары болмағандықтан, төрттік кезеңде жанартаулық қатар түзілімдері қалыптаспаған.

16.11. Жалған жанартаулық түзілімдер (балшық жанартаулар)

Батпақты вулканизм – жас тектоникалық қозғалыстармен тығыз байланысты. Батпақты вулканизм ең көп дамыған алқап – Әзірбайжан аумағы, мұнда әлемдегі вулканизмнің үштен бірінен көбі орналасқан. Батпақты вулкандар жалпақ, конус пішінді ірі төбе түрінде кездеседі. Олардың биіктігі кейде 400 метрден де асады, төменгі жағының диаметрі 100 метрден 4 километрге дейін жетеді. Төбесінде воронка тәрізді кратер орналасады, ол тереңдігі 10-20 км көмей камалына алмасып, вулкан ошағын жер бетімен жалғастырады. Атқылау кезеңдерінде батпақты вулкандық брекчиялар, газдар мен минералды сулар, кейде мұндай қоспалары шығады. Ірі атқылаулар аралығанда вулкандардың кратер алаңында көптеген паразит аппараттар – батпақты төбелер (сальзалар), грифондар әрекет етеді. Олар негізінен газ, су және ұйық батпақ шығаратын вулкан көмейінің апофизаларымен байланысты.

П.П. Авдусин батпақты вулкандардың қатты шығарындыларын үш түрбөлікке жіктеген: тектоногендік брекчия (автокластиттер), төбелік брекчия және төбелік пелит (ұйық). Батпақты вулкандар түзілімдердің стратиграфиялық реттілігін және олардың мұнай-газдылығын анықтауға мүмкіндік беретін табиғи іздеу-баралау ұңғымалар болып табылады. Төбелік саздар керамзит шикізаты мен құрылыс материалы ретінде пайдаланылады. Вулкан батпағы бальнеологиялық (емдік) мақсат үшін құнды шикізат.

Батпақты вулкандар мезгіл-мезгіл, ал кейбіреуі шамамен 60-70 жылдан кейін атқылайды.

Оңтүстік Каспий алабының шығыс жағалауында, меридиан бағытында Иран шекарасынан Шелекен түбегіне дейінгі аралықта Гайнақ, Ақпатлаук, Геокпатлаук, Боядаг, Порсыгель, Қырғылт Порсыгель, Әлигүл және басқа батпақты вулкандар сызыла орналасқан.

Зерттеулер нәтижесі (К.Н. Аманниязов, 1999) Оңтүстік Каспий алабының шығыс жағалауында соңғы 10-15 жылда Чикишляр ауданындағы Гайнақ батпақты вулкандарының белсенділігі артқаны байқалады. Атқылаудың белсенді әрекеті Кеймир ауданындағы Ақпатлук вулканының солтүстік және батыс бөлігінде білінеді. Осыған байланысты Кеймир промыслындағы мұнай өндіретін ұңғымаларында мұнайдың шығымы артуы мүмкін.

Шелекен құрылымында Батыс және Қызғылт Порсыгель вулкандары әрекет етеді. 1978 жылы Қызғылт Порсыгелде шағын сорғаламалар байқалып, үш жерде грифон пайда болған. 1991-1994 жылдары басты Орталық Гейзер белсенді атқылаған. Ол қатты гүрілдеп, көптеген грифон пайда болған. Олардың саны орталығында оннан асса, ал барлық вулкан бойынша жүздеген қайнаған ұсақ грифондар әрекет етеді.

1992-1993 жылдары Батыс Порсыгельде активті атқылау болған. Бірнеше күн ішінде батпақ тасқындар Азизбеков кентінен Қарагел кентіне дейінгі аралықтағы жаңа тас жолмен қатар бірнеше басқа да нысандарды басып қалған.

Батпақты вулкандар – табиғи ластану көзі. Оларға барған адамдардың ұзақ уақыт бастары ауырып, құлақтары бітіп жүреді. Осыған орай батпақты вулкандар Челекен мен Чикишляр кенттері тұрғындарының денсаулығына теріс экологиялық ықпал етуі мүмкін.

Олар өткен замандарда миллиондан жылдар бойы әрекет етіп, қазір де жалғасып келеді. Біреулері сөнсе, басқалары адамның қатысуынсыз-ақ, пайда бола береді. Барлық батпақты вулкандарда, грифондарда (олардың құрлықта немесе су астында орналасуына қарамай), атқылау басталған кезде әртүрлі дәрежеде мұнай мен газдың бөлінуі байқалады. Бұл құбылыс – қоршаған орта мен экологияға теріс әсер етіп, аумақтағы жер қыртысының ұдайы қозғалыста екендігін көрсетеді.

16.12. Теңіз қайраңының түзілімдері

Қайраң түзілімдері – седиментогендік (жиналатын), гипергендік (су асты мору кезінде in situ жаралатын және шөгінділерді диналық және биологиялық процестер өзгерткенде пайда болатын) және автохтондық түрлерге бөлінеді.

Ең көп таралғаны – седиментогендік класс. Оның құрамында толқындық, тоқтау сулық, алаптық, гравитациялық және ағыстық генетикалық типтер бөлінеді. Толқындық типтің құрамында өз кезегінде жағажай және соқпа толқын ағыны әсерінен қалыптасқан соқпа толқындық фациялар, сонымен қатар негізінен сынықты материал толқын ағынының асимметриясымен байланысты қозғалысқа келетін сыртқы фациялар топтарына ажыратылады.

Каспий теңізінде органогендік-терригендік және терригендік-органогендік түзілімдер кеңінен таралған. Олардың көпшілік бөлігі организмдердің карбонатты қаңқасының дамуына байланысты. Каспий теңізінің шеткейлерінде тұтастай хемогендік тұнба жиналатын бөліктері кездеседі (Қара-Богаз-Гол). Сонымен қатар, булану процесі дамуына әкеліп ыстық климаттағы ағынсыз алапта теңіз суы катиондар мен аниондарға қаныпып, аутигендік кальцит пен аутигендік саз минералы – палыгорскит жаралуына әкеледі.

Бақылау сұрақтары:

1. Төрттік түзілімдері, олардың генетикалық жіктелімі?
2. Элювий деген не, оның түзілімдері қандай?
3. Гравитациялық түзілімдер қалай жаралады және жіктеледі?
4. Сел құбылысы, оның жаралуы және түзілімдері?
5. Аллювий, оның жаралуы және түзілімдері?
6. Пролювий мен делювий түзілімдерінің ерекшеліктері?
7. Көлдер мен жерасты суы түзілімдері, олардың жаралу ерекшеліктері?
8. Мұздық түзілімдерінің жаралуы, олардың жіктелімі?
9. Ауа құбылыстарына байланысты түзілімдер, олардың ерекшеліктері?
10. Биогендік түзілімдердің жаралуы, оларды зерттеу ерекшеліктері?
11. Техногендік түзілімдер деген не, олар қалай жіктеледі?
12. Жанартау және теңіз қайраңы түзілімдері, олардың ерекшеліктері?

17. ТӨРТТІК ТҮЗІЛІМДЕРІНІҢ СТРАТИГРАФИЯЛЫҚ ЖІКТЕЛІМІ ЖӘНЕ АТАЛЫМЫ

Стратиграфияның негізгі мақсаты – таужыныстар жатысының бастапқы реттілігі мен жасының ара қатынасын анықтау. Бұл жұмыс жер қыртысының дамуын анықтауға, құрылымдық геология мәселелерін шешуге, геологиялық карта түсіру мен іздеу-барлау жұмыстарын жүргізуге бағытталған.

Фанерозойды стратиграфиялық бөлшектеу – эволюциялық-палеонтологиялық (биостратиграфиялық) негізде жүргізілетіні белгілі. Стеногалиндік омыртқасыздардың эволюциялық өзгеру қарқыны мен дәрежесі бөлінетін біліктемелер таксономиялық рангін бағалау критерийі ретінде қолданылады. Дегенмен бұл принципті ең жас фанерозойлық жаралымдар – төрттік түзілімдерге қолдануға болмайды. Өйткені бұл қысқа геологиялық уақыт ішінде фауна айтарлықтай өзгерістерге түсе қоймайды. Егер барлық төрттік түзілімдер таксономиялық рангтарын бағалауда биостратиграфиялық принципті ұстансақ, онда оларды ең төменгі ранг бөліктеме – белдемге (зонаға) теңестіруге тура келеді.

Төрттік дәуірді бөлімдеу биостратиграфиялық принциппен қатар, мұздықтық және мұздықаралық замандардың алмасуымен білінетін, климат өзгеруінің кезеңдіік заңдылығын ескеретін климатостратиграфиялық принципке де негізделеді. Плейстоцендегі суық және жылы замандарды анықтауға литологиялық деректер (мореналарды, флювиогляциялық түзілімдер мен мұзықаралық шөгінділерді зерттеу), геоморфологиялық байқаулар нәтижелері жастары әртүрлі шалғай мұздық жаралымдарын, террасаларды, т.б. зерттеу), экологиялық-палеонтологиялық материалдар сүтқоректілердің, микрофауна мен флораның суық және жылу ұнататын комплекстерін зерттеу), палеопедологиялық деректер (лёсстар мен көмілген топырақ қабаттарын зерттеу) қолданылады.

А. Пенк пен Э. Брюкнер 1909 жылы альпілік стратиграфиялық сұлбаны әзірелеп ұсынған. Оған төрт мұздықтық және үш мұздықаралық замандар, сондай-ақ, мұздыққа дейінгі жылы кезең кірген. Бұл сұлба Көне және Жаңа Елдің көптеген аймақтық сұлбасын жасауға негіз болды.

Осы сұлбаны пайдаланып, Еуропа төрттік түзілімдерінің 1:1 500 000 масштабы Халықаралық картасына легенда (шартты белгілер) әзірленген (1939). Бұл әзірлемеде төрттік кезең үш бөлікке: эоплейстоценге, мезоплейстоценге және неоплейстоценге жіктелген. Осындай таксономиялық ранг бірлігі ретінде голоцен де қарастырылған, ал ортаңғы және жоғарғы плейстоценде мұздықтық және мұздықаралық түзілімдер бөлінген. Төрттік түзілімдердің төрт бөліктен тұратын стратиграфиялық сұлбасы осылай пайда болған.

Ұлы Отан соғысы жылдары (1941-1945) стратиграфиялық жіктемелерді реттеу жұмыстарына байланысты эо-, мезо-, неоплейстоцен мен голоцен төрттік жүйенің бөлімдері рангіне, ал олардың мұздықтық және мұздықаралық түзілімдері – ярустарға (жікқабаттарға) теңестірілген. Олардың анықтау принципі биостратиграфиялық емес, климатостратиграфиялық болған.

Көптеген жылдар бойы төрттік түзілімдерін жүйе рангында негіздеуге әрекет жасалған. Соңғы плиоцен мен плейстоцен сүтқоректілер фаунасының білгірі В.И. Громов төрттік түзілімдерін үш бөлімге: эоплейстоцен (жоғарғы плиоценнің бөлігі), плейстоцен мен голоценге жіктелген 3 мүшелі сұлбасын ұсынған. Бұл сұлбадағы жікқабаттар (ярустар) да сүтқоректілер фаунасы комплекстері бойынша бөлінген.

Ұсынылған көптеген сұлбаларды талдау жылдам эволюцияланатын сүтқоректілер фаунасы арқылы белдемдік бөліктемелер тек провинциялық мәндегі бірліктер болғандықтан, жалпы стратиграфиялық шкалаға негіз бола алмайтындығын көрсетті.

1963 жылы төрттік түзілімдері бөлімдемелерінің стратиграфиялық рангін төмендету туралы ұсыныс негізінен келісілгендіктен, төрттік түзілімдерге “бөлім” және “ярус (жікқабат)” деген жіктемелік терминдерді қолданбауға, бұрынғы бөлімдерді төменгі, ортаңғы және жоғарғы төрттік түзілімдер, ал оларға кіретін мұздықтық және мұздықаралық түзілімдерді горизонттар деп атауға шешім қабылданады. КСРО геологиялық қызыметінде төрттік жүйе 1 млн жыл ауқымында қабылданып, оның төменгі шекарасын чауда мен түркиан қабаттарының табаны, виллофранктың жабыны, тирасполь фаунасының пайда

болуы және Матуяма-Брюнес палеомагниттік инверсиясынан (0,73 млн жыл) біршама төменірек өткізген. Мұздықтық плейстоценнің жоғарғы плиоцен аралығындағы бұл шекара, шөгінді жиналу типінің күрт өзгеруі мен өсімдік пен жануарлар әлемі құрамынан жылу ұнататын түрлерінің түсіп қалуы бойынша жеңіл анықталады. Бұл - өз кезегінде плиоцен мен эоплейстоцендегі жылы да ылғалды климаттың плейстоцендегі салқын климатқа алмасуына сәйкес келеді. Жас орогендік алқаптарда бұл шекараға соңғы құрылымдық үйлесімсіздік сәйкес келіп, осы белгі арқылы бұзылмаған төрттік түзілімдер қатпарланған неоген свиталарынан жеңіл ажыратылады.

Кейбір геологтар төрттік түзілімдерінің астыңғы шекарасын Каспий алқабы апшеронының табаны бойынша жүргізеді, бұл Италиядағы калабрий қабаттарының табанына және шамамен Олдувей палеомагниттік эпизодына (осыдан 1,67-1,85 млн жылдай бұрын) сәйкес келеді. Бразилияда өткен (2000) Халықаралық стратиграфиялық комитет төрттік дәуірінің абсолют ұзақтығын 1,80 млн жыл деп бекіткен. Ал 2012 жылдан төрттік дәуірінің ұзақтығы 2,588 жыл деп қабылданып, оның құрамына гелазий және калабрий ярустары кірді.

Жалпы стратиграфиялық шкаланың таксондары тектоникалық, биостратиграфиялық және климатостратиграфиялық негіздеумен қатар, ұзақтығы жылмен есептелетін белгілі бір реттілікпен де сипатталады (*17.1-кесте*). Мұндай хроностратиграфиялық шаланы жасау – геологиялық практикаға таужыныстар жасын анықтаудың жаңа физикалық және химиялық (изотоптық) әдістерін енгізу нәтижесінде мүмкін болды. Мәселен, XIV таксонды ғасырлық қабат (100-1000 жыл), ал XV таксонды – жылдық қабат (1-100 жыл) деп есептеп, оларды стратиграфиялық бөліктемелер шкаласының элементар бірлігі ретінде қарастыруға болады. Ең төменгі екі таксон көл шөгінділері, ағаштардың жылдық сақиналары, т.б. бойынша анықталған ұсақ ырғақтылығын (ритмикасын), қысқа мерзімді климаттық ауытқуларды зерттеуге қажет. Сонымен, *17.1-кестеде* көрсетілгендей, толық ауқымы белдемнен (VII таксон) аспайтын төрттік жүйені жіктеу үшін 6 стратигрфиялық және геохронологиялық бөлімдер (VIII-XIII таксондар) керек.

17.1-кесте

Жалпы стратиграфиялық және геохронологиялық бөлімделердің таксондық қатары

Негіз деме	Стратиграфиялық таксондар	Геохронологиялық эквиваленттері	Ұзақтығы, жыл	Таксонның реттік нөмірі
Климатостратиграфиялық	Белдем (хронобелдем)	Фаза (хрон)	1-2 млн	VII
	Тарау (белдемше)	Этап	0,5-1 млн	VIII
	Буын (тарауша)	Шақ (этапша)	200-500 мың	IX
	Баспалдақтар бірлестігі (шеңбер, буынша)	Қарқын	80-150 мың	X
	Баспалдақ (климатолит)	-	20-80 мың	XI
	Стадиал	Стадия	5-10 мың	XII
	Қабаттар бірлестігі	Осцилляция	1-5 мың	XIII

17.1. Жалпы стратиграфиялық бөлімдемелер

Жалпы стратиграфиялық бөліктемелер екі санатқа бөлінеді: биостратиграфиялық және климатостратиграфиялық негіздемелер – бірқатар таксондар (белдем, тарау, буын) аталған екі критерий негізінде анықталады.

Биостратиграфиялық негіздеменің жалпы бөліктемелері фанеройдың басқа жүйелері сияқты анықталады. Оларға теңіз түзілімдерін жіктеуге қолданылатын, планктондық фораминиферлер мен нанопланктондар бойынша анықталатын белдемдер мен белдемшелер (яғни тараулар) жатады. Жалпы биостратиграфиялық бөліктемелер – бөлімдер мен ярустар (жікқабаттар) төрттік жүйеде жіктелмейді.

Белдем (хронобелдем) – рангі бойынша ярусқа (жікқабатқа) бағынышты жалпы стратиграфиялық шкаланың таксондық бірлігі. Оның шекаралары құрамына жылдам эволюцияланатын және кең географиялық таралымға ие болған түрлердің тобы кіретін фауналық комплекс бойынша анықталады. Белдемнің жетекші фауналық топтардың бірі бойынша анықталған стратотипі болуы керек. Белдемнің геохронологиялық эквиваленті – фаза (хрон).

Плейстоцен мен эоплейстоцен көлеміндегі, яғни ұзақтығы 1,80 млн жыл болатын төрттік жүйе планктондық *Globorotalia truncatulinoides* фораминиферлердің бір белдеміне эквивалентті.

Климатостратиграфиялық негіздеменің жалпы бөліктемелері. Жалпы климатостратиграфиялық бөліктемелердің таксондық қатары ұзақтығы әртүрлі климат өзгеруі – жалпыпланеталық ритмдерінің табиғи бағыныштылығын және олардың бөліктерінің (фазаларының) айқындылығын немесе бірнеше фаза мен ритмдердің заңды астасуын білдіреді. Жалпы климатостратиграфиялық бөліктемелердің (климаттың жалпыпланеталық салқындау және жылыну фазаларының) белдемнен кіші 6 негізгі таксоны бөлінеді: тарау, буын, сатылар бірлестігі, саты, стадиал, қабаттар бірлестігі (*17.1-кестеде*). Әртүрлі ландшафт белдеулері мен белдемдерінде олар жергілікті климат термикалық режимінің өзгеруінде ғана емес, оның құрғауы мен ылғалдануында, сипатында (олар аридтар және плювиалдар деп аталады) білінеді6 мысалы тропик белдемі.

Тарау (белдемше) – төрттік жүйенің рангі бойынша ең үлкен бөліктемесі (VIII таксон), ол белдем құрамына кіреді және жалпы стратиграфиялық шкаланың бөліктемесіне сәйкес келеді. Бір мезгілде био- және климатостратиграфиялық сипатқа ие. Құрамында құрлық сүтқоректілері фаунасының қалдықтары, сондай-ақ планктон фораминиферлері бойынша континент пен теңіз түзілімдерінде анықталады. Бір тарауға бірнеше провинциялық фауна комплекстері кіреді. Тараулар климат дамуының ұзақ және күрделі этаптарына (0,5-1,0 млн жыл) сәйкес келеді. Олар ең ірі мұздықаралық замандарға (ваал, кромер типті) сәйкес келіп, ұзақтығы жүздеген мың жылдық, бірнеше үлкен климаттық ритмдерді қамтиды.

Тарауларда өздерінің жеке стратиптері болмайды. Олардың стратиграфиялық ауқымы құрамында кішірек климатостратиграфиялық бөліктемер рангтері бар стратотиптер жиынтығы бойынша анықталады.

Төрттік жүйенің жалпы стратиграфиялық сұлбасында екі тарау бөлінеді, оларға төрттік кезеңнің екі ірі бөлігі: жылылау эоплейстоцен (апшерон) мен салқындау мұздықтық плейстоцен кіреді. Тараудың геохронологиялық эквивалент – этап.

Буын (тарауша) – тараудың құрамына кіретін таксондық жалпы бөліктеме (XI таксон), ол бірдей мөлшерде био- және климатостратиграфиялық негіздемеге ие. Буын күрделі климаттық этапқа сәйкес келіп, реті бойынша кішілеу бірнеше ырғақтардан – климат жылынуы мен салқындауы (құрғақшылық пен ылғалдылық) ырғақтарынан тұрады. Стратиграфиялық ауқымы бойынша буындар провинциялық "белдемшелерге" (құрлықтық сүтқоректілер бойынша) жақын. Олардың көпшілігі биостратиграфиялық сипаттамаға ие (мысалы, сүтқоректілер фаунасының комплекстері – тирасполь, тамань, қосқорған, т.б.). Буынның хроностратиграфиялық ауқымы 200-500 мың жыл төңірегінде. Тараудың құрамына кіретін буындар оның стратиграфиялық ауқымын толығымен толтыруы тиіс, бірақ өзінің жеке стратиптері болмайды. Олардың стратиграфиялық ауқымы өздерінің құрамына кіретін жалпы климатостратиграфиялық бөліктемелер стратотиптері көлемінің жиынтығы ретінде анықталады. Буындардың атауы өзері құрамына кіретін тарауларға төменгі, ортаңғы, жоғарғы деген анықтамаларды қосу арқылы (мысалы, ортаңғы плейстоцен) жасалады. Буынның геохронологиялық эквиваленті – шақ.

Баспалдақтар бірлестігі (шеңбер, буынша) – буыннын құрамына кіретін климатостратиграфиялық бөліктеме (X таксон), салқындау мен жылынудың ірі ритмдеріне сәйкес келетін кішілеу рангтерді бөліктемелердің бірнешеуін біріктіреді. Стратиграфиялық шкалада баспалдақтар бірлестігін жіктеу міндет емес. Баспалдақтар бірлестігінің хроностратиграфиялық ауқымы плейстоценде – 80-150 мың жылға, ал эоплейстоценде – 500-600 мың жылға сәйкес келеді. Баспалдақтар бірлестігінің аймақтық прототиптері ретінде климатостратиграфиялық горизонттар бірлестігі, ал олардың бірінің географиялық атауы – оның эталоны болып қабылданады. Баспалдақтар бірлестігінің геохронологиялық эквиваленті – қарқын.

Баспалдақ (климатолит) – баспалдақтар бірлестігіне немесе тікелей буынға кіретін жалпы климатостратиграфиялық бөліктеме (XI таксон). Ол климат жылынуының немесе салқындауының бір жаһандық ірі фазасына, ал тропик белдемде ірі плювиалдарға немесе аридтерге сәйкес келеді. Ритм

ағымында қысқа мерзімді кері таңбалы климат ауытқулары (стадиалдар мен стадиаралықтар) білінуі мүмкін.

Негізінен климатостратиграфиялық критерийлер бойынша бөлінетін баспалдақтар, сондай-ақ тар көлемде мамандандырылған экологиялық-стратиграфиялық, фауналық, споралық-тозаңдық комплекстер (кемірушілер, құрлықтық және тұщы сулық моллюскілер, көмілген топырақтар) бойынша біршама жеке биостратиграфиялық сипатқа ие болады.

Баспалдақтардың аймақтық прототиптері – горизонттар (мұздықтық және мұздықаралық), олардың біреуі эталан ретінде қабылданып, оның географиялық атауы тиісті баспалдаққа беріледі. Баспалдақтың хроностратиграфиялық ауқымы плейстоценде – 20-30, ал эоплейстоценде – 100-300 мың жылды құрайды.

Баспалдақтардың өзіндік стратотиптері болады. Плейстоценде 13, ал эоплейстоценде 5 баспалдақ бөлінеді. Төрттік түзілімдер стратиграфиясын қазіргі деңдейдегі зерттеуде баспалдақтар (климатолиттер) геологиялық карталаудың ең маңызды обьектілері болып табылады.

Стадиал – баспалдақтарға (климатолиттерге) бағынышты жалпы климатостратиграфиялық бөліктеме (XI таксон). Ол біршама климаттың қысқа мерзімді, бірақ жаһандық таралымды салқындау немесе жылыну фазына сәйкес келіп, белгілі бір баспалдақтың қысқа уақыт кесіндісін қамтиды. Стадиалға ландшафт белдемдерінің айтарлықтай физикалық-географиялық өзгеріске түспеген, тек шектеулі жылжуы сәйкес келеді. Стадиалдар климатостратиграфиялық негізде бөлінеді, белгілі бір биостратиграфиялық сипатқа ие болмайды.

Стадиалардың хроностратиграфиялық көлемі жоғарғы және ортаңғы плейстоцен ауқымында, 5-10 мың жыл шамасында. Олардың аймақтық аналогтары мен стратотиптері ретінде стадиалдық (стадиаларлық) қабаттар қабылданады.

Қабаттар бірлестігі (деңгей, осцилляторлық қабат) – климаттың шағын және қысқа мерзімді өзгерісіне сәйкес келетін (мысалы, голоценнің Блитт-Сернандер сұлбасы бойынша бореал немесе атлант типті уақыты) жалпы климатостратиграфиялық бөліктемесі (XIII таксон). Климаттың бұл ұсақ фазалары бүкіл Жер шарында тұрақты екендігі анықталады.

Қабаттар бірлестігі қималарда литологиялық белгілері, таужыныстар генетикалық типтерінің алмасуы, палеоэкологиялық (негізінен палинологиялық) деректер бойынша анықталады. Олардың жоғарғы плейстоцен мен голоцендегі хроностратиграфиялық ауқымы 1-5 мың жыл төңірегінде. Қабаттар бірлестігінің атауы рангілік терминнен және стратотиптің географиялық атауы бойынша, немесе тиісті бір климаттық этаптың атауы арқылы жасалады. Қазіргі кезде қабаттар бірлестігі негізінен голоцен де және соңғы мұздық заманында бөлінеді. Қабаттар бірлестігінің геохронологиялық эквиваленті – осцилляция.

17.2. Өңірлік стратиграфиялық бөліктемелер

Бұл бөліктемелерді аймақтық корреляциялау стратиграфиялық сұлбаларды жасау үшін қолданады. Аймақтық бөліктемелердің жалпыға ортақ әмбебап сұлбадан өзгешелігі, олар міндетті иерархиялық таксондар емес, олардың шекаралары бір-бірімен сәйкес келе бермейді.

Төрттік түзілімдердің қабаттары мен қатқабаттарына жергілікті рангілік – “комплекс”, “серия”, “свита”, “подсвита” терминдері қолданылады.

Белгілі бір жердің жалпы қимасында бұл стратиграфиялық бөліктемелерді анықтаудың жалғыз жолы – ірілеу таксондарды, ұсақтау таксондарға жіктеу мүмкіндігі. Мәселен, құрамында кездесетін көмілген топырақ қабаттары бойынша бірнеше ұсақ бөліктемелерге жіктеу мүмкін болғанда, қалыңдығы шамалы лёсс қатқабатына серия рангі берілуі мүшкін. Регламенттілігі міндетті емес көмекші терминдерге “фауналы қабат”, “географиялық атауы бар қабат”, “қатқабат” және “қабаттар” жатады.

17.3. Төрттік түзілімдерінің жергілікті, өңірлық, корреляциялық және әмбебап стратиграфиялық сұлбаларын жасау әдістемесі

Стратиграфиялық зерттеулер нәтижелерін қорытындылаудың ең ыңғайлы және көрнекті формасы – әр түрлі типті стратиграфиялық сұлбалар. “Стратиграфиялық кодексте”

жергілікті, аймақтық және жалпы сұлбаларды жасау қарастырылған. Олар әртүрлі масштабты геологиялық карталарға легенда (шартты белгілер) әзірлеуге негіз болады. Стратиграфиялық бөліктемелердің жергілікті және аймақтық сұлбасы төрттік жүйенің жалпы шкаласымен салыстырылуы тиіс.

Стратиграфиялық сұлбалалар стратиграфиялық зерттеулердің қазіргі жағдайын көрсетуі міндетті екенін ескерсек, аймақтық ғылыми кеңесулер әрбір 5 жыл сайын өткізіліп тұрғаны жөн. Халықаралық стратиграфиялық комитет (ХСК) аймақтық сұлбаны сынамалаудың мынадай процедурасын (ретін) ұсынған. Аймақтық кеңестерде әзірленген сұлбалар төрттік жүйе бойынша ХСК номенклатуралық тұрақты комиссиясына қорытындылауға беріледі. Бұл материалды қарап шыққан комиссия сұлбаның негізделу дәрежесіне байланысты оған әмбебап, корреляциялық немесе жұмыс (алғашқы) ранг тағайындайды. Осыдан кейін аймақтық сұлбалар аймақтық орта және ірі масштабты геологиялық карталарға легенда әзірлеуге негіз болуы мүмкін.

Жергілікті сұлбалар. Бұл сұлбалар төрттік жабынының құрылысы белгілі бір типті шағын аумақтары үшін құрастырылады. Әрбір жергілікті сұлбада ауданның төрттік қатқабаттары құрылысының негізгі ерекшеліктері мен шөгінділерінің стратиграфиялық қарым-қатнасы көрініс табуы тиіс. Жергілікті сұлбаларда жергілікті және көмекші стратиграфиялық бөліктемелер; свиталар, сериялар, қатқабаттар, будалар, қабаттар пайдаланылады.

Төрттік және жоғарғы плиоцен түзілімдері үшін жергілікті сұлбаларда “террасалық комплекс” пен “педокомплекс” (олар свитаға және серияға сәйкес келеді) терминдерін қолдану көзделеді. Свита атауына шөгінділердің генезисін қосуға болады (мысалы, көлдік свита). Генетикалық негізде бөлінетін қатқабаттар синонимі ретінде географиялық атаулармен бірге қысқаша генетикалық анықтауларды қолданған дұрыс (мысалы, аллювий, мариний, лимний, флювиогляциал, т. б.). Төрттік және плиоцен шөгінділерінің жергілікті сұлбалары үшін арнайы таксон ретінде “палинозона” (палинобелдем) термині енгізілген.

Жергілікті сұлбалар тұрғызуға негізінен тіректік қималардың түбегейлі, жан-жақты сипаттамасы жатуы тиіс. Жергілікті сұлбаны әзірлегенде жергілікті терминологияны да қолданған жөн. Мәселен, Қазақстан өзендері террасаларын белгілегенде және даталағанда, ұқсастығы мен реттілігі бойынша Альпіде пайдаланылатын терминдері қолдануға болмайды. Жергілікті стратиграфиялық зерттеу мен жергілікті сұлбалар жасаған кезде көрші аудандар мен тиісті жалпыланған стратиграфиялық шкалалар мәліметтерімен байланыстыру мен корреляциялау, міндетті түрде жүргізілуі тиіс.

Жергілікті сұлбадағы әрбір бөлімдемеде белгілі бір қабатқа, будаға, т.б. сәйкес шөгінділердің максимал ақпаратты сипаттамасы берілуі тиіс. Түзілімдерді сипаттағанда жергілікті сұлбада заттық құрамы, генезисі, фауна мен флораның типтік өкілдері, жалпы палинологиялық сипаты, шөгінділердің қалыңдығы, геоморфологиялық позициясы, терраса нөмірі мен олардың салыстырмалы және абсолют биіктіктері, абсолют жасының датировкасы мен палеомагниттік деректер, стратотиптер мен олардың негізгі қималары көрсетіледі. Сонымен қатар, сұлбаларда шөгінділердің арақатынасының сипаты, шөгінді жиналудағы үзілістер, стратиграфиялық шекаралардың анықтылық дәрежесі, шөгінділердің берілген аудан аумағында фациялық алмасулары, т.б. көрсетіледі. Төрттік түзілімдері үшін жалпы жергілікті бағанадан басқа аңғарлар мен суайрық немесе ауданның мұздықтық және мұздықтан тыс бөліктерінің жекелеген сұлбалары жасалады.

Өңірлік (аймақтық) сұлбалар. Бұл сұлбаларда аумақтың (аймақтардың) ірі бөліктерінің геологиялық құрылысы көрініс табады. Олар екі бөліктен тұрады: әмбебап (аймақтың қорытынды қимасын сипаттайтын аймақтық стратиграфиялық бөліктемелер мен олардың негіздемесі) және корреляциялық (бір-бірімен салыстырылған жалпылама жергілікті сұлбалар). Аймақтық сұлбаның әмбебап бөлігіндегі стратиграфиялық бірліктер үшін “горизонт”, “горизонттар бірлестігі”, “горизонтша”, терминдерін пайдалану ұсынылады. Горизонт деп – климатостратиграфиялық горизонтты айтады (*17.2-кестеде*).

17.2-кесте

Төрттік түзілімдерінің өңірлік стратиграфиялық сұлбасы
(К.В. Никифорова, И.И. Краснов бойынша, 1982)

Жалпы стратиграфиялық шкала				Палеомагниттік шкала	Хронологиялық шкала, мың жыл	Европа бөлігі		Батыс Сібір	
жүйе	бөлім	тарау	буын			Бірлестігі	горизонт	Бірлестігі	горизонт
Төрттік		Голоцен		Брюнес		Қазіргі түзілімдер			
		Плейстоцен	жоғарғы		10	Валдай	Жоғарғы валдай (осташков)	Зырян	Сартан (жоғарғы зырян)
			ортаңғы				Ортаңғы валдай (молого-шекснин)		Каргин(ортаңғы зырян)
			төменгі		95		Төменгі валдай (калинин)		Ермаков (төменгі зырян)
					130	Микулин		Казанцев	
						Ортаорыс	Москва	Бахты	Таз
							Одинцов		Ширтин
					275		Днепр		Самарово
					380	Лихвин		Тобыл	
						Ока		Шайтан	
						Днестр	Колкотов	Талагайка	
							Платов		
					730		Михайлов		
		Эоплейстоцен	жоғарғы	Харамильо		Морозов		Кочков	
					780	Скиф	Ногай		
			төменгі	Олдувей			Жевахов		
							Бошерник		
					1800	Домашкин			
	плиоцен					Оңтүстік орыс			
				Гаусс	2430	Чистополь			
						Веселов			

17.2-кестенің жалғасы

Ішкі теңіздер			Биостратиграфиялық бөлімдемелер		
Каспий теңізі		Қара теңіз	фауналы кешендер		Ең негізгі түрлері
Қабаттар					
Жаңакаспий		Қара теңіз	ең негізгі түрлері		
Жоғарғы хвалын Төменгі хвалын ? -- - - - - - - - - Жоғарғы хазар		Жаңа эвксин Карангаттан кейінгі	Мамонт	соңғы	*Mammuthus primigenius, Dicrostonyx gulielm*
				Ортаңғы	*Palaeoloxodon antiquus* (соңғы түрі)
		Карангат - - - - - - - - - -			
		? - - - - - -- - Узунлар		Бастапқы	*Mammuthus primigenius, Dicrostonyx simplicior*
?					
Төменгі хазар (косож)		Көне эвксин (жоғарғы)	Хазар-Ертіс		*Mammuthus chosaricus, Arvicola chosaricus*
Төменгі хазар (сингиль)		Палеоузунлар көвне эвксин (төменгі)	Сингиль		*Palaenloxodon, Microtus gregalis*
Урунджик Жоғарғы баку			Тирасполь (қоскорған)		*Archidiscodon tragontherii, Lagurus transiens, Microtus gregaloides*
		Жоғарғы чауда			
Төменгі баку Тюркян					
		Төменгі чауда			
Апшерон	Жоғарғы	Чауда	Тамань		*Atchidiscodon meridionalis tamanensis, Pitymus hintoni*
	Ортаңғы	Гурия	Одесса		*Archidiscodon meridionalis meridionalis, Villanyia hungaricus, Allophaiomys*
	Төменгі				
Ақшағыл	жоғарғы	Куяльник	Хапер (Іле)		*Archidiscodon gromavi, Mimomys pliocenicus*
	Ортаңғы		Молдова		*Anancus arvernensis, Mimomys polonicus*
	Төменгі				

Әмбебап сұлбада түзілімдердің сипатынсыз, горизонттардың тек аты ғана беріледі. Горизонттың аты стратотиптің (ареалдық стратотиптің) атымен бірдей болуы тиіс. Әрбір аймақтық сұлбаның әмбебап бөлігінде стратиграфиялық бөліктемелердің оң жағына – аймақтық фауналық комплекстерді, аймақтық магнитостратиграфиялық және геохронологиялық шкала мен аймақтық горизонттардың әріптік индекстері беріледі.

Сонымен, төрттік түзілімдердің аймақтық стратиграфиялық сұлбасы мына тараулардан тұрады: 1) жалпы стратиграфиялық шкала; 2) геохронологиялық шкала; 3) палеомагниттік шкала; 4) әмбебап бөлігі; 5) корреляциялық бөлігі. Жергілікті сұлбалар батыстан шығысқа және солтүстіктен оңтүстікке қарай орналасуы тиіс. Аймақтық стратиграфиялық сұлбалар ведомствоаралық аймақтық стратиграфиялық кеңестерде қабылданып, Халықаралық стратиграфиялық комитет пленумында бекітіледі. Стратиграфиялық сұлбаларға жазба түсініктеме мен оған қосымша аймақтың аудандау сұлбасы беріледі.

Қазақстан аумағының стратиграфиялық сұлбалары. Бұл сұлбалар Қазақстанның аймақтық сұлбаларын сәйкестендіру негізінде жасалады. Олар үш тараудан тұрады; жалпы шкала; әмбебап сұлбалардан және ең толық жергілікті сұлбалардан тұратын корреляциялық бөлік; көршілес аймақтардың стратиграфиялық сұлбалары.

Қазақстан схемасына қосымша, аудандау сұлбалары да берілуі тиіс. Қазақстан аумағының қазіргі қолданыстағы стратиграфиялық сұлбасы 1986 жылы үшінші Қазақстандық стратиграфиялық кеңесте бекітілген.

Бақылау сұрақтары:

1. Төрттік түзілімдерін стратиграфиялық жіктеу принциптері қандай?
2. Жалпы стратиграфиялық бөлімдемелердің сипаты?
3. Өңірлік (аймақтық) стратиграфиялық бөлімдемелердің сипаты?

18. ТӨРТТІК ТҮЗІЛІМДЕРІН ЗЕРТТЕУ ӘДІСТЕРІ

18.1. Литологиялық-петрографиялық әдістер

Гранулометриялық (түйірөлшемдік) талдау. Төрттік түзілімдерге негізінен таужыныстар мен минералдар сынықтарынан тұратын сынықты немесе терригендік кластардан тұрады. Қазіргі көптеген жіктемелерде бөлшектерді ірілігі бойынша екі жүйеге бөлу қабылданған. Ол бірі – ондық жектеме бойынша таужыныстар бөліктемелерінің аяққы өлшемдері бір-бірінен 10 есе артық көрсеткіштері бойынша ажырату көзделген (*18.1*- және *18.2-кестелер*).

18.1-кесте

Сынықты және саз шөгінді таужыныстардың жіктелімі

Өлшемі, мм	Сынықты материалдың сипаттамасы				
	Құрылымы	қопсық		цементтелген	
		қырлы	жұмыр	қырлы	жұмыр
>1000	Псефиттік (зор және ірі кесекті)	Жақпартас	Жұмырланған жақпартас	Брекчия	Конгломерат
100 – 1000		Дөңбектас	Жұмырланған дөңбектас		
10 – 100		Шақпатас	Малтатас		
2 – 10		Қиыршықтас	Жұмырланған қиыршықтас	Дресвит	Гравелит
0,1 – 2	Псаммиттік (құмдық)	Құм		Құмтас	
0,01 – 0,1	Алевриттік (құмайттық)	Құмайт (алеврит)		Құмайттас (алевролит)	
<0,01	Пелиттік (саздық)	Пелит (саз)		Сазтас (аргиллит)	

18.2-кесте

Саз таужыныстарды түйірөлшемдік құрамы бойынша жіктеу сұлбасы

Саз	Таужыныстар массасындағы бөлшектер мөлшері,%			
	коллоид < 0,001	тозаң 0,001-0,01	құмайтты 0,01-0,1	құмды 0,1-1,0
Типтік (коллоидтық)	> 50 барлығы > 15	26-50	< 25	< 5
Тозаңды	26-50	> 50	< 25	<5
Құмайттылау	барлығы 50-75		< 25	<5
Құмайтты	-«-		26-50	<5
Құмдылау	-«-		< 25	<25
Құмды	-«-		< 25	26-50

Көзмөлшер әдісі – таужыныстар түйірлілігін сипалап, ал құмдарды – Васильевский кестесі мен лупаның көмегімен анықтау.

Елеуішпен талдау – зор сынықты және құмды таужыныстардың түйірөлшемдік құрамын стандарт елеуіштер жиынтығы бойынша анықтайды. Ең ыңғайлысы тесіктерінің өлшемдері ондық логарифмді тәуелділіктегі елеуіштер. Практикада елеуіштердің тесігі: 10; 7; 5; 3; 1; 0,5; 0,25 және 0,1мм болатын жиынтығы пайдаланылады. Мұндай зерттеулерге қажет сынаманың массасы таужыныстардың түйірлігіне байланысты 50-200 г болады.

Лабораториялық әдістер үш топқа бірігеді: 1) елеуішпен талау; 2) гидравликалық әдістер; 3) оптикалық және электрондық - оптикалық әдістер. Түйірөлшемдік талдау нәтижелерін өңдеу үшін математикалық (аналитикалық және графикалық) әдістер қолданылады.

Петрографиялық және минералогиялық әдістер. Бұл белгілі әдістердің жалпы теориялық қағидалар негізінде сынықты таужыныстардың петрографиялық және минералдық құрамының мынадай факторларға байланысты екендігі туралы түсінік жатыр: 1) жалаңаштанған таужыныстар комплекстері ауысымын анықтайтын денудациялық кесінді; 2) химиялық және физикалық мору энергиясын, сондай-ақ таужыныстардың осы процестерге төзіп, сұрыпталатындығын анықтайтын

климат; 3) таужыныстардың абразиялық беріктігі бойынша сұрыпталауын анықтайтын тасымалдаушы (субаэралық және субаквалық) агенттердің динамикасы мен режимі; 4) шөгінділер құрамына кіретін таужыныстар мен минералдардың жылыстау қасиеттері.

Таужыныстар құрамындағы минералдар жиынтығы бойынша мономинералды, олигомиктілі және полимиктілі болып бөлінеді. Қопсық таужыныстардың минералдық (сандық және сапалық) құрамын екі тәсілмен: түйірөлшемдік және түпшаймалық (шлихтық-сынамалардың ауыр фракциялармен болуы) талдау арқылы анықтайды.

Сынықты материалдың жұмырлығын талдау. Сынықтар морфологиясын тек қана ірі сынықты және құмды фракциялар бойынша анықтайды. Ол шөгіндіжаралу гидродинамикалық, жағдайлары тасымалдану алыстығы, таужыныстар мен минералдардың бастапқы пішіні мен көшпелену беріктігіне байланысты.

Тасмалтаның жұмырлық дәрежесін анықтауды – оның петрографиялық анықтаумен бір мезгілде жүргізген тиімді. Талдау үшін қимадағы тасмалталы түзілімдер фракцияларының әрқайсысынан 100-ден тасмалта алады. Әр фракцияны жұмырлану класы бойынша бөледі. Осыдан кейін әр класта ретімен тасмалтадағы таужыныстардың петрографиялық құрамын анықтайды. Жұмырлық коэффициентін есептеу әр таужыныс немесе минерал бойынша жеке-жеке, ал сынама бойынша тұтастай жүргізіледі. Бұған қажет бастапқы деректер: үш тасмалта мен тасдөңбектің өсінің (а-ұзындығы, б-ені, в-қалыңдығы) өлшемі, іштей және сырттай сызылған шеңбердің радиусі, сондай-ақ іштей сызылған шеңбердің максимал радиусі. Осы деректер бойынша дөңгелектік (Уэнтворт), жұмырлық (Уэделл), сфералық (Уэделл мен Крумбейн, Рилей), эллипстік және эксцентриситет (Вистелиус), ассимметрия (Кайе), изометрлік (Крумбейн), жалпақтық (Уэнтворт) коэффициенттері анықталады.

Құм түйірлері пішінінің бастапқы кристалдық кейпін оның тасымалдану, седиментогенез бен эпигенез процестерінен кейінгі өзгеруі бойынша анықтайды. Құм түйірлерінің пішінін бағалау әдістері тасмалталар пішінін бағалау әдістеріне ұқсас. 1970-ші жылдары ВСЕГЕИ-де бөлшектерді пішіні бойынша

вибросепараторда (дірілдек аспап бойынша) ажырату әдісі әзірленген.

Морфологиялық талдаудың нәтижелері графикалық түрде де, сандық түрде де берілуі мүмкін.

Таужыныстардың түсін зерттеу. Таужыныстар түсі – олардың заттық құрам ерекшеліктерін көрсетіп, түзілімдер қалыптасқан жағдайларды білдіретін критерийлердің бірі. Түс кей жағдайларда қималарды корреляциялауға қажет маркалаушы (белгілік) белгі ретінде пайдаланылады.

Таужыныстар бояуы – бастапқы, мұраланған, сингенетикалық және қайта жаралған болып келеді. Таужыныстар сингенетикалық бояуды өздері түзілген кезде иемденеді және ол құрамындағы түйірлер мен оларды біріктіретін цемент түсіне байланысты. Таужыныстар түсі – олардың түйірөлшемдік құрамымен де байланысты. Жалпы алғанда, ұсақ түйірлі таужыныстар түсі ірі түйірлілермен салыстырғанда әрдәйім күңгірттеу. Қайта жаралған бояуларды таужыныстар өздері қалыптасқаннан кейінгі гипергендік процестер мен химиялық құрамы әртүрлі ерітінділерді сіңіру нәтижесінде иемденеді. Егер сингенетикалық бояулар таужыныстар қабаттылығымен тығыз байланысты болса, қайта жаралған бояулар онымен үйлеспейді. Осыған орай оларды түзілімдерді сипаттаған кезде оңай ажыратуға болады.

Таужыныстардың қызыл-қошқыл, қызыл-қоңыр және қоңыр-сары түсі олардың құрамында терең тотыққан темірдің көп мөлшерде болуымен, көкшіл-қара бояу-таужыныстар құрамындағы марганец пен темір оксидімен немесе темір сульфатымен байланысты. Сарғыш-қоңыр, қызғылт-сары, сұрғылт-сары, жасылтым-сары және сары түстер темірлі охраны (лимоний, гидрогетит және т.б.) молынан ұстанған және іркінді сушараларда түзілген таужыныстарға тән.

Таужыныстар түсі – іздеу жүргізу үшін маңызды: саз сияқты қызыл таужыныстар бокситке перспективалы, битум қоспалары таужынысқа күңгірт түс береді, мыс – көк түске бояйды, т.б. Таужыныстар түсін анықтағанда, құрамдас анықтауыштар қолданылады, мысалы: қошқылдау-қызыл тіркесіндегі соңғысы негізгі түсті білдіреді. Бояу анықтамасына реңінің қанықтылығын (мысалы: ақшыл, күңгірт), реңкін (шие-қызыл) қосу керек.

Төрттік түзілімдерінің бітімін зерттеу. Таужыныстар бітімі оларды түзген құрамбөліктердің бағдарлануы, өзара орналасуы мен құрамдас бөлшектерінің таралуы сияқты белгілер жиынтығы бойынша анықталады. Бітімдер седиментация процесінде қалыптасқан – алғашқы, диагенез процесінде пайда болған–екінші, сонымен қатар шөгінді қалыптасу аяқталғаннан кейінгі – эпигенетикалық болып жіктеледі.

Алғашқы (негізгі) бітім, Л.Н. Ботвинкина бойынша (1965) таужыныстар қабаттылығынан тұрады. Қабаттылық екі түрге бөлінеді:

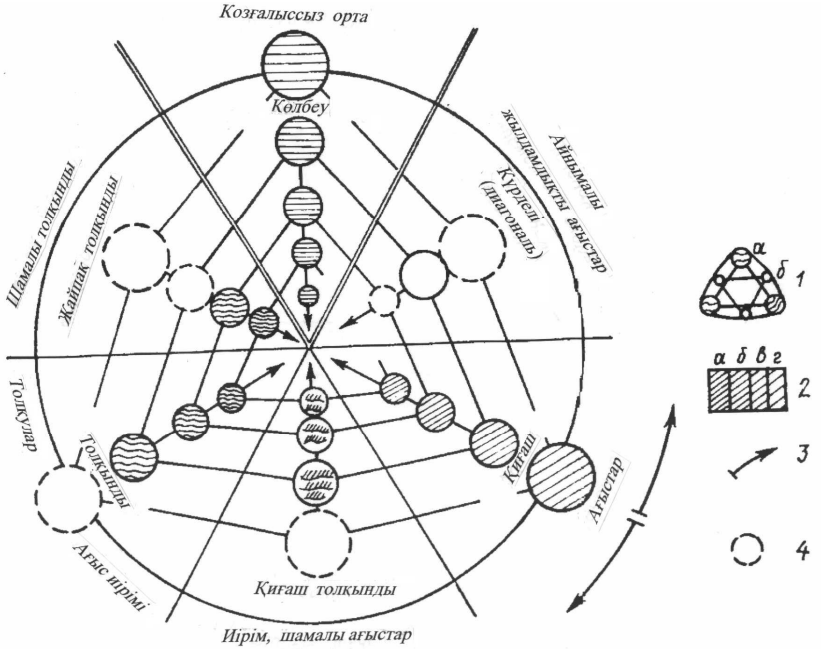
1) *шөгінді түзілімдердің қабаттылығы*, ол таужыныстардың қабаттаса орналасуына байланысты (сыртқы бітім). Қабаттылықтың қарапайым бірлігі – қабат, әр қабат – көршілес қабаттардан өзінің петрографиялық, минералдық, түйірөлшемдік құрамымен, көбінесе түсімен, т.б. белгілерімен ажыратылады. Қабат аккумуляцияның палеогеографиялық жағдайлар динамикасы өзгерген кезде қалыптасады (*18.1-сурет*). Қабаттардың қалыңдығы әртүрлі болады;

2) *қабатшалық* – қабат ішінде байқалады (ішкі бітім). Көп қабатшалықтың ең төменгі таксондық санаты – қабатша. Ол шөгінді жасаушы процестердің пульсациясы кезінде, бірақ тұрақты фациялық жағдайда қалыптасады (мысалы: арнада немесе жайылмада). Пульсацияның көп рет қайталануы мен кезеңділігі – қимадағы қабатшалар қайталануының ырғақтылығына әкеледі. Қабатта бір немесе бірнеше серия болуы мүмкін.

Түзілімдер қабаттылығы масштабы бойынша шомбал (қалыңдығы >50 см), ірі қабаттылықты (50-10 см), орташа қабаттылықты (10-2 см), жұқа қабаттылықты (2,0-0,2 см), парақталған немесе микроқабаттылықты (миллиметрдің бөліктері) болып келеді. Қабаттар қалыңдығы кейде таужыныстардың түйірөлшемдік құрамымен де анықталады. Қалай болғанда да жұқа қабатшалық – шөгінді жиналудың баяу типтін білдіреді. Қабаттардың шекарасы (қабат жіктері) әртүрлі құрамды қабаттарды ажыратады, ол – анық (күрт) және анық емес (біртіндеп ауысатын) түрлерге бөлінеді.

Біршама біркелкі шөгінділер қабаттылығы айрықша топты құрайды. Олардың қабаттылықты бітімін сынықты

материалдық, қоспалар мен кірікпелердің бағдарлы орналасуы бойынша анықтайды. Мұндай бітімдерді Н.Б. Вассоевич (1958) қабаттылау бітім деп атауды ұсынған.



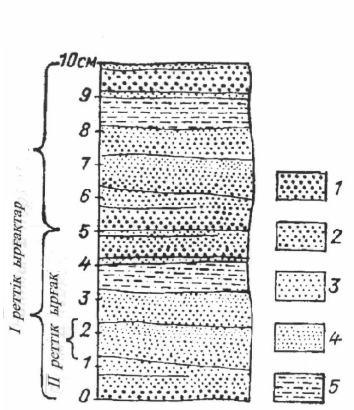
18.1-сурет. Шөгінділер қабаттылық бітімінің қалыптасу динамикасы (Л.Н. Ботвинкина бойынша қысқартылып алынған).

1-қабаттылық типтері: а-негізгі, ә-өтпелі; 2-қабаттылық типшелері (қабатша сериялардың қалыңдығы бойынша): а-өте ұсақ, ә-ұсақ, б-ірі, в-өте ірі (айғыздалу қабаттылық өрнегіне сәйкес келеді); 3-түзілім ортасындағы қозғалыс динамикасының бәсеңдеу бағыты; 4-өте сирек кездесетін қабаттылық типшесі

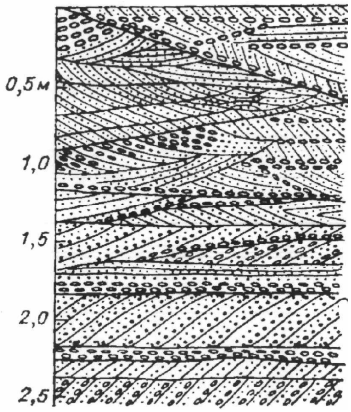
Морфологиялық белгілері (сериялар қалыңдығы, қабаттылық өрнектері, сериялық жіктер, сондай-ақ қабатшалар морфологиясы мен олардағы сынықты материалдардың іріктелуі) бойынша қабаттылық негізгі төрт типке бөлінеді: *көлбеу, қиғаш, қиғаш белесті, белес* (*18.2*- және *18.3-суреттер*).

Әркелкі құрылымды қабатшалар мен қабаттардың заңдылық бойынша ауысымы (мысалы, малтатас – гравий – құм – құмайт) ырғақты қабаттастық жасайды. Құрылымы бойынша

ұқсас ырғақтар қайталануын – *ырғақтылық* деп атайды. Ырғақтар ірі (қалыңдығы ондаған метр), орташа (бірнеше метр) және ұсақ (миллиметрлер) түрлерге бөлінеді.



18.2-сурет. Көлбеу ырғақты қабаттылық.



18.3-сурет. Қиғаш қабаттылық типтері.

1-4–құм (1-ірі түйірлі, 2-орта түйірлі, 3-ұсақ а-диагональ; ә-флексура тәрізді параллель; түйірлі, 4-майда түйірлі); 5-құмайт б-мульда тәрізді; д-айқасқан (сына пішінді)

Қайта түзілген бітімдер шөгінді жиналуға сингенетикалық болғанымен, бірақ олар негізгі аккумуляциялық агентке байланыссыз процестер нәтижесінде қалыптасады. Төрттік түзілімдерде ең көп таралғаны – криогендік (бастапқы грунттық желілер, солифлюкциялық деформациялар, т.б.) және гравитациялық (суасты жылжымалары мен сырғымоларының бітімдері) генезистілер.

Эпигенетикалық бітімдер таужыныстар бітімінің диагенез процесінде және одан кейінгі көмілгендегі өзгерістерін қамтиды (мысалы: криогендік бітімдер, кебірсу жарықтары).

Микробітімдік талдау. Микроскоптың астында бағдарланған мөлдір тастілімде (шлифте) қопсық түзілімдердің микробітімі зерттеледі. Әдістің мәнісі мынада: тастілімде түйірлердің бағдарланғандығымен және өлшемдері әртүрлі сынықтардың өзара орналасуымен анықталатын өрнегі, яғни суреті зерттеледі.

Тастілім үлгілерін қопсық таужыныстар ашылымдарының тазартылған қабырғаларынан алады. Төрттік шөгінділердің

литологиясы әркелкі болатындықтан, қабаттар тік бағытта да, созылымы бойынша да сынамаланады. Ол үшін ашылымның қабырғасында бір-бірінен 10-15-тен 30-50 метрге дейінгі аралықта орналасқан сатыланған орлар қазылып, ашылған шөгінділерден үлгілер алады.

Тастілімдегі микробітім зерттелетін түзілімдер макробітімінің шағын проекциясы болып табылады. Олардың айырмасы – микробітімде шөгінділер қалыптасуына сәйкес келетін динамикалық кезеңіндегі сынықтардың орналасу ерекшеліктері айқын және аумақты түрде сақталған. Микробітімдерді зерттер алдында, зерттелетін түзілімдердің макробітімдері туралы толық мәлімет болу керек. Тастілімдер суретін және түйірлер бағдарлануын зерттеуге кіріспес бұрын, олардың құрамын анықтап алу керек.

Мореналардың заттық құрамын зерттеу. Мореналардың заттық құрамын, далалық зерттеу жүргізер алдында геоморфологиялық тұрғыдан нақтылап алады. Лабораториялық талдау үшін сынамаларды мүмкіндігінше қиманың литологиясы әртүрлі элементтерінің барлығынан алу керек. Мореналарды ұңғымалар керні бойынша зерттегенде оны сипаттар алдында, керннің шығымы мен қиманың түсіп қалуы мүмкін жерлерін белгілеп алады.

Саздарды зерттеу. Саз минералдары негізінен 0,001 мм-ден кіші фракцияда шоғырланады. Сазда олар таужыныс құрамының 30%-тен артық бөлігін құрайды, ал бөлшектердің жартысынан астамының өлшемі 0,01 мм-ден кіші болу керек. Саздарды зерттегенде өлшемдері әртүрлі бөлшектердің сандық арақатнасы, жалпы химиялық құрамы, қоспалар мен кейбір саз минералдардың нақты пішіні анықталады. Бұл зерттеу көбінесе пайдалы қазба немесе пайдалы компоненттерді сыйыстырушы саздар қалыптасуының фациялық ерекшеліктерін қалпына келтіру үшін қажет.

Саздарды далалық зерттеу әдістері – таужыныстардың басқа литологиялық түрлерін зерттеумен бірдей. Саздардың минералдық құрамын далалық жағдайда кейде сыртқы кейпі, түсі, сулануы және органикалық бояулармен бояу арқылы анықтауға болады.

Саздардың көпшілігі полиминералды болғандықтан, оған күрделі лабораториялық талдаулар қолдануды қажет етеді.

Талдау үшін қажет үлгінің орташа массасы 20-50 г. Талдаудың жекелеген түрлерін жүргізуге қажет сынамалардың орташа массасы, s: органикалық боялармен бояу үшін – 5-10; тастілімдерде зерттеу үшін – 20-30; металлометрлік анықтаулар үшін – 5-10; оптикалық талдау үшін – 100-200; құмды фракцияны минералогиялық талдау үшін - 20-40; термикалық талдау үшін – 20-30; химиялық талдау үшін – 50-100; спектрофотометрлік талдау үшін – 5-10; электрондық микроскоппен талдау үшін – 5-10; толық спектрлік талдау үшін – 5-10; кейбір физикалық-механикалық қасиеттерін (тығыздық, ылғалдық, пластикалық, т.б.) анықтау үшін – 300-500 г. Сонымен қатар, саздардың радиоактивтілігін, карбонаттылығын, органикалық заттарын, жұту көлемін, сондай-ақ оттөзімділік, ағартушы қасиеттерімен қоса түрлі технологиялық көрсеткіштерін де анықтау керек. Саздардың минералдық құрамын дәл зерттеу әдістерінің бірі – рентгенқұрылымдық талдау.

Лёсстер мен лёсс тәрізді түзілімдерді зерттеу. Зерттеушілердің көпшілігі лёссті сарғыш түсті, қабатталмаған, кеуектілігі жоғары (40-55%), карбонатты (5-30%), негізінен (30-55%) құмайт бөлшектерден (0,01-0,05 мм) тұратын, тік бөлімдену мен отыру қасиеті бар континенттік түзілімдер деп санайды. Оған морфологиясы ұқсас, бірақ жоғарыдағы белгілердің барлығы болмаса, шөгінділерді – лёсс тәрізділер деп атайды. Жіктелмеген лёсстер мен лёсс тәрізді түзілімдер лёсс таужыныстар деген жалпы атаумен ажыратылады.

Лёсстер мен лёсс тәрізді таужыныстардың көпшілік бөлігі көміліп, олар үзік-үзік болып түзілген. Жалпы алғанда, лёссжаралу палеоклиматтық ырғақтардың суық (мұздықтық, стадиал) фазаларымен байланысты. Қималарда олар әдетте жылы кездерде жаралатын топырақ қабаттарымен астасып жатады. Осындай горизонттардың заңдылық бойынша алма-кезек орналасуы, түбегейлі климаттық-стратиграфиялық сұлбаларды әзірлеуге негіз болады.

Лёсс таужыныстарының қалыптасу процесінде үш сатыны бөлу керек: бастапқы майда тозаң пайда болу; майда тозаңның тасымалдануы және түзілуі; майда тозаңның лёсс таужынысына айналуы. Мұнда Орталық Азия аймақтарында құмды шөлдерден жел алып келген тозаң материал негізгі рөл атқарған.

Лёсс жаралған майда тозаңның тасымалдануы – эолдық жолмен жүрген. Оның куәсі ретінде, лёсс түзілімдерінің әртүрлі бедер пішіндерін жаба орналасуын айтуға болады. Лёсстер негізінен кварц, далашпат және карбонат түйіршіктерінен тұрады. Ал саз минералдарының арасында гидрослюда, монтмориллонит, кейде каолинит басым келеді.

Лёсс қималарын далалық жағдайда жүргізетін, көзмөлшер зерттеу лабораториалық талдаулар: түйірөлшемдік, минералогиялық, споралық-тозаңдық, палеокарпологиялық, диатомдық, микроморфологиялық, химиялық, физикалық-механикалық (тығыздық, кеуектілік, табиғи ылғалдылық, сүзілу коэффициенті, компрессиялық қасиеттері, т. б.) анықтауларға қажет сынамалар алумен аяқталады.

Лёсс түзілімдерінің жасын анықтау үшін бистратиграфиялық, геоморфологиялық, археологиялық, палеопедологиялық әдістермен қатар палеомагниттік, термолюминесценттік және радиокөміртектік әдістер кеңінен қолданылады.

18.2. Геоморфологиялық әдістер

Төрттік түзілімдерді зерттегенде және карталағанда геоморфологиялық әдістер кеңінен пайдаланылады. Олар төрттік түзілімдердің генезисі мен салыстырмалы жасын, геологиялық денелердің қалыптасу реттілігін және таралу аумағын анықтауға мүмкіндік береді. Кейбір жағдайда бедер пішіндері бойынша түзілімдердің заттық құрамы туралы, сондай-ақ олардың пайдалы қазбаларды іздеуге перспективалылығына байланысты мағлұматтар алуға болады. Бұл әдістердің тиімділігі, оларды басқа әдістермен бірге пайдаланғанда арта түседі.

Геоморфологиялық әдістердің жоғары нәтижелілігі бедердің айтарлықтай геологиялық ақпараттылығымен түсіндіріледі. Ол төрттік түзілімдердің белгілі бір түрбөліктерінің аккумуляциялық және денудациялық бедер элементтерімен тығыз байланысты. Қажет геоморфологиялық ақпарат аумақты тікелей зерттеу, әуе-көзмөлшер байқаулар, бедердің әуелік стереомодельдерін мультиплекстермен геоморфологиялық зерттеу, топографиялық карталарды,

аэрофото түсірімдер мен ғарыштық түсірімдерді геоморфологиялық бажайлау арқылы алынуы мүмкін.

Геологиялық денелер морфологиясын зерттеу әдістері. Бұл әдістерге бедерді морфологиялық талдау (оны геоморфологиялық элементтерге жіктеу, одан кейін синтездеу), морфометриялық зерттеу (бедер пішіндерінің, олардың элементтері мен бірлестіктерінің сандық сипаты пішіндердің негізгі параметрлері мен олардың жиынтығы: биіктігі, ені, ұзындығы, еңістік бұрышы, аумағы, т.б.) және морфологиялық байқаулар (бедер пішіндері мен элементтерін сапалық және сандық көрсеткіштермен сипаттау) кіреді.

Түзілімдер генезисін анықтау әдістері. Олар генетикалық типтер, типшелер, фациялар мен олардың тобы таксондық деңгейлерде морфогенетикалық диагноздау әдісінің әртүрлі вариантарын пайдаланады. Әдістер аккумуляциялық және денудациялық бедер пішіндерімен байланысты түзілімдер генезисін зерттегенде қолданылады.

Түзілімдер жасын анықтау әдістері. Оларға жастық шептер (немесе гетерохромдық пішіндер), корреляцияланған гетерогендік синхрондық пішіндерді талдау, денудациялану дәрежесін талдау, бедер пішіндерінің жаралу реттілігін талдау әдістері кіреді. Аталған әдістердің барлығы бедер пішіндерінің, оларды құраған сингенетикалық түзілімдердің салыстырмалы жасын анықтауға мүмкіндік береді.

Қайраң төрттік түзілімдерін зерттеу және карталау әдістері. Жалпы қайраң үшін төрттік түзілімдер мен теңіз түбінің қазіргі бедері арасындағы тығыз байланыстың анық білінуі мен тұрақты сақталуы тән. Мұның бәрі көпшілік жағдайда екі басты процеспен: ең жаңа (қазіргі) тектоникалық қозғалыстар және су қабаты динамикасымен байланысты. Далалық байқаулар мен фактілік материалды камералық өңдеу комплексі бедер мен адамдар құрылысы арасындағы байланысты анықтауға және қадағалауға бағытталған.

Геоморфологиялық әдістер қайраң жағдайында теңіз геофизикасы деректерімен қоса тереңдік геологиялық құрылысы туралы жалғыз ақпарат арнасы болып табылады. Өзіндік теңіз геоморфологиялық байқаулардың ең маңызды бөлігі – түптік бедердің дұрыс арақатнастарын анықтауды эхолоттық профильдеу.

18.3. Палеокриологиялық әдіс

Таужыныстардағы судың қатуы және мұздың еруімен байланысты процестерді – *криогендік* (тоңдық), ал олардың әрекетінен туындаған геологиялық жаралымдар мен бедер пішіндерін – *криогендік құбылыстар* деп атайды.

Пакеокриологиялық әдістің мәнісі – қималар мен бедерде сақталған криогендік процестердің ізі бойынша тоңбасу жағдайларының жалпы және локальдық (шектеулі) өзгерістерін қалпына келтіру. Ежелгі тобасу құбылыстары бұл жерде палеокриоиндикаторлар рөлін атқарады.

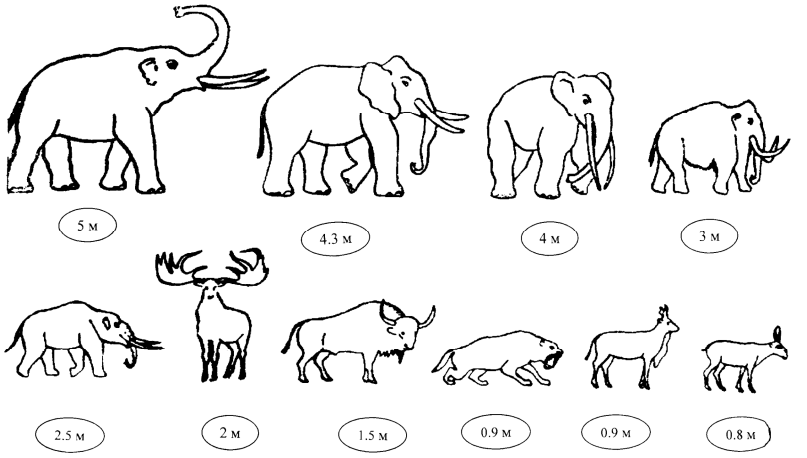
Плейстоцен мұзбасу замандарында көпжылдық тоңбасу қазіргімен салыстырғанда оңтүстікке қарай мыңдаған километрге созылып, ал мұздықаралықтарда, оның аумағы азайған. Бұрынғы тоңбасу алқаптарын – *перигляциялық белдемдер* деп атайды. Бірақ плейстоцендегі тоңбасу тек қана мұздық жабындарының гиеттерінде дамыған, сондықтан көпжылдық көне тоңбасу белдемдерін палеокриолит белдем, немесе палеокриобелдем деп атаған дұрыс.

Стратиграфиялық және палеогеологиялық мақсаттар үшін негізінен шөгінділер басым жиналған аудандарға тән криогендік құбылыстар: таужыныстардың ісінуіне әкелетін мұз қату; температураның маусымдық ауытқуы кезінде мұз жарған жарықшақтар; мұздың еруінен таужыныстар бітімінің өзгеруі (таберал өзгеріс), ол көбінесе қуыстар пайда болуып, жер бетінің опырылып отыруымен (термокарст) жалғасады; көп қайтара (маусымдық) қату-еруден таужыныстардың өзгеруі мен моруы және солюфлюция маңызға ие. Криогендік құбылыстар көбінесе жоғарыда аталған процестердің бірнешеуінің бірігіп әрекет ету нәтижесінде пайда болады. Криогендік құбылыстар мен процестердің сипаты арнайы құралдарда толық баяндалған.

18.4. Палеонтологиялық әдістер

Төрттік түзілімдерін палефауналық зерттеу. Төрттік кезеңінің биостратиграфиялық негізін КСРО аумағы үшін В.И. Громов (1948) жасаған. Осыдан кейін Қазақстан антропогені (плиоценнің соңы мен төрттік дәуірі) стратиграфиясының палеонтологиялық негіздемесін ірі сүтқоректілер бойынша В.С. Бажанов, Б.С. Қожамқұлова, Н.Н. Костенко (1962) және

басқалар жасаған (*18.4-сурет*). Барлық зерттеушілер палеонтологиялық негіздемені фауна комплекстері бойынша құрған.



18.4-сурет. Кейбір сүтқоректілердің салыстырмалы биіктігі, м [1]
(трогантерий пілі, оңтүстік пілі, саванна пілі, мамонт, оверн мастодонты, үлкен мүйізді бұғы, ұзын мүйізді бизон, майхайродус, трагоцерус бөкені, сайғақ)

Фауна комплекстері деп – бір мезгілде тек қана бір аумақта тіршілік еткен жаунарлар түрінің бірлестігін атайды. Бұл бірлестік уақыт ағымында өзгерген. Әр комплекстің өзінік типтік мекені болуы тиіс. Оның құрамына ірі де, ұсақ та сүтқоректілер кіруі керек. Фауна комплекстерінің реттілігі қаңқалы түзілімдердің типтік мекендердегі геологиялық жатыс жағдайларымен және бір немесе бірнеше филеттік желілердегі түрлердің эволюциялық ауысымы бойынша анықталады.

Антропогенде мынадай фауна комплекстері бөлінеді.

Іле фауна комплексі (ортаңғы-соңғы ақшағыл) Еуропадағы – хапра және виллафранк фауналарының, Батыс Сібірдегі – подпуск – лебяжье, Индиядағы – жоғарғы сивалик, Қытайдағы – нихевань комплекстерінің қазақстандық варианты болып табылады. Іле фауна комплексінің құрамына мынадай жануарлар кіреді: оверн мастодонты – *Anancus arvernensis* оңтүстік орман пілі – *Archidiscodon meridionalis*, Стенон

жылқысы – *Equus stenonis Cocchi*, бөкендер – елік *Gazella sp*, жейран – *Gazella subgutturosa Guld* және зерен – *Procapra gutturosa Gmel* (Шарын аңғарындағы Сарыторғой), арқар – *Ovis sp*, пребактриан түйесі – *Paracamelus praebactrianus (Orlov*), алып түйе – *Paracamelus gigas Schlosser*, құндыз-трогонтерий – *Trogontherium cuvieri Fish*, сонымен қатар нашар анықталатын кемірушілер, қоян тәрізділер, жәндік жегіштер мен тұяқтылар – *Ungulata*, ал құстардан – страустың екі түрі – *Struthio sp. Sp*.

Одесса (псекуп) фауна комплексі (апшеронның бірінші жартысы). Бұл комплексте Громов пілін оның ұрпағы – оңтүстік пілі – *Archidiskodon meridionalis* (*Nesti)* ауыстырады, Стенон жылқысы мен этрусск мүйізтұмсығы тіршілігін жалғастырады. Батыс Сібірде бұл комплекске кизин фауна комплексі сәйкес келеді.

Тамань комплексінің (апшеронның екінші жартысы) өзіндік түрлері: оңтүстік пілінің соңғы түршесі – *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dub*.,* зюссенборней жылқысы – *Equus sussenbornensis Wust*, тамань бизоны – *Bison tamanensis N. Ver.* және басқалар.

Қосқорған комплексі (плейстоцен) құрамына мына жануарлар кіреді: орман пілі – *Palaeoloxodon antiquus (Falconer),* алып түйе – *Paracamelus* gigas, зюссенборней жылқысы – *Equus sp.*, Мосбах жылқысы – *Equus caballus mosbachensis*, есек – *Equus (Asinus) hidruntinus Reg.*, этрусск немесе дала мүйіз тұмсығы – *Dicerorhinus etruscus (Falc.*), кең маңдайлы бұлан – *Alces Iatifrons* (*Ionson),* мүйізтұмсық – *Rhinoceras sp.*, эласмотерий – *Elasmotherium sibiricum,* бизон – *Bison priscus subsp.*, бұғы-марал (текті бұғы) - *Cervus elaphus L.*, түйе – *Camelus sp.*, күзен – *Mustelidae*, ит – *Canidae*. Бұл комплекстің Еуропадағы баламасы – тирасполь, Батыс Сібірде – вятка, Забайкальеде – тологой.

Сингиль комплексіне (ортаңғы плейстоценнің басы, төменгі хазар кезі) пілдер – *Palaeoloxodon*, үлкен мүйізді бұғылар – *Megaloceros* және басқалар кіреді.

Хазар комплексі (төменгі хазар, немесе днепр кезі) құрамында трогангерий пілі – *Mammuthus trogontherii (Pohl.)*, ежелгі ұзын мүйізді бизон – *Bison priscus longicornis V. Grom*. бұқа – *Bos sp.*, түйе – *Camelus knoblohi*, үлкен мүйізді бұғы (немесе алып бұғы) – *Megaceros giganteus ruffi Nehr.*, кең маңдайлы бұлан – *Alces latifrons (Ionson*), саванна пілі –

Palaeoloxodon antiquus Falc. мен мамонттың бастапқы түрі *Mammuthus primigenius (Blum.*), сондай-ақ шағын мысық – *Felis sp.* кездеседі.

Мамонт комплексі екі сатыға бөлінеді. Бастапқы сатысы (ортаңғы плейстоценнің екінші жартысы) кәдімгі мамонттың алғашқы түрі – *Mammuthus primigenius (Blum.)* пайда болуымен сипатталады, ол хазар пілінің ұрпағы. Соңғы сатысында (соңғы палеолит комплексі) – мамонттың кейінгі түрі – *Mammuthus primigenius* дамыған. Қазақстан аумағының әртүрлі жерінде жүндес мүйізтұмсықтың, бұқа – турдың, ұсақ бизонның, Кноблох түйесінің, сайғақтың – *Saiga imberbis*, арқардың – *Ovis ammon L.*, муфлонның, жылқының және басқалардың қалдығы табылған.

Голоцен фаунасы ыдыраған перигляциялық бірлестіктер негізінде қалыптасқан. Перигляциялық түрлер бейімделіп, өздерінің ареалын қысқартқан немесе бейімделе алмай қырылған (мәселен: мамонттар, жүндес мүйізтұмсықтар, қой-бұқалар). Сондай-ақ, белдемдік түрлердің сандық арақатынасы өзгерген.

Ұсақ сүтқоректілер фаунасын (жәндікпен қоректенетіндер, қол-қанаттылар, қоян тәрізділәр және кемірушілер), тұщысулық және құрлықтық моллюскілерді, теңіз моллюскілерін, остракод және фораминифер фаунасын (тамыр жеушілер – теңіз планктон жануарлары) зерттеу палеогеографиялық, палеоэкологиялық және төрттік түзілімдердің биостратиграфиясы бойынша көп мәліметтер береді.

Төрттік түзілімдерді палеоботаникалық зерттеу. Бұл әдістер екі топқа бөлінеді: 1) микрофоссилияларды зерттеу; 2) макрофоссилияларды зерттеу. Біріншісі бойынша өсімдіктер тозаңы мен спораларының көмілген қалдықтары (палеопалинологиялық әдіс) және диатомдық балдырлар (диатомдық әдіс) талданады. Екіншісі арқылы жемістер мен ұрықтар (палеокарпологиялық әдіс) және өсімдік таңбалары (ихнофитологиялық әдіс) зерттеледі.

18.5. Палеопедологиялық әдістер

Палеопедологиялық зерттеулер нысаны – көмілген топырақ қабаттары. Топырақ мору қыртысының беткі белдемінде жаралып, тірі организмдер мен олардың өнімдерінің

метаболизмі мен ыдырауының тікелей әсер етуімен дамиды. Топыраққа тік қимасын (профилін) құрайтын белгілі морфологиясы, химиялық құрамы, физикалық және биологиялық қасиеттері бар горизонттарының заңдылық құрылысы тән. Олар өзгеру процестері мен зат жылжуының айрықшылығымен сипатталады. Көмілген топырақтар маңызды палеоклиматтық ақпаратқа ие. Көмілген торықтарды зерттеу сондай-ақ бірқатар экзогендік пайдалы қазбаларды (боксит, шымтезек, көмір, шөгінді темір мен маргенец рудасы) іздеуде, грунтты құрылыс пен мелиорация үшін инженерлік-геологиялық жағынан үлкен мәнге ие.

Көмілген топырақтарды далалық зерттеу – тіректік қималарда, ашылым бетінен 1,5-2,0 метрге тереңдетілген тік тазартпаларда жүргізіледі. Палеотопырақтарды морфологиялық сипаттау барлық қиманың түбегейлі масштабтағы кескіндеулерімен толықтырылады. Анықталған көмілген топырақтарды корреляциялау үшін қосымша қималарды, солардың ішінде ұңғымаларды зерттейді. Топырақты салыстырғанда олардың геоморфологиялық позициясын, геологиялық субстрат пен топырақтық-географиялық белдемділік сипатын ескеру қажет. Топырақ қабаттарында көбінесе археологиялық қалдықтар да орналасады.

Қималарды (профильдерді) сипаттау – топырақты зерттеудің ең маңызды этапы. Топырақ профилі тік бағытта заңдылық бойынша бір-бірін алмастыратын генетикалық горизонттардан тұрады, оларды әдетте әріптік немесе әріптік-цифлық индекстермен белгілейді. Мәселен, А индексі – жоғарғы, В индексі – ортаңғы горизонттарды, индекс С – топырақ жасаушы таужыныстарды, Д индексі – астыңғы таужыныстарды белгілеу қабылданған.

Топырақтар жасын анықтау үшін биостратиграфиялық, археологиялық, геоморфологиялық, сондай-ақ палеомагниттік, радиокөміртектік және термолюминесценттік әдістер қолданылады.

18.6. Археологиялық және антропологиялық әдістер

Қазіргі кезде алғашқы адам дамуының әртүрлі этаптары мен оның материалдық мәдениетінің төрттік кезеңнің белгілі бір бөліктері арасындағы арақатынасы анықталған. Бұл жағдай

археологиялық ескерткіштерді стратиграфиялық мақсатта пайдалануға мүмкіндік береді (*18.6-кесте*).

18.6-кесте

Төрттік (антропоген) кезеңі стратиграфиялық бөлімделерін археологиялық замандармен және палеоантропологиямен салыстыру сұлбасы

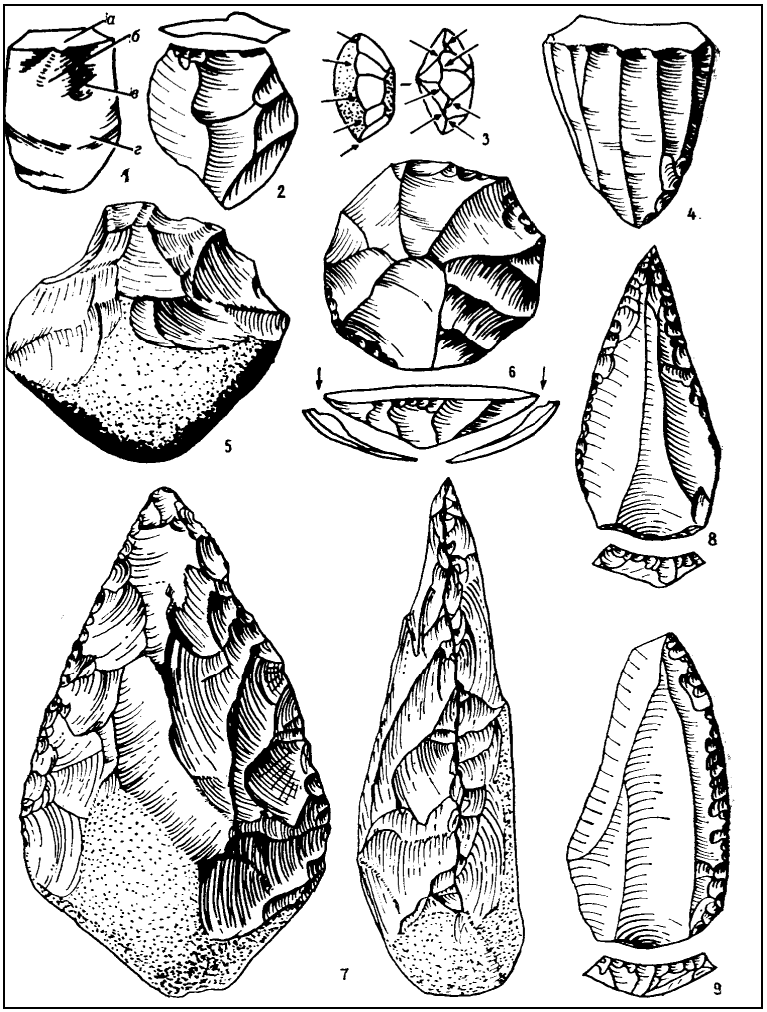
<table>
<tr><th colspan="2">Стратиграфиялық бөліктемелер</th><th rowspan="2">Фауна комплекс-тері</th><th rowspan="2">Археология-лық замандар</th><th>Адамның физикалық типі</th></tr>
<tr><th>Батыс Еуропа</th><th>Шығыс Еуропа, Каспий</th><th></th></tr>
<tr><td colspan="2">Голоцен</td><td>Қазіргі</td><td>Бастапқы металл, неолит, езолит</td><td>Homo sapiens sapiens</td></tr>
<tr><td>Вюрм 4
Вюрм 3</td><td>Жоғарғы валдай
Ортаңғы валдай
мегаинтер стадиал</td><td rowspan="3">Мамонт (жоғарғы палеолит)</td><td>Соңғы палеолит</td><td>Homo sapiens Fossilis</td></tr>
<tr><td>Вюрм 2
Вюрм1</td><td>Төмегі валдай</td><td rowspan="3">Мустье</td><td rowspan="2">Homo sapiens neanderthalens</td></tr>
<tr><td>Рисс-вюрм</td><td>Микулин</td></tr>
<tr><td>Рисс 3
Рисс 2
Рисс 1</td><td>Москва
Одинцово
Днепр</td><td rowspan="2">Хазар-Ертіс</td><td rowspan="6">Ашель (Аббевиль)</td><td rowspan="7">Homo erectus</td></tr>
<tr><td>Миндель-рисс</td><td>Лихвин</td><td>Сингиль</td></tr>
<tr><td>Миндель 2
Миндель 1</td><td>Ока</td><td rowspan="2">Қосқорған (тирасполь)</td></tr>
<tr><td>Гюнц – миндель</td><td></td></tr>
<tr><td>Гюнц</td><td rowspan="3">Апшерон

Ақшағыл</td><td>Тамань</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Дунай</td><td>Одесса

Іле (хапер)</td><td rowspan="2">Арыстанды (олдувей)</td><td rowspan="2">Australo-pithecus (Homo habilis)</td></tr>
<tr><td>Бибер</td></tr>
</table>

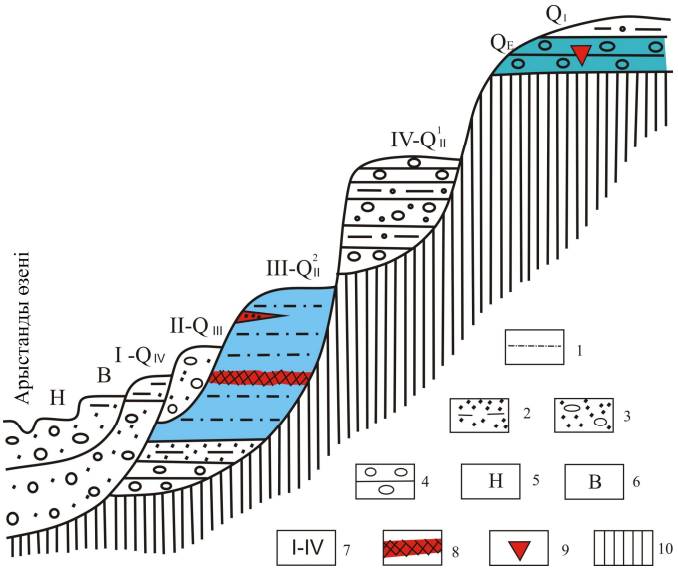
Археологиялық жіктелім алғашқы адамның материалдық мәдениетінің өзгерістеріне негізделген. Ең көп сақталған мәдени материал – тас құралдар. Олар әртүрлі таужыстардан

(шақпақтас, кварцит, обсидиан, андезит, тақтатас, кварц, т.б.) жасалып, әр кезең сайын жетілдіріліп отырған (*18.5-сурет*).



18.5-сурет. Палеолит заманының тас бұйымдары.
1-жаңқа (а-соғу беті, ә-соғу томпағы, б-ойығы, в-сынған беттегі иір омырылым); 2-жаңқаның жоғарғы беті; 3-радиал жару принципі; 4-призма нуклеус; 5-чоппер типті тасмалта қару; 6-диск пішінді нуклеус; 7-ашель кескіші; 8-ұштық; 9-бүйірлік қырғыш

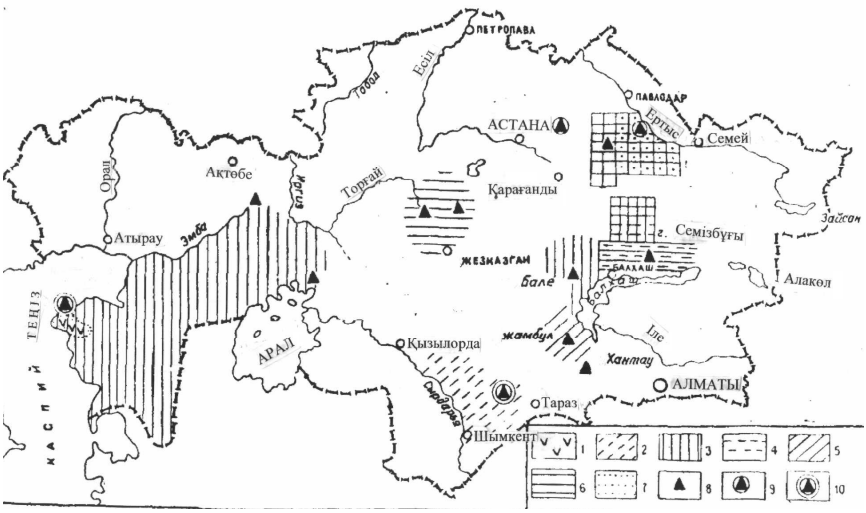
Ең көне тас құралдар Үлкен Қаратау жотасының (Оңтүстік Қазақстан) Арыстанды өзені аңғарында эоплейстоцен конгломерат қабаты мен Маңғыстау түбегіндегі Қаратау жотасынан табылған (Х.Алпысбаев, 1979). Бұл табылған жәдігерлер адамзат Қазақстан аумағында осыдан 2 млн жылдай бұрын автохтондық жолмен (өз бетінше) пайда болған деген гипотеза ұсынуға негіз болды (А.Г.Медоев, 1982). Табылған тас құралдар өзінің дайындалу мәдениеті бойынша белгілі Олдувей археологиялық заманына сәйкес келіп, оны өзіндік "арыстанды" мәдениеті деп бөлген (*18.6-сурет*).



18.6-сурет. Арыстанды өзені террасаларының көп қабатты палеолит тұрақтары орналасқан бөлікшесіндегі жиынтық сұлбасы. Қаратау жоталары, Оңтүстік Қазақстан (А.В. Вислогузова бойынша):
1 - саздақ; 2 - тозаңды құм; қиыршық, малтатас; 4 - конгломерат; террасалардың атауы мен жасы: 5 - төменгі жайылма Q_{IV}; 6 - жоғарғы жайылма Q_{IV}; 7 - жайылма үсті террасалары: бірінші I – Q_{IV}; екінші II – Q_{III}; үшінші III – Q^2_{II}; төртінші IV-Q^1_{II}; 8 – Шоқан Уәлиханов атындағы тұрақтың мәдени қабаттары; 9 - Q_I саздақтарымен жабылған эоплейстоцен (Q_E) конгломераттарындағы көне "арыстанды" тас индустриясының жекелеген қазба үлгілері; 10 - қатпарлы палеозой мен юраның түпкі таужыныстары

Қазір Қазақстан аумағында табылған тас құралдар мен ежелгі адам тұрақтары “арыстанды” мәдениетінен неолит заманына дейін үздіксіз кездеседі. (*18.7-сурет*).

Тастарды жару техникасы мен құралдарды өңдеудегі күрт өзгеріс соңғы палеолит заманының басында (шамамен 35-40 мың жыл бұрын) байқалады. Бұл жаңа мәдениет мустье заманын алмастырған. Радиал жарудың орнына призма бойынша жаңқалау енген. Оның ерекшелігі – тасжаңқа сүйек өзек арқылы алынады. Осындай пішіндердің көпшілігі соңғы палеолит заманы бойынша сақталған (*18.8-сурет*).



18.7-сурет. Қазақстанның палеолиттік мәдениеті ареалдарының картасы:

1-протолеваллуа-ашель; 2-арыстанды дәстүрі: көне арыстанды (конгломерат мәдениеті), соңғы арыстанды (“Қарасу” көп қабатты тұрағының мәдениеті); 3-леваллуа-ашель I және II; 4-леваллуа фациясындағы ашельдік дәстүрлі ашель мен мустье; 5- леваллуа фациясындағы ашельдік дәстүрлі мустье; 6-соңғы палеолит; 7-эпипалеолит; 8-ашық типті ірі тұрақтар мен олардың шоғырланған жерлері; 9-қазба тұрақтар; 10-қазба және ашық тұрақтар орналасқан бөлікшелер

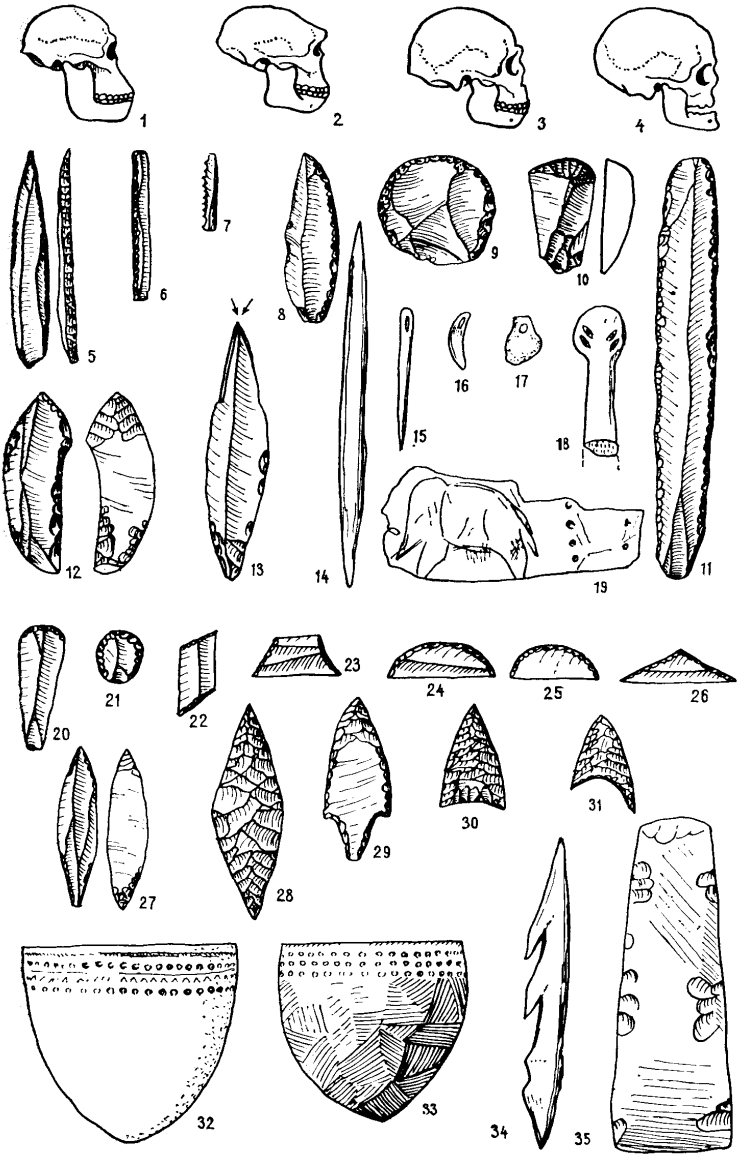
Өткір тасжаңқалар мен кескіштер бұйымдар жасауға тасты ғана емес, ағаш пен сүйекті де пайдалануға мүмкіндік берген. Ағаш құралдар сақталмаған. Найзалар мен шоқпарлардың ұшы, инелер, сондай-ақ әртүрлі әшекейлер мен өнер бұйымдары соңғы палеолит заманына тән. Қызыл, қара, сары және ақ бояулар кеңінен қолданылған. Олар жартастардағы суреттермен қатар, адамдардың күнделікті өмірінде де пайдаланылған.

Соңғы мұзбасу мен голоценнің тоғысындағы климаттық өзгерістер жаңа ландшафт құрылыстарын туындатып, адамзат тарихында үлкен өзгерістер әкелген. Тас құралдарды дамыту – геометриялық пішіндерді жетілдіру бағытында жүрген: ұсақ трапециялар, сегменттер және үшбұрыштар түрінде (мезолит заманында) дайындалған. Біздің дәуірге дейінгі (б.д.д.) үшінші мыңжылдықта барлық жерде дерлік металл қолданыла бастайды: қола заманы басталып, б.д.д. бірінші мыңжылдықта темір ғасырымен алмасқан.

Стратиграфиялық мақсатта сондай-ақ, палеантропологиялық материалдар да қолданылуы мүмкін. Адамдардың физикалық дамуы төрттік кезең ағымында айтарлықтай өзгеріске ұшыраған. Мәселен, “арыстанды” (олдувей) археологиялық заманына австралопитектер (алғашқы адамдар) сәйкес келеді, олардың арасынан *Homo habilis* – шебер адамдар, яғни алғашқы тасмалта қару жасағандар шыққан.

Ең ежелгі адам қаңқасы Афар мекенінде (Эфиопия) табылған, оның жасын 3 млн жыл шамасында деп анықтаған (бұл – жас қыздың қаңқасы, оны “Люси” деп атаған). Австралопитек адамдары миының орташа көлемі 522 $см^3$ (435-600 $м^3$ аралығында).

Ерте ашель заманына архантроптар (*Homo erectus* – тік жүретін адамдар) сәйкес келеді, олардың миының көлемі 860 $см^3$ (775-975 $см^3$) шамасында. Ашельдің соңында, мустье заманына өткен архантроптар палеоантроптарға немесе неандерталь адамдарына өткен. Олардың миының көлемі 900-ден 1800 $см^3$-ге дейін, орташа мәні 1350 $см^3$. Мустьеден соңғы палеолит заманына өткен адамдар – қазіргі физикалық кейіпке түскен, олар *Homo sapiens* – саналы адамдар аталған.



18.8-сурет. Адам бас сүйегінің дамуы және соңғы палеолит, мезолит пен неолит заманларындағы бұйымдардың пішіндері.

Адамдар бас сүйегінің дамуы: 1-австралопитек, 2-питекантроп, 3-неандартал, 4-қазіргі; соңғы палеолит заманы бұйымдарының өзіндік пішіндері: 5-граветт типті үшкір, 6-жиегі доғал тілінім, 7-ара, 8-шательперрон типті үшкір, 9- қырғыш, 10-шеттік қырғыш, 11-пышақ тәрізді тілінім, 12-бүйірі ойыс ұштық, 13-кескіш, 14-сүйек ұштық, 15-сүйек ине, 16-тесігі бар түлкінің азуы, 17-сүйек алқа, 18-сүйек тоқпақтың сынығы, 19-сүйектегі өрнек; мезолит заманы құралдарының өзіндік пішіндері: 20-қырғыш тілінім, 21-дөңгелек қырғыш, 22-параллелограмм, 23-трапеция, 25 пен 26-сегменттер, 27-үшбұрыш, 28-свидер типті ұштық; неолит заманы құралдарының өзіндік пішіндері: 28-жапырақ тәрізді найза ұшы, 9-құйрықты ұштық, 30-түбі ойыс ұштық, 31-тісті ұштық, 32 мен 33-оюлы ыдыстар, 34-сүйек гарпун, 35-жылтыр балта

18.7. Палеомагниттік әдіс

Жер жаралғалы бері оның геомагнит өрісі өзінің полюстілігін бірнеше дүркін ауыстырған (солтүстік және оңтүстік геомагнит полюстері орындарын алмастырған. Ал инверсия (алмасу) жиілігі мен инверсиясыз интервалдар ұзақтығы әр уақытта әртүрлі болған. Геомагнит өрісінің негізінен бір (тура немесе кері) полюстілігімен сипатталатын біршама ұзақ (жүздеген мың жыл) интервалдары магниттік замандар, ал магниттік замандар ішінде білінетін геомагнит өрістің қысқа уақыттық өзгерістері – эпизодтар және экскурстар деп аталады. Кайнозойдың магниттік өрістері ең жасынан көнелеріне қарай ретімен нөмірленеді. Жұп нөмірлі замандар кері (қазіргіге керісінше), ал тақ нөмірлілері – тура немесе қалыпты (қазіргімен бірдей) полюстілікке. Магнит полюстіліктің соңғы төрт заманы өзіндік атауларға ие: Гильберт (төртінші), Гаусс (үшінші), Матуяма (екінші) және Брюнес (бірінші, ең жоғарғы).

Ұзақ уақыт бойы Матуяма-Брюнес магниттік замандар шекарасында осыдан бұрын 700 мың жыл шамасында болған геомагнит өрісінің инверсиясы ең соңғы саналып келген. Осыған байланысты палеомагнитологтар плейстоцен түзілімдеріне көңіл бөлмеген. Бірақ, 1970 жылдардағы зерттеулер бірқатар жағдайларда плейстоцен таужыныстары да тура және кері бағыттардағы магниттілікке ие болатындығы анықталған. Оның табиғатын геомагнит, өрісінің Брюнес

заманындағы өзгерісімен байланыстырады. Кері магниттілік геомагнит өрісінің қысқа уақытқа алмасуымен түсіндіріледі (кері полюсті эпизодтар), ал осыдан кейін ол бастапқы жағдайына қайта келетін ұзақ уақыттық экскурстарға жалғасады. Брюнес заманында геомагнит өрісінің кері полюстік эпизодтары мен экскурстардың болуы – олардың негізінде палеомагниттік әдісті плейстоцен түзілімдерін жіктеуге және дәл корреляциялауға қолдануға болатынын көрсетеді.

Палеомагниттік зерттеулер үшін теңіз, көл, аллювий, лёсс–топырақ, пролювий, эффузиялық және басқа түзілімдер пайдаланылады. Палеомагниттік зерттеулер үшін таужыныстарға мынадай негізгі талаптар қойылады: айтарлықтай қайта өзерулердің болмауы мен қалдық магниттілікке ие ферромагнитті минералдар ұсақ түйірлерінің жеткілікті мөлшерде болуы. Ірі бөлшектер (зор түйірлілер мен одан да үлкендер) геомагнит өрісте іріктеле алмайды. Сондықтан құрамында ірі бөлшектер көп мөлшерде болатын шөгінділер көне геомагнит өрістің бағытын сақтай алмайды. Таужыныстарда рудалы минералдар аз мөлшерде болғанда, қалдық магниттілік те аз болғандықтан, ол қазіргі аспаптармен сенімді түрде өлшене алмайды.

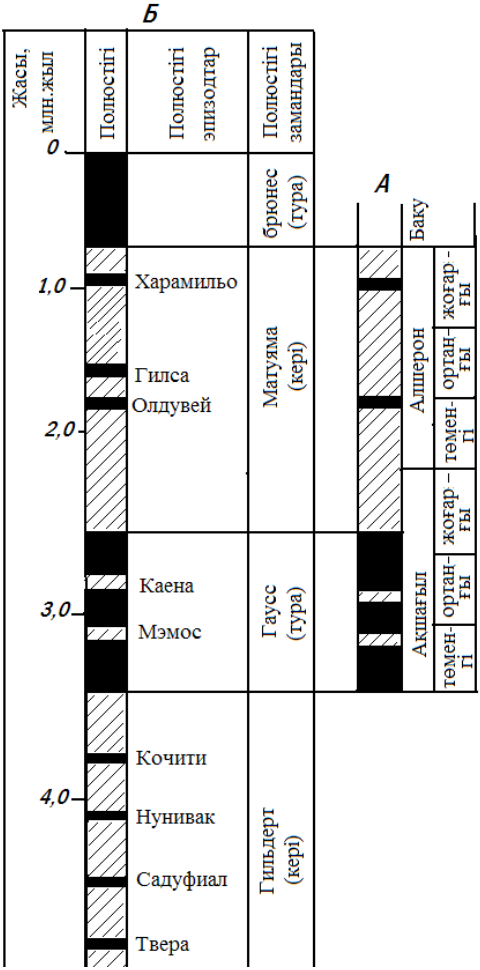
Палеомагнитті үлгілер алу үшін, палеомагниттік зерттеулерге қолайлы таужыныстардан тұратын және қайта өзгерістерге шалдықпаған өте қалың және толық қималарды таңдайды. Алынған сынамалардың барлығы (қатты, жұмсақ, қопсық және керн) өзінің әлем кеңістігіндегі бағдарлануын сақтауы керек.

Палеомагниттік зерттеулер нәтижелерін әдетте графиктер, стереограммалар мен бағаналар түрінде көрсетеді. Оларда әртүрлі белгілермен тура, кері немесе магниттілік бағыты бойынша аномал қима интервалдары көрсетіледі (*18.9-сурет*).

18.8. Маусымдық қабаттылықты шөгінділерді зерттеудің геохронологиялық әдісі

Бұл әдіс көл-мұздық таспа саздарының, көл ұйықтарының, тұзды көлдердің жылдық таспаларын есептеу мен салыстыруға негізделген. Ол маусымдық қабаттылығы бұзылмаған шөгінділердің салыстырмалы, ал кейде абсолют жасын

анықтауға мүмкіндік береді. Жылдық таспалар екі қабаттан: қыстық (сазды) және жаздық (құмдық), ал тұзды көлдерде – тұз бен ұйық қабатшаларынан тұрады.



18.9-сурет. *Каспий алқабы магнитостратиграфиялық шкаласын (А) магнитохронологиялық шкаламен (5) салыстыру сұлбасы.*

Жылдық таспалар әдетте ондаған километрге созылған тұрақты құрамы және қалыңдығымен сипатталады. Таспалы

шөгінділердің, жекелеген қималарында ондаған, жүздеген, кейде 2-3 мың жылдық таспаларды байқауға болады. Кейде қалыңдығы бірдей көптеген таспалар арасында аномал қалыңдықты бір немесе бірнеше таспа кездеседі, олар өздерінің сыртқы түріне қарай айрықша бөлінеді. Мұндай таспалар ондаған километрге сызылып, тіректік (белгілік немесе маркалық) міндетті атқаруы мүмкін. Олар көршілес қималардың жылдық таспаларын үлкен дәлдікпен салыстыруға мүмкіндік береді.

Де-Геердің (1940) геохронологиялық салыстырмалары немесе "коннексиялары" осы әдіске негізделген. Әрбір қиманың барлық ерекшеліктерін түбегейлі анықтау – таспа түзілімдердің стратиграфиялық салыстыруын, яғни көрші қималармен байланысын (көннексияларын) анықтауды жеңілдетеді. Өлшеулер жүргізу үшін, қиманың барлық таспалы түзілімдер қатқабаты толығымен бар және морена ашылған жерлері таңдап алынады. Әрбір жылдық таспаның қалыңдығы өлшенуімен қатар, жаздық және қыстық қабаттың қалыңдығы да белгіленеді. Ол үшін ашылым қабырғасына қабаттылыққа перпендикуляр бағытта қағаз таспаны нықтап бекітеді. Әр қағаз таспаға ашылым нөмірін, өлшеу жүргізген уақытын жазып, күнделікікке қиманың қосымша мәліметтерін құжаттайды. Өлшеу жүргізген барлық пункттрді картаға түсіреді. Өте жұқа (1 мм-ден аз) маусымдық қабаттылықты қималардан камералық жағдайда зерттеу жүргізу үшін, монолит сынамалар алады.

Геохронологиялық өлшеулерді радиокөміртек талдаумен даталанған оқиғалармен немесе нысандармен байланысты қамтамасыз ететін үздіксіз тізбекке байланыстыра алатын жағдайларда, жылдық қабаттардың абсолют жасын анықтауға да болады.

18.9. Изотоптық-геохимиялық және термолюминесцент-тік әдістер

Қазіргі кезде геологиялық жаралымдарды радиологиялық және физикалық әдістердің бірқатары жылдам дамуда. Олардың көпшілігі төрттік түзілімдерді зерттеу мен карталау үшін кеңінен қолданылады (*18.7-кесте*). Бұл жаңа бағыттың ғылыми маңызы зор. Ол бірінші кезекте төрттік кезеңнің бірегей

геохронологиялық шкаласын әзірлеуге қажет. Мұндай шкала бір-бірінен қашық аумақтарда өткен табиғи оқиғаларды кеңінен корреляциялау мен санхронизациялау үшін берік негіз бола алады.

18.7-кесте

Төрттік түзілімдерін даталаудың ең кең таралған әдістері

Әдістер тобы		Әдіс	Ең қолайлы нысандар	Ең тиімді пайдаланылатын уақыт диапазоны, мың жыл
Радиологиялық		Калий-аргондық	Континент және мұхит алқаптары (вулканогендік таужыныстар	1000 және одан аз
Радио-көміртектік		Континент (органикалық қалдықтар) және мұхит алқаптары (теңіз организмдеріндегі CO_3, әкті ұйық)		50-ге дейін
Бейтеңдес уран		Континент (сүтқоректілер сүйегі, вулканогендік жаралымдар) және мұхит (бақалшақтар, маржан) алқаптары		100-ге дейін (Ра) 300-ге дейін (Іо) 1000-ге дейін (^{234}U)
Трек		Континент және вулкандық алқаптар (вулканогендік таужыныстар)		Барлық кезең
Жанама	Физикалық	Палеомагниттік	Континент және мұхит алқаптары	Барлық кезең
Изотоптық		Изотоптық-оттектік	Континент (мұз денелері) және мұхит (теңіз организмдерінің қаңқасы)	Барлық кезең

Радиокөміртектік әдіс. Бұл әдістің мәнісі мынада: радиокөміртек ^{14}C ғарыштық сәуле нейтрондарының атмосфера азотына әсер етуінен атмосфераның жоғарғы қабаттарында пайда болады. Осыдан кейін ол көмірқышқыл газға дейін тотығып, атмосферадағы бейрадиоактивті қос окисті көміртекпен (CO_2) бірге көміртектің жалпы табиғи айналымына түседі. Нәтижесінде радиокөміртек өсімдіктер мен жануарлар организміне, сондай-ақ карбонат қосындылар құрамына түседі. Организм өлген соң немесе карбонат сушара түбіне түзілгеннен кейін, алмасу тоқтайды. Олардың құрамындағы көміртек С 5568 жылға тең жартылай ыдырау кезеңімен сипатталатын дәл, белгілі жылдамдықпен ыдырай бастайды. Сонымен, үлгідегі және атмосферадағы ^{14}C мөлшерін салыстыру арқылы таужыныс жасын есептеуге болады.

^{14}C бойынша даталаудың төменгі шегі оның аз мөлшерде өлшену мүмкіндігімен анықталады, ал оның мәні – 40-55 мың жылға тең болады. Арнайы әдістемелерді пайдаланған кезде ол 65-70 мың жылға дейін ұзаруы мүмкін. Радиокөміртектік даталауға үлгідегі көміртектің басқа концентрациялы бөтен ^{14}C болуы – қателікке әкеліп, әдіске үлкен қауіп төндіреді. Органикалық қосындылардың жас немесе қазіргі өсімдік қалдықтарымен және гумин қышқылдарымен ластануы өте қауіпті. Үлгінің өзі көнерген сайын, оған төнетін қауіп те арта түседі. Мәселен, жасы 55 мың болатын үлгіге 1% қазіргі көміртек қосылуы – оның жасын 20 мың жылға жасартып жібереді. Ал жасы 5500 жылдық үлгіде дәл осындай мөлшердегі қоспаның болуы – оның жасын небәрі 160 жылға ғана жасартады. Осының бәрі геологтан далада радиокөміртектік даталау үшін үлгі алғанда аса сақтықты талап етеді. Даталауды ^{14}C бойынша жүргізу үшін ағаш көмірі, ағаш қалдығы, шымтезек пен басқа өсімдік қалдықтары, күйген немесе бүтін сүйек, жануарлар тіні, топырақ пен гумус құрамды басқа таужыныстар моллюск жарғақтары мен карбонат түзілімдер пайдаланылуы мүмкін. Аталған үлгілер түрінің сенімділік дәрежесі әртүрлі. Даталау үшін ең дұрысы - өсімдік қалдықтары, оның ішінде бірінші кезекте – көмір мен ағаш қалдықтары.

Жас (20-40 мың жылға дейін) және көне (30-60 мың жыл) үлгілерді даталауға қажет навеска мөлшері, ^{14}C өлшеудің әртүрлі әдістері (пропорциялық және сцинтилляциялық) сияқты, әртүрлі болады – 20-50 граммнан 5-10 кг-ға дейін.

Радиокөміртектік әдіс төрттік геология мен археологияда жоғарғы төрттік және голоцен түзілімдері мен палеолит және неолит ескерткіштерін даталау үшін кеңінен қолданылады. Қазір әлемдегі 150-ге жуық радиокөміртектік лабораториялар жыл сайын жүздеген анықтаулар жүргізіп, олардың нәтижесін оншақты мерзімдік басылымдарда жариялайды.

Бейтеңдес уран әдісі. Бұл әдіс уран-234 (жартылай ыдырау кезеңі 250 мың жыл), протактиний-231 (34 мың жыл) және ионий (75 мың жыл) мөлшерін бастапқы уран-235 және уран-235 және уран-238 элементтерімен қоса өлшеуді қамтиды. Осы әдіс көмегімен бұдан 2-2,5 млн бұрынғы кезге дейінгі уақытты анықтауға болады. Бұл әдістің қолданудың негізгі қиындығы – радиоизотоптардың табиғатта осы жүйе түзілген уақыт аралығында көшпелеуіне байланысты. Осыған орай бұл әдісті көмілген сүйектер мен шымтезек бойынша олардың жасын анықтау да сенімді нәтиже бермеген. Дәл осындай жағдай организмдер өлген соң ураны сіңіретін, ал бастапқы кезінде оның мөлшері өте аз болатын теңіз моллюскілерінің жарғақтарына да қатысты. Сенімді нәтижелер алу үшін жарғақтарды геохимиялық зерттеулермен бірге, бірқатар бақылаулық өлшеулер комплексін жүргізу қажет. Ең сенімді материал – маржандар болып табылады, солар арқылы қазіргі кезде көптеген сенімді датировкалар алынған.

Қазба трактер әдісі. Ол сенімді болуымен қатар өте кең уақыт диапазонын да қамтиды. Бұл әдіс өз бетінше бөлінетін ауыр радиоэлементтер (уран-234) ядросы сынықтарын есептеуге негізделген.

Изотоптық-оттектік әдіс. Оның мәнісі – теңіз суында еріген карбонат организмдер қаңқасындағы қатты карбонатқа ауысқанда оттектің изотоптарға фракциялануында. Оның мөлшері судың температурасы мен мұздықтар ерігенде мұхитқа құйылған тұщы судың мөлшеріне байланысты. Аталған факторлардың екеуі де (температураның көтерілуі мен тұщы судың көбеюі) бір бағытта әсер етіп, $^{18}O/^{16}O$ мөлшері

азаятындықтан, изотоптық-оттектік қисық жылы және салқын замандардың алмасуы туралы анық ақпарат береді.

Термолюминесценттік әдіс – кейбір минералдардың (атап айтқанда, кварцтың) термолюминесценттілік қабілетіне, яғни 100-400 ^{0}С температура аралығында қыздырғанда сәулеленуіне негізделген. Ол негізінен минералдың табиғи жағдайда радиоактивті сәулеленуімен байланысты. Осындай жағдайда минерал атомдары қозып, кристалл торының энергиясы – жарық жиынтығының қоры өзгереді. Лёсс таужыныстан бөлініп алынған кварцтың термолюминесценттік қасиеттері бойынша ол жұтқан радиация дозасын, яғни оның лёсс қатқабатында көмілген кезінен басталған белсенділену ұзақтығын анықтауға әрекет жасалуда.

Радиотермолюминесценттік (РТЛ) талдау әдісі – жасы 10 мыңнан 1 млн жылға дейінгі үлгілерді даталауға қолданылады.

18.10. Биоиндикациялық әдіс

Төрттік түзілімдерді даталаудың осындай әртүрлі әдістер тобі – организмдердің тіршілігімен байланысты.

Дендрохронологиялық әдіс ағаштардың жылдық сақиналарын санауға негізделген (А.Е.Дуолас, 1919). Ағаш өскенде, жыл сайын оған жаңа сақина қосылады. Ол ішкі және сыртқы, яғни көктемгі (клеткалары ірілеу) және жазғы-күзгі өсу қабаттарынан тұрады. Сақиналардың дамуы климаттық жағдайларға байланысты болғандықтан, бұл әдістің деректерін палеогеологиялық реконструкцияларға пайдалануға болады. Сындарлы және аномал жағдайларда сақиналардың жаралмауы немесе қосарланып және көбейіп (“жалған” сақиналар) кетуі де мүмкін. Талдаудың ең жиі пайдаланатын нысаны – қылқан жапырақтылар, кейде – қос діңді жабық тұқымды ағаштар. Көмілген ағаштардың жылдық сақиналарын талдау АҚШ-та дендрошкаланы 10 мың жылға дейін ұзартуға мүмкіндік берді. Бұл әдістің дәлдігі өте жоғары.

Лихениметриялық әдіс лишайниктердің өсуін зерттейді, ол негізінен қазіргі мұздықтық бедер пішіндерін даталауға пайдаланылады. Әдіс 9 мың жылға дейінгі диапазонда қолданылады, оның дәлдігі нашар.

Аминқышқылдық әдіс амин қышқылдар рецемизациясы реакциясының тұрақты жылдамдығы принципіне негізделген. Амин қышқылдары (құрамында бір немесе бірнеше амин топтары бар карбол қышқылдары) кеңінен таралған және барлық тіршілік құрамына кіреді. Жердегі тірі организмдер құрамына негізінен L – изомерлер кіретіні анықталған. Организмдер өлгеннен кейін амин қышқылдары биологиялық-химиялық өзгеріске түсіп, L – изомерлер II – изомерлерге айналады. Осы өзгерістің уақыттық арақатынасы аминостратиграфияда қолданылады. Даталау нысаны ретінде негізінен теңіз карбонат жаралымдарын, әсіресе фораминифер жарғақтарын қолданады. Әдісті қолданудың уақыттық диаказоны плейстоценді тұтастай қамтиды.

Фтор әдісі сүйек құрамындағы фтор мөлшерінің уақыт өткен сайын үдей түсу принципіне негізделген. Сүйектер негізінен гидроксилапатиттен тұрады, ол фоссилизация процесінде және бұзылмаған кальций фторидін қабылдаған кезде фторанатитке ($Ca_5[PO_4]_3F$) өтеді. Салыстырмалы жасты білдіретін фторлылық коэффициентінің ($К_{фт}$) математикалық өрнегі молекулалық масса мен фтор оқисінің, фторапатиттегі және зерттелетін материалдағы арақатнасы бойынша бейнеленеді. Талдау үшін тек қуыс сүйектер ғана пайдаланылады. Әдіс осыдан 60 мыңнан 3 млн жылға дейінгі уақыт аралығында қолданылады. Бірақ ол қосымша әдіс ретінде ғана және басқа әдістер комплексінде нәтижелі болуы мүмкін.

18.11. Тефрохронологиялық әдіс

Бұл әдіс бойынша жанартау атқыламаларының қопсық өнімдері (тефра) зерттеледі. Тефра түйірөлшемдік құрамына қарай жанартау бомбаларына, лапилли, ірі күл (жанартау құмы және гравийі) мен майда күлге бөлінеді. Тефрохронологиялық (тефростратиграфиялық зерттеулер қазіргі вулканизм аудандарында кеңінен жүргізіліп, әрекеттегі жанартаулар қалыптасу тарихын және терең сулық теңіз шөгінділерін қалпына келтіру үшін – вулканизм мен климат эволюциясын зерттеуге, төрттік кезеңдегі палеожелдер жүйесін қалпына келтіруге (реконструкциялауға) және мұхит палеоағыстарын анықтауға қолданылады.

18.12. Геофизикалық әдістер

Төрттік түзілімдерді геофизикалық әдістермен зерттеу – таужыныстардың физикалық қасиеттері бойынша анық дифференциациялануына негізделеді. Кеңінен пайдаланылатыны – тұрақты токпен электрбарлау әдістері: тік бағытта электрлік зондылау (ТЭЗ) мен электрпрофильдеу (ЭП). Кейде сейсмомагниттік және гравибарлау әдістері қолданылады.

Инженерлік-геологиялық зерттеелерге орай төрттік түзілімдерді геофизикалық әдістермен зерттеу, көптеген мәселелерді шешуге бағытталған: 1) төрттік жабын стратиграфиясы, литологиясы, қалыңдығы мен сулылық дәрежесі және түпкілікті таужыныстардың жату тереңдігі; 2) таужыныстардың физикалық-механикалық қасиеттері, жарықшақтылығы мен карстталғандығы; 3) төрттік түзілімдердің салынатын темір-бетон металл конструкцияларға коррозиялық активтілігін бағалау; 4) грунт суы деңгейін, сулы қатқабаттың қалыңдығын, сутірек қабаттың барын анықтау, т.б; 5) көпжылдық тоңды зерттеу; 6) сырғыма (көшкін) жиылымдарын зерттеу; 7) көмілген өзен аңғарларын контурлау.

Сырғымаларды зерттегенде геофизикалық әдістер көмегімен мынадай негізгі мәселелер шешіледі: жылжыманың қалыңдығын анықтау, жылжыма денесін жекелеген қабаттарға жіктеу, жылжыма мен оның жекелеген бөлік қозғалысының белгілерін анықтау. Бұл мақсат үшін негізгісі – электрбарлау әдісі (ТЭЗ, ЭП және ПС-поляризация спонтанды). Сонымен қатар, аз тереңдікті сейсмобарлау қолданылады.

18.13. Геохимиялық әдістер

Төрттік түзілімдерді геохимиялық зерттеу олардың генезисі мен жасы туралы қосымша мәліметтер алуға мүмкіндік береді, сондай-ақ қималарды корреляциялауға көмектеседі.

Төрттік түзілімдер түптік таужыныстар моруы өнімдерінің механикалық қоспасы ғана емес, гипергенездің заңдылық өнімі. Төрттік кезеңде гипергендік қирауға тек кейбір төзімді минералдар ғана ұшыраған. Бастапқы таужыныстардың гипергендік өзгеру дәрежесі кварцалюмосиликат коэффициентімен анықталады. Егер оның мәні бірден артық

болса, бұл – бастапқы таужыныстардың қарқынды өзгеріске түскенін көрсетеді: ал бірден кем болса, бұл – бастапқы таужыныстар минералдарының шамалы гипергендік өзгергенін білдіреді. Қарқынды эрозиялану мен аридтік климат, бастапқы таужыстардың терең өзгеріске түсуін қиындатады.

Гипергенез екі сатыға бөлінеді: а) прогенетикалық, яғни бастапқы таужыныстар минералдарының белгілі бір типті төрттік түзілімдер қалыптасқанға дейінгі гипергендік өзгерісіне сәйкес келеді; ә) эпигенетикалық, яғни түзілімдер құрамының гипергендік өзгерісіне қатысты.

Прогенетикалық сатыда төрттік түзілімдер құрамының жалпы кейпі, таужыныстардың сынықты және майда дисперсиялық бөліктерін құрайтын минералдық компоненттер комбинациясы қалыптасады. Гипергенездің прогенетикалық сатысындағы процестер кремнезем концентрациясының артуына және басқа компоненттердің барлығының дерлік мөлшерінің азаюына бағытталған. Төрттік түзілімдердегі сирек және шашыранды элементтер мөлшері – олардың қалыптасу жағдайларымен тығыз байланысты. Әдетте шашыранды химиялық элементтер мөлшерінің деңгейлерін салыстырғанда, өлшем бірлігі ретінде олардың кларкі пайдаланылады: бірінші топты кларкі бірден асатын қорғасын мен мырыш құрайды; екінші топқа – мөлшері шамамен кларкке тең болатын марганец пен мырыш кіреді; ал мөлшері өздерінің кларкінен аз болатын көптеген элементтер (барий, стронций, т.б.) – үшінші топты құрайды.

Шашыранды элементтер төрттік түзілімдердің майда дисперсиялы және құмды-құмайтты бөліктерінің арасында әркелкі таралады. Олардың кейбірі-майда дисперсиялы фракцияда, ал басқалары – құмды-құмайтты фракцияда шоғырланады. Төрттік түзілімдер сынықты бөлігінің басты компоненті – кварц. Оның құрамында қоспа-элементтер мөлшері өте аз болады.

Гипергенездің эпигенетикалық сатысында төрттік түзілімдерде минералдар жаңажаралымы қарқынды жүреді. Жаңажаралымдардың әр тобын шашыранды әлементтердің өзіндік жиынтығы мен мөлшерінің деңгейі сипаттайды. Химиялық элементтердің эпигенетикалық сатыда көшпелену заңдылықтарын анықтау үшін, әртүрлі геохимиялық өлшемсіз

көрсеткіштерді (жақын элементтер геохимиялық жұптарының арақатнасын) зерттеудің маңызы зор. Мысалы, карбонат пен гипс жаңажаралымдарын талдау кезінде алынған стронций – барий қатынасы ландшафт аридтілігі артқан сайын ұлғая береді. Мысалы, солтүстүк Қазақстан далаларында оның шамасы 3-5 болса, Оңтүстік Қазақстан шөлейттерінде – 7-50 бірлікке жетеді.

18.14. Геохимиялық деректердің қайраң төрттік түзілімдерін палеогеографиялық зерттеу ақпараттылығы

Реконструкциялаудың қазіргі әдістері төрттік түзілімдер құрамы мен ландшафт – геохимиялық жағдайлар өзгерісі үйлесімділігін қамтамасыз етеді.

Геохимиялық сынамалау тіректік қималарда жүргізіледі. Олардың ең толығын эталон ретінде қабылдап, түбегейлі сынамалау жүргізеді. Алынған үлгілер мүмкіндігінше көп элементтер анықтау үшін талданады. Сынамалау түбегейлілігі, қиманың құрылысы мен оның таужыныстары құрамындағы химиялық элементтер мөлшерінің өзгергіштігіне байланысты. Сынамалау үшін штуфтық сынамаларды әр қабаттан алады, олардың массасы 150-500 г болады.

Қайраң түзілімдерін зерттеу әдістерін үш негізгі топқа біріктіреді: тікелей геологиялық, жанама геологиялық-геоморфологиялық (приборлық-аппаратуралық) және жанама геофизикалық.

Тікелей геологиялық әдістер төрттік жаралымдардың заттық құрамы, бітімдік ерекшеліктері мен әртүрлі стратиграфиялық-генетикалық бөліктемелер арақатынасының сипаты туралы ақпарат алудың негізгі құралы болып саналады. Олардың арасындағы жетекшісі – ұңғымаларды бұрғылау мен колонкалы сынамалағыш көмегімен сынамалар алу.

Жанама геологиялық-геоморфологиялық (приборлық-аппаратуралық) әдістердің қайраңдағы төрттік түзілімдерді зерттеудегі маңызы үлкен. Ең үлкен нәтижеге, бұл әдістерді бағаналы сынамалағышпен қатар жүргізгенде жетуге болады. Приборлық-аппаратуралық әдістер тобының ең бастысы – арнайы геологиялық-геоморфологиялық эхолоттау.

Бүйірлік шолу локациясы (сонография) арнайы приборлар – сонарлар көмегімен жүргізіледі. Бұл әдіс – ультрадыбыстық

толқындар "будасының" алып жүруші кеме қозғалысы жазықтығына перпендикуляр тік бағыттағы жазықтыққа бұрыш жасай таралуына негізделген. Әдіс теңіз түбінің мегабедерін, беттік шөгінділер ауысымы сипатын зерттегенде көнелеу төрттік жаралымдар ашылымдарын іздегенде өте маңызды рөл атқарады. Соноггаммалар теңіз түбінің реңдік-штрихтік перспективалық "акустикалық фотосуреті" болып табылады.

Теледидарды, суасты фото - және кино түсіруді, әуеғарыштық әдістерді және суасты аппараттарындағы жұмысты әрбір нақты жағдайда белгілі бір мәселелерді шешу үшін қолданады.

Геофизикалық әдістерді қайраңдағы төрттік түзілімдерді зерттегенде, бірінші кезекте олардың "тереңдік" құрылысын анықтауға пайдаланады. Олардың ішінде сейсмоакустика жетекші рөл атқарады. Ол серпімді толқындарды қоздыратын жарылыссыз көздерді пайдалануға негізделген.

Төрттік түзілімдерді зерттегенде радиациялық – литологиялық әдіс пен маринопалинология да белгілі мәнге ие.

Аналитикалық әдістер ішінде жетекші орындар – түйірөлшемдік және қайраңдық төрттік түзілімдердің сазды минералдар құрамын зерттеу әдісі үлесіне тиеді.

Бақылау сұрақтары:

1. Төрттік түзілімдерін литологиялық зерттеу әдістерінің мәнісі неде?
2. Төрттік түзілімдерін зерттеудің геоморфологиялық әдістері?
3. Палеокриологиялық әдістің мәнісі неде?
4. Палеонтологиялық әдістердің қолданылуы?
5. Палеопедологиялық әдістердің мәнісі?
6. Археологиялық және антропологиялық әдістердің қолданылуы?
7. Палеомагниттік және изотоптық-геохимиялық әдістердің мәнісі?
8. Биоиндикациялық әдістің мәнісі?
9. Геофизикалық және геохимиялық әдістер, олардың ақпараттылығы?

19. ТӨРТТІК ТҮЗІЛІМДЕРІН ГЕОЛОГИЯЛЫҚ КАРТАЛАУ

Қазақстан аумағы масштабы 1:200 000 геологиялық түсіру жұмыстарымен 95,7%-ке қамтылған (Б.Ужкенов, 2000). Алдағы кезеңдегі жұмыстардың негізгі бағыты 1:50 000 масштабты геологиялық карта түсіру.

19.1. Жалпы ережелер

Масштабы 1:50 000 (1:25 000) геологиялық түсіру жұмыстары (қысқаша ГТЖ-50) жалпы іздеу жұмыстарымен қоса алғанда геологиялық барлау процесінің өзіндік жеке *стадиясы* болып табылады. Бұл жұмыстар масштабы 1:200 000 геологиялық түсіруден кейін және іздеу жұмыстарының алдында жүргізіледі. ГТЖ-50-дің мақсаты халық шаруашылығының барлық салаларын жүйеленген, соның ішінде картографиялық геологиялық ақпаратпен қамтамасыз ету. ГТЖ-50 барлық геологиялық жаралымдар мен олармен байланысты пайдалы қазбаларды міндетті түрде зерттеп, геологиялық зерттеулердің қазіргі әдістерін, әдістемелердің оңтайлы жиынтығын қолданып, комплексті жүргізеді. ГТЖ-50-дің барлық түрлерінің нәтижесі - өзінің мазмұны мен ресімделуі бойынша Инструкцияның [8] талаптарына сәйкес келетін тиісті масштабты геологиялық карта (аэрофотогеологиялық карталау - АФГК жұмысының нәтижесінде - аэрофотогеологиялық карта).

Топтық геологиялық түсіру (ТГТ), парақтық геологиялық түсіру (ГТ) және бұрын түсірілген аумақтарды геологиялық жете зерттеу (БГЖ) негізінде Мемгеолкарта – 50 баспаға даярланады және басып шығарылады. Бұл геологиялық мазмұнды жазба түсініктемесі бар геологиялық карталар жиынтығы Инструкция [8] талаптарына сай құрылып және ресімделіп, бірегей легенда (шартты белгілер) бойынша номенклатуралық парақтар тобымен басып шығарылады.

ГТЖ-50-ді аудандарын, белгілі бір типтері тікелей зерттеу тереңдігі ауқымында геологиялық қималар комплекстерінің бірлестігіне байланысты бөлінеді. Қопсық төрттік түзілімдер дамыған бөлікшелер жеке типке бөлінбейді, егер:

- астында жатқан комплекстердегі геологиялық денелердің құрамы мен шекаралары қажетті дәлдікпен және түбегейлі

түрде түпкі таужыныстар шығуымен элювий-делювий шашылымдары мен кен қазбаларын, карталау ұңғымаларын, аэро- ғарыштық түсірімдер материалын (АҒТМ), геофизикалық, геохимиялық, геоботаникалық, т.б. әдістерді қолдану арқылы анықталатын болса;

- төрттік түзілімдердің таралу ауқымы мен қалыңдығы олардың астындағы жаралымдардың құрылым әлементтері мен геологиялық шекараларын интерполяциялауды жүргізуге мүмкіндік берсе.

ГТЖ-50 бойынша зерттелген аудандағы негізгі пайдалы қазбалардың Р2 категориялы болжамдық ресурстары оларды іздеу мен игерудің мүмкін және экономикалық оңтайлы тереңдігіне дейін (15-20 жылдық перспективасын ескере отырып) бағалануы керек.

ГТЖ-50 жұмыстарын жобалаған кезде жобаның жеке "Табиғатты қорғау" бөлімінде табиғат қорғау шаралары мен оларға қажет шығындарды арнайы көрсетеді, атап айтқанда:

- экологиялық тұрғыдан ең қауіпсіз технологиялық процестерді қолдану;

- табиғи топырақ жабынын, судың тазалығын және ауаны ең аз бүлдіретін көлік түрлерін пайдалану;

- жануарлар мен өсімдік әлемін, табиғи және мәдени ескерткіштерді (олардың ішінде геологиялық, археологиялық, т.б.), жануарлар мен құстар тіршілік еткен ортаны, тіршілік көзі ретінде (колониялар, ұялар, уылдырық шашу, т.б.) айрықша маңызды бөлікшеледі сақтау шараларын іске асыру;

- кен және бұрғылау, қосындар мен базаларды жою жұмыстарынан кейін бүлінген жерлерді қалпына келтіру (рекультивация);

- сулы горизонттарды ашқан ұңғымаларды бекіту және тығындау.

Кен өндіру жұмыстарын жүргізгенде құнарлы топырақ қабатын сыдырып, үйіп қою керек. Жұмыс аяқталған соң қазылған жерлерді көму, тегістеу және топырақ қабатын қалпына келтіру сияқты кен-техникалық рекультивацияны жедел жүргізу қажет.

Геологиялық түсіру партиялары, отрядтары мен олардың жұмыскерлері жұмыс жүргіздегі міндеттері:

- өрт қауіпсіздігін қатал сақтауға, оған қарсы шараларды жүргізуге, ал орман өртенсе, басқа өрт шықса – оны өшіруді ұйымдастыруға;

- қорықтар, ұлттық және табиғи парктер, орман-парктер және басқа арнайы табиғат қорғау режимін қатал сақтауға;

- барлық су объектілерін ластанудан қорғауға, соның ішінде су көлігін пайдаланған кезде (жанар және жағар май ағуы, т.б. салдарынан);

- су объектілеріне өндіріс және тұрмыс қалдықтарын тастамауға;

- көліктерді каналмен, басқа да құрылыстар арқылы бұл мақсатқа арналмаған жерлермен өткізбеуге;

- жануарлар мен өсімдік әлемін қорғауды, соның ішінде аң, балық аулау мен орманды пайдалануды қамтамасыз ететін талаптарды сақтауға;

- жұмыстар жүргізгенде жануарлардың (өсімдіктің) қырылуына немесе олардың санының азаюына және тіршілік ортасының тарылуына әкелетін әрекеттерге (сушаралардағы қопарылыс жұмыстары, жарылғыш және уландырғыш заттар қолдану, оқ ататын қару, балықты жарақаттау, т.б.) жол бермеуге;

- ғылым мен мәдениет үшін қажет сирек және тіректік геологиялық ашылымдардың, минерал жаралымдарының, метеориттердің, палеонтологиялық, археологиялық және басқа нысандардың сақталуын қамтамасыз етуге; мұндай нысандарды тиісті мемлекет органдарына хабарлауға;

- асылтас шикізаттарын, коллекциялық минералдарды, палеонтологиялық үлгілерді жинау жұмысын белгіленген тәртіппен жүргізуге.

19.2. Геологиялық түсіру жұмыстарына қойылатын талаптар

Стратиграфиялық жаралымдар (шөгінді, вулканогендік, вулканогендік-шөгінді) "Стратиграфиялық кодексте" айқындалған жергілікті (комплекс, серия, свита, свиташа) және көмекші (қатқабат, буда, қабат, маркалаушы горизонт, фауналы және флоралы қабат) стратиграфиялық бөлімдемелерді бөлу арқылы жіктелуі тиіс. Олар қимада белгілі бір жағдайда

орналасып, ГТЖ-50 жұмыстарын жүргізгенде анықталуы және қадағалануы тиіс. Бұл жұмыста карталаудың ең кіші стратиграфиялық бөлімдемесі ретінде (маркалаушы горизонтты қоспағанда) литологиялық, фациялық және басқа белгілері бойынша ұқсас қабаттар будасы қабылданады.

Будалар жергілікті бөлімдемелерге – свиташаларға, ал олар – свиталарға біріктіріледі. Егер карталанатын бөлімдемелерді тіректік (жұмыстық) легендада бар свиталармен (свиташалармен) салыстыру мүмкін болмаса, олар көмекші бөлімдемелерге – қатқабаттарға (қатқабатшаларға) жіктеледі. Олар ГТЖ-50-дің соңына қарай легендадағы жергілікті көмекші бөлімдемелерге ауыстырылады. Ал бұл бөлімдемелерді корреляциялау мүмкін болмаған жағдайда, жақсы зерттелген стратотип болса, олар жаңа жергілікті бөлімдемелер рангіне - өзіндік аты бар свиталарға (свиташаларға) ауыстырылады. Егер стратотиптерді түбегейлі зерттеу мүмкін болмаса, қатқабаттар негізгі карталанушы бөлімдемелер ретінде сақталады.

Жабындық шөгінді түзілімдері карталарында бейнеленетін литологиялық-стратиграфиялық бөлімдемелердің максимал қалыңдығы 50 метрден аспауы керек. Барлық бөлімдемелердің жалпы стратиграфиялық реттіліктегі жағдайы анықталып, типтік қимасы (түбірлік жатысында) зерттеледі және сипатталады. Ең болмағанда әр геологиялық дененің бір қиындысында астындағы және үстіндегі түзілімдермен арақатынасы табиғи және жасанды ашылымдарда анықталып, сипатталуы керек.

ГТЖ-50 жүргізілетін барлық аудандарға жасалатын карталарда төрттік түзілімдері өздерінің генезі, жасы және литологиялық құрамы бойынша жіктеледі. Төрттік түзілімдерінің генезисі сынықты материалдың жасалуы, оның тасымалдаушы агенті мен шөгінді түзілу жағдайлары бойынша анықталады. Генезисті анықтау – шөгінді түзілімдердің құрамы мен жайғасу жағдайларын және геоморологиялық айқындығын тікелей байқау арқылы, палеонтологиялық және палинологиялық деректерді, түйірөлшемдік (гранулометриялық), минералогиялық, т.б. талдауларды пайдалануға негізделеді.

Төрттік түзілімдерінің жасы стратиграфиялық және геоморфологиялық арақатынасы, палеонтологиялық және

археологиялық деректер бойынша радиологиялық анықтаулар және палеомагниттік зерттеулер нәтижесін пайдала отырып анықталады.

Төрттік түзілімдерін стратиграфиялық жіктеу плейстоцен мен голоцендегі климат өзгеруі кезеңдерінің ретіне сай әртүрлі генезисті және құрамды қабатталуларды анықтауға негізделуі тиіс.

Әртүрлі рангті таксондардың барлық стратиграфиялық бөлімдемелері белгілер комплексі бойынша бөлінеді. Негізгі бөлімдемелерді – буындарды (Q_I, Q_{II}, Q_{III}, Q_{IV},) бөлуді негіздеу үшін, қазба фауна мен сүтқоректілерді зерттеудің биостратиграфиялық мәліметтері шешуші рөл атқарады. Жекелеген мұздық және мұздықаралық замандарға, климаттың аридтену және ылғалдану кезеңдеріне сәйкес келетін ұсақтау бөлімдемелерді (климатстратиграфиялық горизонттар, климатолиттер) айыру басым түрде палеоботаникалық (карпологиялық, палинологиялық, т.б.) және литологиялық (мореналар, флювиогляциялық малтатастар, лёсстер және т.б) негізге сүйенеді. Бір мұздық немесе мұздықаралық уақыт ағымындағы қысқа мерзімді климат өзгеруіне сәйкес келетін өте ұсақ бөлімдемелерді ажырату таспа саздар қималарын түбегейлі палинологиялық зерттеу, жанартау алқаптарындағы тефрохронологиялық талдау, т.б. мәліметтерге негізделеді [14].

19.3. Төрттік түзілімдерінің геологиялық картасы

Төрттік түзілімдері картасында түспен (бояумен) түзілімдердің негізгі және күрделі генетикалық типтері көрсетіледі. Түзімдер жасы бояу реңдерімен беріледі. Стратиграфиялық жіктеуге сәйкес әр генетикалық бөлімдер үшін өзіндік рең қабылданады. Олардың түсі бөлімдеме жасы көнеленген сайын қанықтау болады.

Белгілі бір фациялар тобына немесе фацияға жататындығын білдіретін төрттік түзілімдерінің литологиялық құрамы қара түсті шартты белгілермен (краппен) көрсетіледі. Түзілімдер құрамының ауытқуы – белгілер мен олардың өлшемдерінің комбинациясы арқылы беріледі (*19.1-кесте*).

19.1-кесте

Төрттік түзілімдері заттық құрамының шартты белгілері
(көп түсті карталар үшін)

	Жақпартас	а б 	Лёссты саздақ (а) Лёсс тәрізді қумай (б)
	Шойтас		Лёссты таужыныстар
	Шақпатас		Бор және бор сияқты т.б. таужыныстар
	Малтатас		Бақалшақтас
	Қиыршықтас		(Әксаз)
	Гравий		Әктас
	Құм		Шымтезек
	Құмайт		Диатомит
	Саздақ		Әктасты туф
	Саз		Кремнийлі туф
	Лёсс		Тұз

Ескертпелер: *1. Түптік түзілімдері құрамы көп түсті белгілермен көрсетіледі; Құрамы күрделі түзілімдер тиісті литологиялық белгілер жиынтығымен көрсетіледі; 3. Түйірөлшемдік құрамы бойынша өзгешеленетін түзілімдерді бейнелеу үшін шартты белгілерге тиісті фракциялар қосылады (мысалы: әркелкі түйірлі құм, ұсақ түйірлі құм, т.б.)*

Стратиграфиялық-генетикалық бөлімдемелердің толық индексі буын, горизонт немесе горизонтша және түзілімдер генетикалық типінің символдарынан тұрады (*19.2-кесте*).

19.2-кесте

Картада төрттік түзілімдері генетикалық типтерін белгілеу

Негізгі және аралас генетикалық типтер	Индексі	Түсі	Жвания* таблицалары бойынша түс белгілердің индексі
Элювий	e	Күлгін	15-А-VI
Элювий-делювий	ed	Жирен	7-А-VI
Коллювий	c	Кармин	42-А-VI
Коллювий-солифлюксий	cs	Қызғылт (малина)	42-Д-I
Делювий	d	Ашық-жирен	47-А-VI
Делювий-коллювий	dc	Қызғылт-жирен	37-А-VI
Солифлюксий	s	Қызғылт-күлгін	33-А-VI
Делювий-солифлюксий	ds	Қызыл (роза)	21-Е-I
Пролювий	p	Оливка түсті	18-А-VI
Пролювий-делювий	pd	Сарғыш	I-А-VI
Пролювий-аллювий	pa	2-ші сары+1-ші жасыл	8-Г-V
Аллювий	a	2-ші жасыл	8-А-VI
Аллювий-делювий	ad	2-ші сары	4-Е-I
Аллювий-теңіз	am	Сұрғылт жасыл+ 2-ші көк	43-Д-VI
Аллювий-көл	al	Көкшіл-жасыл	32-Е-I
Көл	l	Аспан көк	13- А-VI
Мұздық	g	2-ші қоңыр	27-Е-I
Флювий-гляциялық	f	1-ші күңгірт-жасыл	29-Е-I
Көл-мұздық	lg	Сұрғылт-жасыл	35- А-VI
Мұздық-теңіз	gm	1-ші сұр және 2-ші күлгін	25-Д-V
Теңіз	m	2-ші көк	43-Д-I
Эолдық	v	1-ші сары	4-А-V
Хемогендік	ch	Сұрғылт-күлгін+1-ші сарғыш	36-Д-VI
Биогендік	b	2-ші сұр+1-ші жасыл	25-В-IV
Көл-батпақ	lh	2-ші сұр+аспан көк	25-Б-VI
Жанартаулық	β	Қою жасыл	43-А-V
Балшықжанартаулық	π	2-ші қоңыр+1-ші сұр	25-Е-V
Техногендік	t	2-ші сары және 3-ші сары	5-Е-VI
Төрттікке дейінгі		Қою күлгін	45-Е-I
*Д.Г.Жвания. Таблицы цветных обозначений для геологических карт разных масштабов. М.,1960.			

Буындар үлкен рим цифрларымен: төменгі буын – I, ортаңғы – II, жоғарғы – III, қазіргі – IV түрінде белгіленеді. Төрттік жүйенің әріптік символы (Q) төрттік жүйе мен төрттікке дейінгі түзілімдердің аралас бөліктерін қамтитын жағдайларда пайдаланылады. Мысалы: N_2-Q_I – плиоцен мен төрттік дәуірінің төмегі буынын қамтитын түзілімдер.

Горизонттар (горизонттар бірлестігі, горизонтшалар) символы латынның бір немесе екі кіші әрпінен құралады– горизонт атының бірінші және оған ең жақын екінші дауысты әріптен. Горизонтар (горизонттар бірлестігі, горизонтшалар) символы буындар символының оң жағына орналасады.

Горизонтшалар аты – горизонттар атынан жасалып, араб цифрларымен белгіленіп, горизонттар символының оң және төменгі жағына орналасады. Мысалы: III_{P+1}, III_{P+2}, III_{P+3} – петров горизонтының төменгі, ортаңғы және жоғарғы горизонтшалары. Егер стратиграфиялық-генетикалық бөліктеме көлемі жағынан екі немесе одан артық сыбайлас горизонттарға сәйкес келсе, горизонттар (горизонттар бірлестігі, горизонтшалар) симвалдары плюс белгісімен біріктіріледі, ал егер аймақтық стратиграфиялық шкаланың екі сыбайлас бөліктемесі толық қамтылмаған болса, онда горизонттар символының арасына дефис қойылады. Бұл екі жағдайда да бірінші орында көнелеу бөлімдеменің индексі қойылады. Мысалы: II_{od+m} - одинцов және москва горизонттарын толық қамтитын жіктелмеген түзілімдер.

Төрттік түзілімдерінің генетикалық типі кіші латын әрпімен белгіленіп, буын символының сол жағына орналасады. Мысалы: gIIIm – москва горизонтының мұздықтық түзілімдері.

Жасы бойынша жіктелмеген төрттік түзілімдерін индекстегенде, түзілімдер генетикалық типінің тек қана әріптік белгісі қолданылады. Мысалы e – жіктелмеген төрттік элювий жаралымдары (eII-III – ортаңғы-жоғарғы төрттік элювий жаралымдардан өзгешелігі).

Егер аллювий, көл және теңіз түзілімдері бірнеше террасаны құраса, түзілімдердің генетикалық типін білдіретін символдың оң жағына араб әрпімен террасаның реттік нөмірі немесе оның латынша атының бірінші әрпі қойылады. Мысалы

a^3IIsm – самара горизонтына жататын үшінші жайылыма үсті террасасының ортаңғы төрттік аллювий түзілімдері.

Төрттік түзілімдерінің генетикалық типшесі, фациялық топқа немесе фацияға жататындығы қосымша әріптік символмен белгіленіп, түзілімдердің генетикалық типін білдіретін символдың оң жағына төмен орналасады. Бұл мақсат үшін генетикалық типшенің (фациялар тобының, фацияның) латынша атының бірінші әрпі пайдаланылады. Мысалы ar, an, as – арналық, (русло) жайылма үстілік (пойма) және ескі арналық (старица) аллювий фациялар тобы.

Төрттік түзілімдері геологиялық картасында жергілікті немесе көмекші стратиграфиялық бөлімдемелер (свиталар, свиташалар, қатқабаттар, будалар) анықталған жағдайларда, олардың индексі буын мен свитаның (қатқабаттың) символдарынан құралып, оған свиташаның (қатқабатшаның) және буданың реттік нөмірін білдіретін араб цифры қосылады.

Төрттік жаралымдармен және төрттік дәуірінің палеогеографиялық ерекшеліктерімен генетикалық байланыстағы геоморфологиялық элементтер – текшелер (қабақтар), мұздықтық, сулық, т.б. өзіндік пішіндер мен шекаралар қабылданған легендаға сәйкес белгіленеді.

Аккумуляциялық бедер пішіндері мен олардың бөлімдері тиісті генетикалық типтердің таралу контурларымен көрсетіледі. Контурлар топонегізбен дәл сәйкестікте болуы тиіс. Ең айрықша жерлерде төрттік түзілімдерінің барлық қимасының қалыңдығы белгіленеді. Палеонтологиялық және басқа қалдықтар жиналған жерлер тиісті белгілер арқылы көрсетіледі.

Төрттік дәуіріне дейінгі таужыныстар жасы мен құрамына қарамай төрттік түзілімдері картасы мен қималарында күлгін түспен көрсетіледі. Стратиграфиялық және генетикалық бөлімдемелердің анықталған шекаралары – тұтас қара сызықтармен, ал жорамал шекаралары – штрих сызықтармен, бөлімдемелер ішіндегі литологиялық әртүрліліктердің шекарасы – нүктелермен көрсетіледі.

Легенданы кесте тәсілімен тұрғызған дұрыс. Кестеде көлбеу бойынша генетикалық бөлімдемелердің белгілері орналасады, ал тік бағытта – жасының белгілері орналасып, белгілі бір шамада олардың өзара қатынасын көрсетеді. Егер

төрттік түзілімдерінің стратиграфиялық бөлімдемелері абсолют жас анықтамаларына негізделген болса, бұл мәліметтер легенданың сол (жалпы) бөлігінде көрсетілуі мүмкін.

Төрттік түзілімдері картасына қоса берілетін геологиялық қималар қабылданған тәртіпке сәйкес жасалады. Төрттік түзілімдерінің стратиграфиялық бөлімдемелері қалыңдығының шамалы болуына орай қималардың тік масштабын көлбеу масштабына қарағанда, 10-20 есеге дейін арттыруға болады.

Стратиграфиялық бағаналардың орнына төрттік түзілімдері құрылысының сұлбасы тұрғызылады. Төрттік түзілімдері құрылысының сұлбасы жоғарғы жағынан ауданның гипсометриялық кескінімен, ал төменгі жағынан – төрттік дәуірге дейінгі жаралымдар бетімен шектелген жалпыланған қима болып табылады. Қималарда картаның жиегінде қолданылатын тәсілмен барлық ажыратылған стратиграфиялық-генетикалық бөлімдемелер және олардың бір-біріне қатынасы көрсетіледі. Тік масштаб – қалыңдығы ең аз бөлімдемелерді көрсетуге мүмкіндік беретіндей етіп таңдап алынады. Сұлбаның сол және оң жақтарынан әр 1 см сайын цифрланған тік масштабты сызықпен шектеледі. Аудан кескінінің үстіне ең маңызды географиялық нұсқаулардың аты жазылады.

Төрттік түзілімдері құрылысының сұлбасы әдетте төрттік түзілімдерінің геологиялық картаға берілген шартты белгілер көрсетілген параққа орналасады.

Бақылау сұрақтары:

1. Геологиялық карталаудың мәнісі?
2. Геологиялық карталау жұмыстарына қандай талаптар қойылады?
3. Төрттік түзілімдерінің геологиялық картасы қалай жасалады?
4. Төрттік түзілімдерінің генетикалық типтерін қалай белгілейді?

20. ТӨРТТІК ТҮЗІЛІМДЕРІНІҢ ПАЙДАЛЫ ҚАЗБАЛАРЫ

Төрттік түзілімдерімен негізінен бейруда және шашылым пайдалы қазбалар түрлері байланысты. Төрттік түзілімдерінің пайдалы қазбалары бейруда, руда және шашылым түрлеріне бөлініп, олардың құрамында рудалы да, бейрудалы да компоненттер болуы мүмкін. Бейруда кендер литологиялық белгілері бойынша дөңбектас, шақпатас, малтатас және т.б. түрлерге бөлінеді, ал рудаларға шектеулі дамыған батпақ кендері жатады.

20.1. Төрттік пайдалы қазбаларының генетикалық жіктелімі

Пайдалы қазбалар төрт класқа бөлінеді: гипергендік, седиментогендік, биогендік және вулканогендік.

Седиментогендік класс сулық және ауалық катарларға бөлінеді.

Сулық қатар аллювий, пролювий, делювий және көлдік типтерден тұрады. *Аллювий типті пайдалы қазбалар.* Аллювий өте кең таралған және литологиялық құрамы жағынан әр алуан болғандықтан, онымен пайдалы қазбалардың көптеген түрі байланысты. Аллювий құмы формалаушы шикізат ретінде төменгі сортты шыны ыдыстарды өндіруге қолданылады. Аллювий малтатастары мен тасдөңбектері жол құрылысында жолға төсейтін балласт ретінде кеңінен қолданылады. Мұздықтан тыс белдемде құм-гравий материал кенорындарының көпшілігі аллювиймен байланысты. Осындай типті жабындардың пішіні пласт және линза тәрізді, ұзындықтары айтарлықтай қалыңдықтары 2-5 метрден оншақты метре жетеді.

Пролювий пайдалы қазбалары. Олар континенттік атыраулармен, шығарынды конустармен және тау етегіндегі аридтік және семиаридтік алқаптартарда дамыған жолақтармен (шлейф) байланысты болғандықтан, біршама шектеулі аумақта таралған. Кеңінен таралып, практикалық қажетті өтейтіні – континенттік атыраулар, әсіресе олардың төбелік белдемдері. Бұл бөліктерде тасдөңбек-тасмалта-тасшақпа түзілімдердің қалың қатқабаттары жаралатындықтан, оларда балласт

шикізаттың елеулі қоры шоғырланады. Мұндай атыраулардың шеткі бөліктерінде кірпіш жасауға жарамды лёсс тәрізді саздақтар дамиды.

Делювий типті пайдалы қазбалар. Олар беткейлердің делювийлік шлейфтерімен байланысты. Әдетте олар жергілікті қажетті өтейтін кірпіш және көзелік ыдыстар жасауға қолданылатын шағын саз шоғырлары.

Көлдік типті пайдалы қазбалар түп және жағалау белдемдерінде дамыған. Түп белдемінде сапропель (гиттия), диатомит пен көл темір рудалары болады. Олардың ішінде топырақты тыңайтатын және химиялық өнеркәсіпте пайдаланылатын сапропель жатындарының маңызы зор. Сульфатты және хлорлы көлдерде тұнған тұздардың да маңызды. Қазіргі және көне көлдердің жағалау белдемдерінде түзілген малтатастар, гравий, формалық құм мен саз практикалық мәнге ие болуы мүмкін. Көл сазы кенорындарының қуаты аз болғандықтан, олар әдетте жергілікті кірпіш жасау өндірісіне ғана жеткілікті.

Ауалық қатарға эолдық, мұздық және седиментогендік типті пайдалы қазбалар жатады.

Эолдық типті пайдалы қазбаларға эолдық құм, лёсс және лёсс тәрізді саздақтар кіреді. Эолдық құм өзінің литологиялық көрсеткіштері бойынша құрылыс-жол жұмыстарында және бетон өнеркәсібінде пайдаланылады. Кейде олар формалық шикізат ретінде, шыны өндірісінде (әркелкі түйірлі кварц құмы), силикат кірпіштерді жасауға, т.б. пайдаланылады.

Лёсс және лёсс тәрізді таужыныстар Қазақстанның оңтүстігінде, сондай-ақ тау бөктері және тауаралық ойпаңдарда таралған. Олар қызыл кірпіш пен сабанды кірпіш жасауға жарамды. Лёсс ірі кенорындар жасауы мүмкін.

Мұздықтық типті пайдалы қазбалар морена тасдөңбекті сазынан, тасдөңбекті мергель (әксаз) мен құмнан тұрады. Механикалық құрамы өзгермелі болғандықтан, олардың практикада қолданылуы шектеулі. Моренаның кейбір түрлерін құрылыста, кірпіш жасауға пайдаланады.

Седиментогендік типке гравитациялық қатардың пайдалы қазбалары да кіреді. Кеңінен таралуы мен литологиялық түрлестерінің көптігі – олардың кейбіреулерімен әртүрлі бейруда шикізат кенорындары байланысты болуы мүмкін. Ірі

коллювий шоғырлары – құрылыс материалдары кенорындары ретінде қарастырылуы мүмкін. Солифлюкций түзілімдері арасында негізінен сазды түрлестері байқалады. Олар кірпіш жасаудың жергілікті қажетін өтеуге пайдаланылуы мүмкін. Седименттікке жататын техногендік түзілімдер құрылыс өнеркәсібінің шикізаты немесе балласт материал (террикондар түзілімі, үйінділер, т.б.) ретінде жиі пайдаланылады.

Гипергендік класс. Төрттік дәуіріндегі гипергенез процестері әртүрлі ландшафт-географиялық белдемдерде әркелкі білінген. Бұлар эллювийдің механогендік, гипергендік және хемогендік түрлерге жіктелуінде көрініс табады. Моруға төзімді таужыныстардың қирауы нәтижесінде пайда болған механогендік элювий – құрылыс тасы немесе тасшақпа жасаудың шикізаты ретінде пайдаланылуы мүмкін.

Вулканогендік класс. Бірқатар пайдалы қазбалар батпақты жанартаулар түзілімдерімен байланысты. Төбелік саздар керамзит өндірісінің шикізаты болса, жанартау батпақтары бальнеологиялық (емдік) мақсатқа пайдаланылады.

Өнеркәсіптік минерал шикізаттың әркелкі түрлеріне (шыны, керамика, цемент, т. б.) және олардың кенорындарын бағалауға қойылатын талаптар арнайы нұсқаулық әзірлемелерде берілген.

20.2. Төрттік пайдалы қазбаларын іздеу ерекшеліктері

Төрттік түзілімдерімен байланысты пайдалы қазбаларды іздеу әдістемесі көп жағдайда олардың ерекшеліктерімен анықталады. Төрттік түзілімдерінің көп жерде көлбеу жайғасуы және қазіргі бедерде жақсы білінетіндігі – іздеу жұмыстарын жүргізуді жеңілдетеді.

Аумақтың пайдалы қазбаларға қатысты мүмкіндігін дұрыс болжап, бағалау үшін, төрттік түзілімдері жиналуының палеогеографиялық ерекшеліктері туралы түсініктің маңызы зор. Палеогеографиялық себептерге байланысты белдемділік мұздық жаралымдарында ғана емес, сонымен бірге төрттік түзілімдерінің көптеген басқа типтеріне, мысалы, лёсске және көл-аллювий түзілімдеріне де тән.

Аудандардың төрттік пайдалы қазбалары сан қилы түрлерінің мүмкіндігін болжап бағалау, міндетті түрде төрттік

түзілімдерін геологиялық түсіру материалдарын пайдалану арқылы жүргізілуі тиіс. Стратиграфиялық-генетикалық легенда бойынша жасалған төрттік түзілімдері карталары саз, құм, құмды-гравийлі түзілімдердің, әртүрлі генезисті тасдөңбек-тасмалта материал шоғырларының, шымтезек пен пайдалы қазбалардың басқа түрлерінің таралуы мен қуаты туралы құнды ақпарат көзі болып табылады.

Кенорындарды алдын ала бағалау үшін мынадай деректер минимумі қажет: *жатынның пішіні (линза, қабат), оның жаралуы, қалыңдығы, кеңістікте орналасуы (еңістігі, созылымы), біркелкілік дәрежесі, аршылымның қалыңдығы мен оны құрайтын таужыныстардың сипаты, сулы горизонттың болуы мен тереңдігі, кенорынның планы.* Үлкен аймақтарды алдан ала болжау үшін жиынтық ұсақ масштабты төрттік түзілімдері карталары пайдаланылса, жергілікті болжау үшін, орташа және ірі масштабты геологиялық түсірім материалдары пайдаланылады. Әдетте іздеу жұмыстарын геологиялық карта түсірумен бір мезгілде жүргізеді. Қазақстанның құнды металдар шашылымының жіктелімі *20.1-кестеде* көрсетілген.

Сонымен, *20.1-кестеде* көрсетілгендей, алтын шашылымының кенорындары сегіз геологиялық-өнеркәсіптік типке бөлінеді: аллювийлік (қайырлық, арналық, аңғарлық, соның ішінде көмілген көне арналарда), террасалық, аллювий-делювийлік, аллювий-пролювийлік (шығарынды конустар), элювий-делювийлік (беткейлік, желек тәрізді), жағалаулық-көлдік, жағалаулық-теңіздік, карст және техногендік.

Алтынды шашылымдар Қазақстанның барлық аймақтарында кездеседі, бірақ олардың таралуы мен қуаты әр аймақта әртүрлі.

20.3. Шашылымдарда пайдаланылатын негізгі терминдер

Шашылымдар – жер бетінде жиналған таужыныстар мен минералдар ұсақ сынықтарының жиынтығы. Олар түпкілікті кенорындардың немесе байырғы таужыныстардың қирауы нәтижесінде пайда болады. Шашылымдардың типтері көп, солардың бастылары төменде келтіріледі.

Аллювийлік шашылымдар – сынықты материалды су ағындарының шайып, түзуі нәтижесінде пайда болып, аллювий түзілімдерінде орналасады. Олар эллювийлік, делювийлік және көне шашылымдардың, байырғы таужыныстар мен кенорындардың шайылуы кезінде пайда болады.

Жағалық - теңіз бен үлкен көлдердің жағалау белдемінде соқпа толқынның, жағалық ағыстардың ықпалынан пайда болады. Делювийлік – түбірлік кенорындардың мору процесі қиратқан пайдалы компоненттері сусыма таужыныстармен бірге, беткейден төмен қарай салмақ күші (гравитация) әсерімен жылжып түсуі нәтижесінде пайда болады.

Аңғарлық - өзен аңғарларының түпкі жағында түзіледі. Бұл шашылымдар ұзыншақ жолақтар түрінде қалыптасып, аңғар бойымен, ал кейде аңғарларға әртүрлі бұрыш жасай орналасады.

Қайырлық - шашылымдар құмды-малтатасты аралдарда, қайырлар мен саяз сулы бөліктерде шоғырланады.

Мұздық шашылымдары – мұздықтар әрекеті нәтижесінде пайда болады. Олар түбірлік кенорындарды немесе басқа жаралымды бұрынғы шашылымдарды мұздықтардың қиратуы арқылы түзіледі.

Сай шалылымдары (сала шашылымдарының синонимі) өзен салаларының қопсық түзілімдерінде және тұрақты ағысы жоқ шағын сайларда кездеседі. Олар байырғы немесе шашылымдық кенорындардың шаюылуынан пайда болады.

Теңіздік шашылымдар теңіз түзілімдерінде орналасады. Олардың ішінде террасалық, жағалық және суасты шашылымдары ажыратылады. Бұл түзілімдер жағалау бойымен созылған жолақтар түрінде кездеседі.

Көлдік шашылымдар көл түзілімдерімен байланысты. Олар көлдердің жағалау бөліктерінде орналасады. Көмілген шашылымдар - өздерінің қалыптасу процесіне байланысы жоқ кейінгі жастау шөгінді немесе вулканогендік таужыстармен жабылып қалған жаралымдар.

Жағалық теңіздік шашылымдар жаға белдемдерінде орналасады. Олар жаға-теңіз түзілімдерін толқындар мен жағалық ағыстардың табиғи түпшаймалану (шлихталу), ауыр минералмен баю нәтижесінде пайда болады.

Арналық – тікелей су ағындарының арналарына орналасқан аллювийлік шашылымдар.

Террасалық шашылымдар терраса түзілімдерінде орналасады.

Техногендік – адам әрекеттілігіне тікелей қатысты жаңадан пайда болған шашылымдар. Олар кенорындардан пайдалы қазбалар өндіру процесінде жер қойнауында немесе кеніш маңында міндетті түрде қалып қоятын түзілімдер. Бұл жаралымдар үйінділердегі және кентіректердегі техногендік шашылымдар болып бөлінеді.

Элювийлік шашылымдар – құрамында әртүрлі мөлшерде кен минералдары бар қопсық жаралымдар.

20-1-кесте

Қазақстанның құнды металды шашылымдары

Жіктелім қатары						
1			2	3		4
Генетикалық			Морфологиялық	Жасы бойынша		Шашылым кенорындарының мысалдары
типі	түрі		пішіні	Стратиграфиялық жағдайы	бедерге қатысы	
Аллювийлік	Бейжайылмалық	Қайыр, арна	Таспа тәрізді, моншақ сияқты, ұялы, изометрлі	Қазіргі	Орташа және аласа таулы бедер аңғары	Ертіс, Қылжар, Қызылсу, Баянкөл, Тентек, т. б.
Төрттік аңғары		Күрделі, таспа сияқты	Жоғарғы-төменгі және қазіргі төрттік	Тау өзендерінің аңғары, ойпаттар	Қазіргі және көне өзен аңғарлары: Қарағашты, Шілік, Күршім, Қарақыстақ, Шар, Баянкөл, Шеттентек, Биен, т.б.	
Көтерілген көне аңғарлар		Изометрлі, моншақ сияқты, ұялы	Жоғарғы палеоген		Қарағашты (Қаратау) Май-Қапшағай (О.Алтай), Қарауылтөбе, Таукен, Қайынды (Мұғалжар)	

20-1-кестенің жалғасы

1		2	3	4	
Көтерілген көне аңғарлар	Күрделі, ұялы, моншақ сияқты	Жоғарғы палеоген	Көтерілген орташа және аласа таулы бедер (суайрық)	Покровка, Текен, (Оңтүстік Алтай)	
Террасалық	Линза сияқты, күрделі, таспа тәрізді, изометрлі, ұялы	Ортаңғы және жоғарғы төрттік	Орташа және аласа таулы бедер аңғарлары мен беткейлері	Шар, Қыртау-Күршім, Шет-Тентек, Ассы, Саты, Шілік және көне өзен аңғарлары	
Аллювий-пролювий	Қолат, өзек, терраса белесі	Ұялы	Жоғарғы және ортаңғы төрттік	Орташа және аласа таулы бедер аңғарлары мен беткейлері	Бурабай (Азбай), Қалба (Арғанаты), О.Алтай (Қарабұлақ) Шу-Іле (Андасай)
Аллювий-пролювий	Шығарынды конустар	Ұялы	Төменгі және жоғарғы төрттік	Тау алды ойпаңдары, тау жоталарының тоғысулары	Мыңшұңқыр, Қайыршақты, Ранг (Қаратау), Ырғайты, Жаманты (С. Жоңғар)
Элювий-делювий	Желі маңы штокверк маңы, желек тәрізді, беткей	Ұзыншақ және бұрыс пішінді	Төрттік	Суайрық, беткей	Үлкен Шілік (Қаратау), Ақмаңдай (Шу-Іле), Фунт (Қалба), Бетегелі, Теректі, т.б. (О.Алтай)

20-1-кестенің жалғасы

Көл-жағалық	Жаға үймектері	Линза тәрізді	Төрттік	Көлдердің жаға белдемдері	Балқаш көлінің солтүстік жағалауы
Теңіз-жағалық	Көмілген көне, мұралан-ған қазіргі аңғарлар	Линза сияқты, моншақ тәрізді	Палеоген	Жағалық-теңіз белдемдері	Қарашолақ (Мұғалжар)
Мұздық	Морена-лық	Ұялы	Ортаңғы және жоғарғы төрттік	Мұздық бедер пішіндері	Александ-ров сайы (О.Алтай)
Қарст	Карст қуыстары, веронка-лары	Күрделі, ұя сияқты	Бор-палео-ген, төрттік	Тау жүйелері, беткейлері мен аңғарлары	Талды-Ащысай (Мұғалжар)
Техноген-дік	Үйінділер, кентірек-тер	Конус, жолақ, бұрыс пішінді	Қазіргі	Техно-гендік	Мыңшұңқыр (Қаратау), Баянкөл (Іле Алатауы), Желекті (Қалба)

Шашылымдарды барлағанда қолданылатын терминдер.

Құм (синонимдері: алтынды құм немесе алтынды қабат) – сазбен байланысқан қопсық таужыныстар. Олар малтатастан, арналық сыныктар мен құмнан тұрады, құрамында шашылымды алтын кездеседі.

Плотик (кедер) – түпкілікті арна табаны, бұл жерде қопсық түзілімдер (тасындылар) орналасады. Олардың арасында бөлінетіндер: қазіргі плотик – қазіргі өзендер арнасында орналасады; көне плотик – көне аңғарлардың террасаларында кездеседі.

Жалған плотик (кедер) – қопсық таужыныстар арасындағы құрамында пайдалы құрамбөліктер жоқ саз-ұйық немесе саз түзілімдер. Олардың астында алтынды қабат орналасуы мүмкін.

Шым – алтынды қабатты (құмды) жауып жатқан түзілімдердің жоғарғы қабаттары. Шымның құрамында әдетте алтын кездеспейді, ал болса да өте мардымсыз мөлшерде ғана.

Шашылымдар қалыптасуының ерекшеліктері. Шашылымдар белгілі бір жағдайларға байланысты ғана қалыптасады. Ол үшін түпбірлік көздер, қолайлы климаттық, тектоникалық және геоморфологиялық жағдайлар болу керек.

Шашылым жаралу үшін түбірлік көздерде табиғи таза алтын бастапқы ірі күйде және шашылым жасауға қабілетті болу керек. Н.А. Шилоның [17] деректері бойынша, өнеркәсіптік кенорындарда шашылым алтынның 60-80 % өлшемі 1 мм-ден асатын бөлшектерден тұратын көрінеді. Өлшемі 0,25 мм-ден кіші алтын шашылымды өте сирек жасайды.

Қазақстанның алтынды шашылым кенорындарын зерттеу – өнеркәсіптік шашылымдар тектоникалық қозғалыстары бәсең алқаптарда білінетінін көрсетті. Қазақстан шашылымдарының негізгі бөлігі Алтай мен Тарбағатайдың аласа таулы белдемдерінде, Күнгей және Іле Алатауында, Кетмен және Қаратау жоталарында, Сарыарқа ұсақ шоқыларының IV-тен IV-ға дейінгі жоғары реттік аңғарларында орналасқан.

Бақылау сұрақтары:

1. Төрттік түзілімдермен байланысты пайдалы қазбалар жіктелімі?
2. Төрттік пайдалы қазбаларын іздеу жолдары қандай?
3. Шашылымдар деген не, олардың Қазақстан аумағында дамуы?

21. ҚАЗАҚСТАН ТӨРТТІК ТҮЗІЛІМДЕРІНІҢ СТРАТИГРАФИЯСЫ

Қазақстан аумағы бедер ерекшеліктеріне қарай жазық және ұсақ шоқылы, таулы алқаптарға бөлінеді. Сонымен қатар теңіздері мен көлдері де арнайы тоқталып, сипаттауды қажет етеді. Төрттік дәуірі геологиясының ең басты бөлімдерінің бірі – стратиграфия, ол климаттық-стратиграфиялық зерттеулерге негізделеді.

Қазіргі қолданыстағы Қазақстанның Аймақтық стратиграфиялық сұлбасы 1986 жылы Алматыда III-ші Қазақстандық стратиграфиялық мәжілісте қабылданған. Төрттік жүйе кеңейтілген көлемде, плейстоценді қамти қабылданған. Төрттік жүйенің төменгі шекарасы хоргос горизонтының табаны бойынша өтеді.

Стратиграфиялық жіктеуге палеонтологиялық деректер (ірі және ұсақ сүтқоректілер, малакофауна, остракодтар және палеогеографиялық зерттеулер), геоморфологиялық, әуеғарыштық, археологиялық және палеографиялық әдістер пайдаланылған.

21.1. Жазық және ұсақ шоқылы аудандар

21.1.1. Геоморфологиясы

Батыс Қазақстанның геоморфологиялық құрылысы Каспий маңында опат жазықтың, Каспий мен Арал теңіздерінің аралығында денудациялық жазықтың басым болуымен сипатталады. Аймақтың байтақ аумағын эолдық жазықтар алып жатыр. Тек Мұғалжар таулары ғана жазық бедерге өзгеріс береді. Мұғалжар төңірегінде ұсақ шоқылар мен аласа таулы бедер бөлікшелері еңіс жазықтарға ұласады. Жазық бедер көптеген көне аңғарлармен күрделенген, оларды кайнозой түзілімдері толтырады және қазіргі суторап алып жатыр. Көптеген сор - дефляциялық ойпаңдар Батыс Қазақстанға тән өзіндік элементтер, олардың көпшілігі теңіз деңгейінен төмен жатыр. Бұл аймақта алтынды шашылымдарының дамуы жағынан әзірше тиімсіз болып саналады.

Орталық Қазақстан мен Солтүстік Қазақстанның негізгі бөлігінің геологиялық-геоморфологиялық жағдайлары ұсақ шоқылы бедердің кеңінен таралуымен анықталады. Мұндай бедер – қатпарлы берік таужынысар негізінде аридтік континент жағдайларында ұзақ уақыт қалыптасқан. Қазіргі бедер мезозой-кайнозой мору процестері, соңғы альпілік және неотектоникалық этаптарда болу құжбан-дөңес қозғалыстар нәтижесінде берік іргетастың эрозия мен денудацияға ұшырауы салдарынан пайда болған.

Аккумуляциялық бедер көл-аллювийлік, делювий-пролювийлік және аллювийлік жазықтардан тұрады. Олар ойпаңдарға, көл қазаншұңқырлары мен өзен аңғарларына сәйкес келеді.

Аласа таулы бедер суайрықтардың өстік бөліктерінде таралған. Аласа таулардың морфологиясы оларды құрайтын таужыныстар құрамымен анықталады. Гранитоидтарда дамыған аласа таулы бедер қырқалар немесе құзарт беткейлі, шыңдары мен қырқалары сүйірленген жекелеген шектеулі таулар жиынтығы түрінде болады. Олардың ең биіктері (1370-1560 м) аласа таулы массивтерде. Қырқалы және қырқалы-белді аласа таулы бедер эффузиялық-шөгінді таужыныстармен байланысты, мұндай бедер Шыңғыста, Балқаш-Ертіс суайрығында, Ерейментау көтерілімінде, тағы да басқа жерлерде білінеді. Суайрықтардағы аласа таулардың абсолют биіктіктері 900 метрге жетеді. Аласа таулардың өздерін қоршаған жазықтармен салыстырмалы биіктіктері – 500-600 метрді құрайды.

Ұсақ шоқылы бедер салыстырмалы биіктіктері бойынша аласа (50 метрге дейін), орташа (50-100 м) және биік (100-200 м) болып, ал генезисі бойынша тектоникалық-денудациялық және эрозиялық (өзен маңы) түрлерге бөлінеді. Ұсақ шоқылы беттердің гипсометриялық деңгейі. Бас суайрықтан (800-900 м) шалғайларына қарай баяу төмендейді (Балқаш маңында –340 м, ал солтүстік шалғайда-200 м).

Тектоникалық-денудациялық ұсақ шоқылар Балқаш-Ертіс суайрығының аласа таулы бедері шеттерінде дамыған немесе аралдық массивтер түрінде Солтүстік Балқаш маңында, Сырысу-Теңіз суайрығында, Көкшетау көтерілімінде ажыратылады. Олардың морфологиялық ерекшеліктері субстрат

литологиясымен және құрылымымен анықталады. Қырқалы ұсақ шоқылар әдетте мергельдерде (әксаздарда), әктастарда, порфириттерде, метаморфтық таужыныстарда дамыған. Девон мен карбон шөгінді таужыныстарында қырқалы-жалды бедер қалыптасады. Белді бедер құмтастарда, алевролиттерде (құмайттастарда) және аргиллиттерде (сазтастарда) дамиды. Осындай типті ұсақ шоқылардың биіктіктері 600-900 м, ал Ұлытау көтерілімінде – 400-500 м.

Денудациялық ұсақ шоқылар (монадноктор) денудациялық жазықтар арасында сақталған және пішіндерінің тегістелгендігімен сипатталады. Ұсақ шоқы беткейлерінің құлдилығы ($17\text{-}25^0$) көбінесе ондағы таужыныстарға байланысты. Денудациялық ұсақ шоқылар Солтүстік Балқаш маңында, Сарысу-Теңіз суайрығында және Баянауыл аудандарында орналасқан.

Эрозиялық бедер – өзен маңы ұсақ шоқылары ірі өзен аңғарларының борттары бойынша кеңінен дамыған.

Денудациялық жазықтар ұсақ шоқылардың шеттерінде және Қазақ қалқанының шалғайларында кеңінен таралған. Тұғырлық (мүсінді) жазықтар күрделі палеозой және палеозойға дейінгі кезеңдерде дамыған. Жазықтар пайда болған уақыт – мезозой. Бірқатар жағдайларда денудациялық жазықтар палеоген түзілімдерінде (Қазақ ұсақ шоқыларының солтүстік-шығыс шетінде) дамыған немесе неоген тысымен жабылған (Аягөз өзенінің алабы). Денудациялық жазықтардың елеулі бөлікшелері төрттік түзілімдермен жабылған. Тілімдену дәрежесі бойынша денудациялық жазықтар шамалы, орташа және биік белесті болып бөлінеді.

Батыс Сібір ойпатына жанасқан жазықтың бөліктері солтүстікке қарай еңістеу ($1\text{-}2^0$) және абсолют биіктіктері 300-ден 150 метрге дейін төмендейді. Олардың беті шамалы тілімденген террасалы (бірден үшке дейін) плейстоцен аңғарларымен күрделенген. Бедер мен түзілімдердің құрамы шамалы арынды грунт суларының қалыптасуына қолайлы жағдай туындатады.

Төрттік жазықтары Қазақ қалқанының шығыс, солтүстік және батыс шеттерінде білінеді. Жазықтардың беті дөңестеу, шамалы белесті келеді. Олардың қарқынды тілімденген

жекелеген бөлікшелерінде “бедленд” (шұбарланған жерлер) қалыптасады (мысалы, Солтүстік Балқаш маңы).

Аккумуляциялық жазықтар аллювийлік, аллювий-пролювийлік, делювий-пролювийлік, көлдік және антропогендік бедердің эолдық типтерінен тұрады.

Делювийлік-пролювийлік жазықтар Солтүстік Балқаш маңының ұсақ шоқылы массивтерінің төңірегінде, Сілеті-Шідерті, Көкшетау және басқа аудандардың көптеген бөлікшелерінде кездеседі.

Эолдық жазықтар негізінен Балқаш көлінің солтүстік жағалауында дамыған (Тоқырауын дельтасы) және Сарысу өзенінің сол және оң жағаларында жолақтана орналасады. Морфологиясы бойынша олар қырқалы және төмпелі түрлерге бөлінеді, олардың абсолют биіктіктері 300-350 м. Қырқалардың ені 3-4 метрден аспайды. Эолдық құмдар көлдік-аллювийлік түзілімдерді жел суыруынан пайда болған. Эолдық жиылымдардың қалыңдығы 2-3 м.

Меридиан бағытындағы Сарысу-Торғай суайрығы ірі интрузивтердің орқаштана көтерілуінен қалыптасқан (Ұлытау, Едіге таулары). Ал тауаралық ойпаңдарда көптеген көрікті көлдер орналасқан.

21.1.2. Стратиграфиясы

Эоплейстен. Эоплейстеценге Каспий маңы бөлігінде апшерон теңізінің түзілімдері жатады, ал басқа аймақтарда – олардың континенттік аналогтары таралып, хоргос горизонтына бөлінеді.

Есіл-Ертіс аймағында хоргос горизонтына төменгі жүншілік свиташасы сәйкес келеді. А.С. Верковский (1955) Обаған-Есіл өзен аралығында анықталған жүншілік свитасы Торғай ойысында дамып, екі свиташаға бөлінеді (Кассин, Овечкин және басқалар, 1961).

Есіл ауданында эоплейстоценге жүншілік свитасының төменгі свиташасы жатады. Олардың табиғи ашылымы сирек. Свита түзілімдері қалыңдығы 40 метрге жететін ашық-қоңыр түсті саздардан тұрады. Қима бойынша жоғары қарай саздар гипсті саздақтармен (17 метрдей) алмасады. Свитаның құрамы саздан құмға дейін өзгереді.

Жоғарғы жүншілік свиташасының құрамы негізінен саздақтан тұрады. Свитаның генезисі аллювийлік-көлдік, оның қалыңдығы 150-170 м. Свита құрамында моллюскілер мен остракодтар, сондай-ақ ірі сүтқоректілердің – архидискон, Мерк мүйізтұмсығы мен жүндес носорогтың қалдықтары белгілі (хоргос фауналық комплексі). Төменгі свиташасының жасы анық емес, ол остракод фаунасы бойынша эоплейстоцен-төменгі плейстоцен деп анықталған.

Ертіс ауданында хоргос горизонтына краснокут свитасының түзілімдері сәйкес келеді (Антыпко, 1957). Свитаның құрамы – жұқа қабатталған саз, құм мен гравий қабатшалары.

Мұғалжар-Сарыарқа аймағында хоргос горизонтына кеңшағыр, мұзбел, мыңшұңқыр свиталары сәйкес келеді. Кеңшағыр мен мұзбел свиталарының құрамы қошқыл және қызғылт-қошқыл түсті саздан тұрады. Оның құрамында остракодтар кездеседі. Солтүстік Балқаш маңында мыңшұңқыр свитасы қошқыл-қызғылт түсті саздан тұрады, оның құрамына гравий мен бақалшақ сынықшалары бар, қалыңдығы 10-50 метрге дейін жетеді.

Плейстоцен. *Төменгі плейстоцен.* Тұран ауданында қоскорған свитасы карталанады (Н.Н. Костенко, 1960). Свита саздақтардан, саздардан және гравийлі әркелкі түйірлі құмнан құралған. Есіл-Ертіс аймағында төменгі плейстоценге жүншілік свитасының жоғарғы свиташасы жатады. Оның жоғарғы бөлігі лёсс тәрізді саздақтан тұрады.

Түзілімдердің құмды құрамы Мойынқұм аудандарына да тән, бұл жерлерде төменгі плейстоцен түзілімдері мойынқұм свитасына бірігеді. Свитаның құрамы – құм, тасмалта, гипстелген саз бен алеврит (құмайт), қалыңдығы 100-110 м.

Бетпақдалада төменгі плейстоценге шығарынды конустардың делювийлік-пролювийлік түзілімдері жатады, олар қалыңдығы 5-7 м болатын құмнан, құмдақтан мен саздақтан тұрады, сонымен қатар аллювийлік құм, малтатас линзалары бар саздақ да бар, олардың қалыңдығы 3-7 метрдей.

Ертіс ауданында – бұл бөлімдемеге саздақтан, құмдақтан, әркелкі түйірлі құмнан тұратын сладковода свитасы жатады, оның қалыңдығы 15-20 м.

Мұғалжар-Сарыарқа аймағында төменгі төрттік түзілімдері Сарысу өзенінің сол жағалауында карьерде ашылған, олар гравийлі және малтатасты әркелкі түйірлі полимиктілі құмнан құралған.

Осы уақытқа Сарыарқа ұсақ шоқылары (Кент, Қаркаралы, Қарағайлы, т.б.) етектеріндегі биік деңгейлі көне шығарынды конус түзілімдері жатады. Оларға жергілікті таужыныстар тасшақпалары бар сарғыш саздақ тән. Бұл түзілімдерге саздақ, жеңіл саз, майда түйірлі құм жатады, олардың түсі сұр және көкшіл-сұр, қалыңдығы 5-15 м. Сарыарқаның оңтүстік еңіс жағында төменгі төрттік түзілімдері ірі аңғарлардың биік террасаларын құрайды. Көне аллювий сазды-карбонатты цементті сұр конгломерат-брекчиялардың (жоғарғы гобий горизонты) үстіне жатады, олардың қалыңдығы 5-10 м.

Мұғалжар ауданында бастапқы плейстоценге Ырғыз және басқа өзендердің III-ші жабын үстілік терраса түзілімдері жатады. Аллювийдің құрамы құм, көбінесе әркелкі түйірлі, ал жоғарғы жағында гравий мен малтатас линзалары бар, олардың қалыңдығы 5-23 м, ал Жем өзенінің аңғарында олар 4 метрден 15-24 метрге дейін жетеді.

Ортаңғы плейстоцен. Тұран аймағында созақ горизонттар бірлестігі бөлінеді, олардың аты созақ свитасының атынан шыққан. Құратау жотасының, Сырдария ауданындағы жазық алқаптарда құрамында моллюск бақалшақтары бар полигендік құм, құмайт, саздақ бөлінеді, олардың қалыңдығы 150 метрдей. Созақ свитасы III-ші, IV-ші және V-ші жайылма үстілік аллювийді, аллювийлік-пролювийлік лёсс тәрізді саздақты, құмды, малтатастар мен тасдөңбектерді біріктіреді, ал ташкент свитасы – лёсс тәрізді саздақтан, лёсстен, құмнан тұрады. Олардың қалыңдығы 20 метрдей.

Қаратау жоталарында ортаңғы плейстоценге сондай-ақ, өзендердің II-ші жайылма үстілік аллювийі жатады. Бұл өзендер Үлкен және Кіші Қаратау жоталарын бөлетін тауаралық депрессияны қиып өтеді. Ең қызғылықты қима Арыстанды өзенінің аңғарында сипатталған, аңғардағы II-ші жайылмаүстілік түзілімдерде көмілген Ш. Уәлиханов атындағы палеолит тұрақтары орналасқан.

Бетпақдала мен Мойынқұм аудандарында ортаңғы плейстоценге шу свитасының түзілімдері – аллювийлік (II-ші жайылма үстілік терраса) және делювийлік-пролювийлік түзілімдер жатады. Олардың құрамы: қиманың төменгі және ортаңғы бөлігінде – құмнан, ал жоғарғы бөлігінде – құмдақ пен саздақтан тұрады. Бұл түзілімдерден моллюск және остракод калдықтары теріп алынған. Түзілімдердің қалыңдығы 60 метрдей.

Солтүстік Арал маңында ортаңғы плейстоценде – эолдық құм (Борсықты), ал Шығыс Арал маңында Прасырдарияның аллювийі – құм мен құмдақ жиналған. Түзілімдердің қалыңдығы – 5-15 м.

Есіл-Ертіс аймағында бірінші мұздықаралық деңгей үшін есіл горизонты бөлінген (Бобоедова, 1971). Свитаның түзілімдері Есіл ауданының биік террасаларын құрап, Батыс Сібір ойпатының тобыл горизонттарымен сәйкестенеді. Свитаның түзілімдері құмнан, гравийден және ұсақ түйірлі құмнан тұрады, олардың ірі фракцияларының құрамы әртүрлі және темірленген, сондай-ақ күңгірт-сұр, сұр түсті құмдақ пен саздақ бар. Түзілімдердің қалыңдығы 10-25 м. Свита түзілімдерінде остракод қалдықтары табылады. Есіл аллювий түзілімдері бұзылық моллюскілер комплексімен сипатталады (Мадерни, 1974).

Ауданның Обаған бөлігінде қойбағар свитасы бөлінеді (Брагин, 1967), оның түзілімдері құрғақ аңғарларды толтырған. Түзілімдерде құрамы есіл свитасындағыға жақын моллюскілер комплексі кездеседі.

Есіл өзенінің аңғарындағы есіл горизонтына IV-ші террасаның аллювийі – сұр және күңгірт-сұр түсті саздақ пен саз сәйкес келеді.

Орталық Қазақстан Сарыарқасы ұсақ шоқыларының шеткейлеріндегі қималарда көмілген топырақ қабаттары кездеседі. Осы уақытта түзілген таужыныстар Құдайкөл көліндегі (Екібастұз қаласының маңында) стратотип бойынша құдайкөл свитасы деп аталған. Оның бетінде көмілген күйде леваллуа-ашель мәдениетінің – көне палеолиттің ең бастапқы артефактары (тас құралдары) кездеседі.

Есіл-Ертіс және Мұғалжар-Сарыарқа аймақтарындағы жазық аумақтар қималарында сарыбай горизонты өте анық бөлінеді (Бобоедова, 1989), ол ортаңғы плейстоценнің бірінші мұзбасу уақытына сәйкес келеді. Есіл ауданында сарыбай горизонтына сарыбай свитасы жатады, ал оңтүстік бөліктерінде қатпаған свитасы таралады. Перигляциялық (мұздық шеті) түзілімдер Есіл өзенінің аңғарында белгілі. Свита қималарында криогендік (тоңдық) құрылымдар – криогендік мыжылулар, мұз желілерінің псевдоморфозалары сақталған. Түзілімдердің қалыңдығы 20 м, оларда мамонт қалдықтары табылған (Б.С. Қожамқұлованың анықтауы бойынша бастапқы типтік мамонт).

Ертіс ауданында сарыбай горизонтына орлытөбе перигляциялық аллювийі сәйкес келеді. Оның құрамы – моллюск және остракод бақалшақтары бар лёсс тәрізді саздақ. Осы уақыттың криогендік горизонты Ертіс өзенінің сол жағалауы II-ші жайылмаүстілік қималарында жақсы қадағаланады. Сарыбай горизонты Қазақстанның көп бөлігінде анық ажыратылады.

Торғай қолаты бірінші ортаплейстоцендік мұзбасу заманда қалыптасқан (Бобоедова, 1974, 1979). Ортаңғы плейстоцен ағымында ол бірде тереңдесе, бірде қайта толып отырған. Қолат негізінен саздан және саздақтан, кейде құмнан тұрады. Қиманың негізінде гравийлі және тасмалталы құм қабаты жатады, оның қалыңдығы 5-10 метрге дейін өзгереді. Түзілімдерде сары комплексі моллюск бақалшықтарының көптеген қалдықтары кездеседі (Мадерни, 1974). Торғай қолаты қимасының жоғарғы бөлігі соңғы плейстоценнің бірінші жартысында түзілген.

Ортаңғы плейстоценнің екінші жартысында Ұлы Жыланшық, Торғай өзендері мен олардың салаларының II-ші жайылмаүстілік иллювийінің қалыптасуы орын алған. Түзілімдер құрамы сүткоректілер қалдықтарының болуымен сипатталады. Түзілімдердің қалыңдығы 25 метрдей.

Өзендер аралықтарында осы уақытта элювий-делювий мен делювий, түзілімдері жиналған. Олар құрамында мергель сынықтары мен құмтас сынықтары, кварц пен шақпақтас сынықтары бар саздақтан, құмдақтан тұрады, қалыңдығы 5-8 м. Одан жоғарырақ, ортаңғы плейстоценнің жоғарғы бөлігінде, стратиграфиялық бағанада Есіл өзенінің II-ші жайылмаүстілік

аллювийі орналасады. Оның қалыптасуы жоғарғы плейстоценде аяқталған. Аллювий негізінде малтатас бар әркелкі түйірлі гравийлі құмнан тұрады. Одан жоғарырақ сазды құм, құмдақ пен саздақ түзілген. Түзілімдер қалыңдығы 15-25 метрдей.

Сарыарқа-Мұғалжар аймағында днепр-самарово мұздығына сәйкес келетін деңгей бөлінеді. Салқындау ықпалынан көпжылдық тоңбасу білініп, оның ізі криогендік құрылымды горизонт түрінде Мұғалжар таулары мен Сарыарқа қималарында жалғасады.

Мұғалжарда ортаңғы плейстоценге малтатастар мен тасдөңбектерден, ал қима бойынша жоғары қарай құмдақтан құралған II-ші жайылмаүстілік түзілімдер жатады, олардың қалыңдығы 5-20 метрдей (Е. Тапалов, 1967).

Сарыарқа алқабында II-ші жайылмаүстілік түзілімдер де осылай даталанады. Олар малтатасты және дөңбектасты (аллювийдің базалық бөлігі), ал жоғарғы жағында әркелкі түйірлі, көбінесе сазды құмнан тұрады.

Жоғарғы плейстоцен. Тұран аймағында соңғы плейстоценде Сырдария, Шу, Талас өзендерінің I-ші жайылмаүстілік аллювийі, құрлықтағы дельта (атырау) мен шығарынды конустардың аллювий-пролювийі, сондай-ақ Шығыс Қызылқұмның эолдық құмы жиналған. Түзілімдер құмнан, құмдақтан, моллюск пен остракод фаунасы қалдықтары бар саздақтан тұрады. Түзілімдердің қалыңдығы 2-3 метр мен 100 м аралығында ауытқиды. Эолдық құмның қалыңдығы (голоценді қоскқанда) 30 метрге жетеді. Сырдария бөлігіндегі ауданда полигендік лёсс тәрізді және құм мен малтатас линзалары бар құмдақтан тұратын бетпақдала свитасы бөлінеді. Оның құрамында моллюск бақалшақтары бар. Свитаның қалыңдығы 40 метрдей.

Есіл-Ертіс аймағында 1-ші мұздықаралыққа өзендердің II-ші жайылмаүстілік террасаның жоғарғы жағындағы түзілімдер сәйкес келеді. Олар майда түйірлі полимиктілі құмнан, құмдақтан және 1-2 көмілген топырақ горизонттары бар саздақтардан тұрады. Перигляциялық аллювий придорожный горизонтына бөлінеді, ол жоғарғы жағында саздаққа ауысатын құмдақтан құралған. Қимада криогендік құрылымдар жақсы көрінеді. Перигляциялық аллювий Есіл ауданында, Обаған, Есіл

және Петропавлдың Есіл маңының әртүрлі бөлікшелерінде анықталады. Ол II-ші және III-ші жайылмаүстілік қималардың үлкен бөлігін құрайды.

Ертіс ауданында бұл деңгейге көлбеу қабаттылықты және гравийлі құмы бар құмдақ пен саздақтан құралған II-ші жайылмаүстілік аллювийдің жоғарғы бөлігі сәйкес келеді. Оның құрамында мамонт (соңғы типті) қалдықтары бар, ал қалыңдығы 5-7 м.

Есіл аймағында соңғы плейстоценнің жоғарғы жартысы жеткілікті түрде екі бөлікке ажыратылады. Мұздықаралыққа – Есіл, Обаған, Тобыл және басқа өзендер аллювийі негізгі бөлігінің жиналуы сәйкес келеді. Ол құмды-малтатасты түзілімдерден тұрады. Түзілімдерде соңғы типті мамонт бар соңғы палеолит фаунасында қазба жылқылар мен кемірушілер қалдықтары сақталған. Түзілімдердің қалыңдығы 5-8 м-ден 25 метрге дейін.

Жоғарғы плейстоцен түзілімдерінің қимасын жабындық саздақ пен құмдақ аяқтайды. Бұл түзілімдерде криотурбациялардың (тоң жаралымдар) ізі сақталған, бұл құбылыс сартан заманындағы мұзбасумен байланысты болған. Петропавлдық Ертіс маңында осы уақытқа ұсақ түйірлі құмнан тұратын, Есіл өзенінің I-ші жайылмаүстілік аллювийі сәйкес келеді. Ертіс ауданында соңғы плейстоценнің екінші жартысына I-ші жайылмаүстілік аллювий сәйкес келеді. Ол құрамында өсімдік және шымтезек қалдықтарының линзалары бар құм мен саздықтан тұрады. Аллювийден соңғы палеолит фаунасының сүйектері табылған. Түзілімдердің қалыңдығы 3-4 м. I-ші жайылымаүстілік террасаның жабыны соңғы сартан мұзбасу уақытына жатады, оның қалыңдығы 1-3 м.

Есілдік Ертіс маңында жабындық түзілімдер сарыкөл қабаттарын құрайды. Мұғалжар-Сарыарқа аймағында придорожний горизонтына Сарыарқада ерте шідерті горизонтына ажыратылған I-ші жайылмаүстілік террасасы қималарының ортаңғы (негізгі) бөліктері сәйкес келеді. Бұл аллювийдің кейінгі мұздықаралықтарда жиналуы да ықтимал. Ең анық ажыратылатыны – соңғы мұзбасу деңгейі. Ол Мұғалжар мен Сарыарқада I-ші жайылмаүстілік терраса

алювийінің үстіндегі криогендік горизонт ретінде бөлінеді де, жабындық құмдақ пен саздақтан тұрады.

Аталған криогендік құрылымдар Ырғыз өзенінің шақпатас карьеріне салынған көпір маңында, І-ші жайылма үстілік террасада және Сарыарқаның бірқатар аудандарында байқалады. Криогендік горизонттың жаралуы соңғы осташков-сартан мұзбасу заманындағы максимал суық жағдайлармен байланысты. Жабындық түзілімдер көлбеу қабаттылықпен, ашық-қоңыр түсті болып кееді. Олардың қалыңдығы 1-4 метрдей.

Суайрықтарда соңғы плейстоценде шығарынды конустардың төменгі деңгейлерінің делювийлік-пролювийлік шағылтасты саздақтары мен құмдақтары, беткей делювийі, эолдық, көлдік және хемогендік түзілімдері жиналған. Олардың қалыңдығы шамалы (орташа алғанда 3 м-дей).

Солтүстік Балқаш маңында соңғы плейстоценмен көлдік түзілімдердің жиналуы – құм, жағалық белдердің малтатасы, ұйық пен тұзға байланысты.

Голоцен түзілімдері онша қалың емес. Олар өзендер жайылмасын толтырады, ал құрамында қазіргі сүтқоректілер фаунасының түрлері мен моллюск қалдықтары, сондай-ақ спора-тозаңдар спектрі кездеседі. Сарыарқа аймағында аллювий, көл және пролювий түзілімдері басым. Шөл белдемде аллювий, эолдық және хемогендік генетикалық типтер, сондай-ақ аласа шығарынды конустардың делювийлік-пролювийлік түзілімдері жетекші орын алады. Биік тауларда голоценмен гляциялық және флювиогляциялық түзілімдер бір-бірімен байланысты, олар дөңбектастардан, малтатастардан, әркелкі түйірлі құмнан, саздан және саздақтан тұрады.

Сырдария маңындағы ауданда голоценде сырдария свитасының аллювий және көлдік-аллювийлік түзілімдері жиналған. Олар құмнан, құмайттан, саздақтан және саздан тұрады, қалыңдығы 10-30 метрдей.

Ал Қаратау жоталарында голоценге жайылма мен І-ші жайымаүстілік аллювий түзілімдері (құм, малтатас, құмайт және саздақ), шығарынды конустардың делювийлік-пролювийлік түзілімдері (тасдөңбек, құмайтпен толған малтатас, әркелкі түйірлі құм) жатады.

Мұғалжар-Сарыарқа аймағындағы аридтік және семиаридтік белдемдерде голоценде жайылма аллювийі (құм, малтатас, ал олардың үстінде – құмайт пен саздақ), төмен деңгейлі шығарынды конустардың аллювий-пролювий және делювий-пролювий түзілімдері (шағыл-құм-құмайт және саздақ түзілімдер), көлдік-хемогендік және көлдік түзілімдер (құмайт, шағыл мен құм қоспалары бар саздақтар) жиналған.

Есіл-Ертіс аймағында голоценге өзендердің аласа және биік жайылмаларындағы аллювий жатады. Оның құрамы әркелкі түйірлі құмнан (көбінесе қиманың төменгі жағында қиғаш қабатты сазды, ал жоғарғы жағында – көлбеу қабатты, кейде көмілген 1-2 топырақ қабаты болады) тұрады. Аллювийдің құрамында қазіргі жануарлар комплексінің сүйектері, неолит және энеолит замандарының көмілген тұрақтары, спора мен тозаңның бай комплексі көптеп кездеседі. Өзендер аралығында эолдық, көлдік, делювий мен делювийлік-пролювийлік түзілімдер – саз, саздақ, құмайт пен құм жиналған.

21.2. Таулы аудандар

21.2.1. Геоморфологиясы

Тянь-Шань-Алтай таулы аймақтарының геологиялық-геоморфологиялық жағдайларын өздеріне тән амплитудалары үлкен әртүрлі бағытты соңғы альпілік, әсіресе неотектоникалық қозғалыстар, шығару және шаю жылдамдығының үлкендігімен белгілі терригендік материалдар мен өте қалың континенттік түзілімдер анықтайды.

Таулы бедер ұзақ уақыт бойы континенттік жағдайда қалыптасқан. Мезозой-бастапқы кайнозой уақытында қалыптасқан бастапқы беті тегістелген жазық болған. Бұл көне тегістелу беті алғашында баяу құжбан қозғалысқа келіп, неотектоникалық этапта қарқынды қозғалысқа түсіп, қатпарлы-құжбан қозғалыстардың жылдамдығы мен амплитудасы арта түскен. Осындай әртүрлі бағыттардағы тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде Қазақстанның таулы аймағының қазіргі бедері қалыптасқан. Көтерілімдердің максимал амплитудасы ендікке жақын бағытталған жоталардың өстік

бөліктеріне тән, әсіресе Хантәңірі мен Талғар-Кемин таулы тораптарда ерекше.

Неотектоникалық этапта көтерілімнің ең үлкен амплитудалары Жоңғар Алатауы мен Қырғыз жотасында болған. Алтай тауларында, Кетмень және Қаратау жоталарында көтерілу амплитудасы шамалы.

Барлық тау жүйелерінде өлшемдері мен геологиялық тарихы әртүрлі таубөктерлік және тауаралық ойпаңдар бар. Оларда таулардан шайылған терригендік материал аккумуляцияланған (жиналған).

21.2.2. Стратиграфиясы

Эоплейстоцен. Қазақстанда эоплейстоцендік нұсқа ретінде хоргос горизонты қабылданған. Оны алғаш рет Жоңғар Алатауының Оңтүстік бөлігінде Хоргос өзеніндегі стратотип бойынша Н.Н. Костенко сипаттаған (1970).

Тянь-Шань-Алтай аймағында хоргос горизонты хоргос свитасы көлемінде анықталады. Хоргос свитасының құрамында құмды және карбонат цементті дөңбектасты-малтатасты конгломерат басым, оның қалыңдығы 600 метрге жетеді.

Таулы және таубөктерлік алқаптарда хоргос свитасының құрамы зор сынықты конгломераттан (таулы бөліктерде) шағылды құм мен сазға дейін (Іле, Балқаш және Алакөл ойпаңдары) ауытқиды.

Свитаның жасы *Archidiscodon meridionales, Anancus arvernensis, Egvuus sussenbornensis, Elasmotherius caucasicum, Paracamelus Struthio sp.* фауна қалдықтары, сондай-ақ Кизихин және раздольныйлық фауна комплекстерінің ұсақ сүтқоректілері бойынша анықталады. Свита түзілімдерінің орташа қалыңдығы 30-125 метрдей.

Тауаралық және тауіші ойпаңдарындағы түзілімдерді зерттеу – бұрын төменгі төрттік саналған түзілімдер бөліктері, қазір хоргос горизонтына, яғни эоплейстоценге жататынын көрсетті. Қатқабат шамалы дислокацияланған, плейстоцен түзілімдерінен литологиялық, бітімдік және түстік (бояуы) белгілері бойынша ажыратылады. Қима құрамында ірі тасдөңбектер мен тасжақпарлар бар, олар әртүрлі деңгейде

моруға байланысты қопсық күйден қатты бүлінген жағдайға дейін жеткен. Олардың толтырмасының және цементінің түсі қошқыл, кейде сұр-қошқыл.

100 метрлік қатқабаттың барлығы кері магниттелген және матуяма магнит белдеміне кіреді, төрттік дәуіріндегі ең бастапқы салқындау заманының іздері сақталған. Эоплейстоцендегі салқындаудың ізі сондай-ақ, басқа қимада да – Шарын өзенінің сол жағындағы Қопалы шатқалында жоғарғы плейстоценнің тіректік қимасында анықталған. Бұл жердегі көл және пролювий түзілімдері құрамында одесса және тамань комплекстерінің кеміруші фаунасы, сондай-ақ осыдан 1-1,3 млн жылдай бұрынғы климат салқындауын айғақтайтын споралық-тозаңдық спектрлер сақталған.

Оңтүстік-батыс Алтайда хоргос горизонтына усть-береза свитасы, ал Тұранда – машат, көкөрім, ергашқұдық свиталары сәйкес келеді. Олар да зор сыныкты түзілімдерден тұрады, қалыңдығы 10-нан 250 метрге дейін.

Төменгі плейстоцен. Тянь-Шань-Алтай аймағында төменгі плейстоценде қотырбұлақ свитасы бөлінеді. Ол тау бөктері мен тауаралық ойпаңдарда кеңінен таралған. Свита екі бөліктен тұрады: төменгісі – дөңбектас пен малтатастан, жоғарғысы – лёсстен құралған. Олар өзіндік горизонттарға бөлінеді. Төменгі бөлік – үшқоңыр горизонты, ол дөңбектас-малтатасты түзілімдер, эоплейстоцен қатқабатының үстіне орналасады, тура полюсті, қалыңдығы 300-350 м. Бірқатар жерлерде бұл түзілімдерді боралдай горизонтының (жоғарғы бөліктің) лёсс түзілімдері жауып жатады. Биік таулы аудандарда қотырбұлақ горизонтына байсауыр мұзбасуының мореналары жатады. Олардың қалыңдығы 360-400 м. Бастапқы плейстоцен мореналары Іле Алатауы беткейлеріндегі Шөладыр және Ақтеке шатқалдарында сақталып, 1200-1300 м биіктік деңгейінде орналасса, ал Шілік-Кемин торобы ауданында олар 3000 м биіктікте жатыр.

Орташа-биік таулар мен таубөктері беткейлерін жиектейтін шығарынды конустар жолағындағы дөңбектас-малтатас материал төменгі плейстоценде жиналған. Төменгі плейстоцен боралдай горизонтында лёсс жиналуымен аяқталады. Төменгі плейстоценге Саты өзені аңғарындағы М6 және М5 жоғарғы

мореналары жатады. Олар 1300-1700 м денгейге дейін төмен түседі.

Жоңғар Алатауында қотырбұлақ горизонтына оңтүстік-жоңғар мұзбасуының моренасы жатады. Олар биік таулардың суайрық бөлікшелеріне орналасқан. Бүйен және Жаманты мореналары шағылқұм-саз материал мен тасдөңбектен тұрады. Төменгі плейстоценге сондай-ақ, Құрымбел және Айдау мореналары да жатады. Таубөктері аудандарында – қотырбұлақ пен үшқара свиталарының, ал Оңтүстік Жоңғарда – сарнақ свитасының түзілімдері жиналған. Олар төменгі жағында дөңбектас-малтатастардан, ал жоғары жағында лёсстен тұрады, қалыңдығы - 300-350 м. Тау бөктеріндегі флювигляциялық және аллювийлік түзілімдердің қалыңдығы 60 м.

Қырғыз Алатауында қотырбұлақ горизонттар бірлестігіне қарақыстақ свитасы жатады, ол құм, малтатас, гравелит, конгломерат пен дөңбектастан, ал жоғарғы жағында – лёсстен тұрады, қалыңдығы 45-50 метрдей.

Қазақстан орогендік белдеуінің батыс шеткейінде (Қаратау, Шу-Іле, Кіндіктас таулары) төменгі плейстоцен түзілімдері өзгеше келбетке ие. Бұл жерлерде негізінен төмендеу бөлікшелерде аллювий және көл, түзілімдері, ал аласа таулар мен ұсақ шоқылар етектерінде (шығарынды конустардың биік деңгейлі жолағында) пролювий түзілімдері сақталған.

Алтай мен Зайсан аудандарында төменгі плейстоценге саз, құм, гравий мен малтатастан құралған сүлеймен свитасы жатады. Бұл түзілімдерге сүлеймен ұсақ сүтқоректілерінің мимомиено-лагурустық комплексі тән. Олардың үстіне бедердің төмендеу бөліктеріне орналасқан краснояр свитасы жатады. Сүлеймен свитасы түзілімдерінің қалыңдығы 80 метрдей, ал краснояр свитасы – 20-210 м аралығында.

Зайсан ойпаңында қиманың төменгі бөлігінде конгломерат, малтатас, құм және шағылды құмайттардан тұратын курнеб свитасы бөлінеді, оның қалындығы 30-40 метрден аспайды. Олардан стратиграфиялық жоғары бағытта тамыр свитасының түзілімдері орналасады. Пролювийлік және аллювийлік түзілімдер континеттік атырауларды құрайды, олар құм, құмайт және саздақтан, кейде малтатас пен дөңбектастан тұрады, қалыңдығы 3-4 метр болуы өте сирек кездеседі.

Ортаңғы плейстоцен. Ортаңғы плейстоценнің қазақстандық баламасы ретінде шілік-кемин горизонттар бірлестігі ұсынылады. Оның көлемі Шығыс Еуропа платформасындағы ортаорыс горизонттар бірлестігіне және Батыс Сібір ойпатындағы самара горизонттар бірлестігіне сәйкес келеді. Оның аты – Шілік өзені аңғарындағы таулық-аңғарлық мұзбасудың орталығы орналасқан жерлерден (Солтүстік Тянь-Шаньдағы Шілік, Кемин, Саты, Көлсай, Күрметі өзен аңғарлары) алынған. Ортаңғы плейстоцен түзілімдерінің стратиграфиясы ең толық түрде Тянь-Шань аймағында, шілік-кемин горизонттар бірлестігінің тяньшань горизонтына сәйкес келетін жерінде зерттелген. Шілік-Кемин өзен аралығында ортаңғы плейстоцен мұзбасуының мореналары жақсы сақталған. Олар ендікке жуық бағыттағы трогда орналасқан. Түзілімдер тасжақпар мен тасшақпалардан тұрады, олардың арасындағы қуыстар сұр және сұрғылт-қоңыр түсті саздаққа, құмға толған. Олардың қалыңдығы 100 метрден асады.

Ортаңғы плейстоценнің бірінші мұздықаралығына шүлбі горизонты сәйкес келеді, ол осы аттас оңтүстік-батыс Алтайдағы шүлбі свитасы бойынша аталған. Оның құрамы аллювийлік құмнан тұрады, қалыңдығы 7 метрдей. Олар Шульбинка өзенінің тұғырлық (цокольдық) террасасын жасайды, құрамында кемірушілер фаунасы мен моллюскілер фаунасы кездеседі.

Оңтүстік-батыс Алтай тауларындағы бірінші ортаңғы плейстоцендік мұзбасуға оның гляциялық комплексі сәйкес келеді. Селиверстовтың (1959) мәліметі бойынша қалыңдығы 150-180 м болатын мореналық және дөңбектас-малтатасты түзілімдер Кенді және Таулы Алтайда таралған.

Ортаңғы плейстоценнің жоғарғы жартысына шемонаиха свитасының түзілімдері – аллювийлік-делювийлік, делювийлік-пролювийлік және көлдік-аллювийлік түзілімдер жатады. Осы уақытта өзендердің III-ші жайылмаүстілік террасалар аллювийі, ал суайрық маңы аудандарында қиынжар мұзбасуының гляциялық және флювигляциялық түзілімдері жиналған. Свита түзілімдері омыртқалылар фаунасымен сипатталады, қалыңдығы 10-100 м.

Зайсан ойпаңында ортаңғы плейстоценнің төменгі жартысына пұшық свитасының түзілімдері жатады, ол континенттік атыраулардың пролювийлік және аллювийлік-пролювийлік түзілімдерін біріктіреді. Өзендер аңғарында VI-шы және VII-шы жайылмаүстілік террасалар аллювийі, ал көлдер жағалауында V-ші көлдік терраса түзілімдері жиналған. Түзілімдер құрамына гравийлі-құмды және құмды түзілімдер кіреді, ал базалық горизонттарда және тау аңғарларында дөңбектасты құм-гравий-малтатасты түзілімдер басым. Олардың құрамында *Mammuthus chosaricus* қалдықтары белгілі. Түзілімдер қалыңдығы 20 метрдей.

Бұл жерде ортаңғы плейстоценнің бірінші жартысында қарамұра свитасының түзілімдері жиналған. Олар көл түзілімдерін, өзендердің IV-ші және V-ші жайылмаүстілік террасалар аллювийін, континенттік атыраулардың пролювийлік және аллювийлік-пролювийлік түзілімдерін біріктіреді. Ойпаңның шеткейлерінде лёсс түзілімдері жиналған. Түзілімдер қалыңдығы 5-80 метрдей. Өзен аңғарларында II-ші және III-ші жайылмаүстілік террасалар аллювийі жиналған. Түзілімдер негізінен құмды малтатастан жоғарғы жағында құмайт-саздақтан тұрады, қалыңдығы 20 метрдей.

Тянь-Шань ортаңғы плейстоцен түзілімдері әртүрлі генетикалық типтерден тұрады. Биік тауларда ортаңғы плейстоценге аңғарлық мұзбасудың бірнеше деңгейлік мореналары жатады, олар аңғар бойынша төмен қарай флювигляциялық және аллювийлік түзілімдермен алмасады. Солтүстік Тянь-Шаньда М4 моренасы айтарлықтай қашықтықта жақсы байқалады, олар жақпартас және шағыл-малтатасты метериалдан тұрады. Трог аңғары бойынша төмен қарай морена 4-5 км қашықтыққа дейін көрініп отырады да, ары қарай лёсспен жабылады. Төменіректе морена түзілімдер флювигляциялық малтатасқа және Шілік өзенінің II-ші жабынүстілік аллювийіне алмасады. Моренаның қалыңдығы 40-80 метрге, лёсс жабыны – 5-8 метрге жетсе, ал кей жерлерде 10-12 метр болады. М3 моренасының құрылымы да осындай, бірақ олардың өлшемі М4 моренасынан кішірек.

Солтүстік Тянь-Шань жоталарының орташа таулы, аласа таулы және таубөктерлік аудандарындағы ортаңғы

плейстоцендік түзілімдер желқарқара және дардамты свиталарына біріккен. Олар жоғарғы жайылмаүстілік террасалар аллювийінен, дөңбектасты малтастардан, құм мен құмайттан, ал жоғарғы бөлігінде – құмайт пен саздақтан тұрады, қалыңдығы 50 метрдей.

Орогендік белдеудің батыс бөлігінде ортаңғы плейстоценге боралдай свитасы жатады (Н.Костенко, 1960). Ол екі бөліктен тұрады. Төменгі свиташа флювиогляциялық, аллювийлік және пролювийлік генезисті малтатас пен дөңбектасты материалдан тұрады. Боралдай свитасының жоғарғы свиташасы негізінен саздақ құрамды, көбінесе лёсстенген, ал жоғарғы бөлігінде – лёсс. Шөгінділердің түсі сарғыш, полигенезисті жаралымды, қалыңдығы 150 метрдей.

Өзендердің ортаңғы террасалар комплексі (III-ші және IV-ші жайылмаүсті террасалары) ортаңғы плейстоценге жатады. Олардың төменгі бөлігі дөңбектасты, құммен толған және ірі қиғаш қабатты малтатастан тұрады. Қиманың жоғарғы бөлігі лёсс тәрізді саздақтан және құмайттан құралған, қалыңдығы 40 метрдей.

Жоңғар Алатауында ортаңғы плейстоценге Дәуренбек мұзбасуының мұздық түзілімдер комплексі – Дәуренбек, Ақсу және Басқақ мореналары мен олардың өздері аттас свиталарының түзілімдері жатады (Л. Диденко-Кислицина, 1961). Олар жақпартасты-құмды және шақпатасты материалдан құралған. Мұздық түзілімдері флювийлік, аллювийлік және пролювийлік дөңбектасты-малтатасты және әркелкі түйірлі құм түзілімдерімен алмасады. Қиманы лёсс жабындары аяқтайды, қалыңдығы 10-260 м аралығында ауытқиды.

Ортаңғы плейстоценнің екінші жартысына Дәуренбек мұзбасуының соңғы сатыларының, яғни Ортабиік және Ағанақты мұздықтық комплекстері шөгінділерінің жиналуы тән. Олардың құрамы жақпартасты-шақпатасты түзілімдер, құм және саздақ материалмен толған. Таулардың төмендеу бөліктерінде дзержинская, үсек және қоянды свиталары түзілген. Олар дөңбектас-малтатастан, әркелкі түйірлі құмнан, шақпатасты саздақтан тұрады. Дзержинская свитасы түзілімдерінде омыртқалылар мен моллюск фаунасының қалдықтары табылған. Свитаның қалыңдығы 10-110 м.

Алакөл ойпаңында ортаңғы плейстоценге үржар свитасының жоғарғы свиташасы, ақтоғай және қарақұм свиталары кіреді.

Іле ойпаңының шығыс бөлігінде ортаңғы плейстоценге құмқалқан свитасы жатады. Оның құрамы негізінен аллювийлік және эолдық құм. Түзілімдер бастапқы типті мамонт қалдықтарымен сипатталады, қалыңдығы 60 метрдей. Ойпаңның батыс бөлігінде ортаңғы плейстоценге қалыңдығы 170 метрдей боралдай свитасы жатады.

Балқаш ойпаңында бұл уақытта аллювийлік-пролювийлік және эолдық құм, саздақ пен құмдақ жиналған. Оларда моллюскілер мен остракодтар қалдығы табылған. Түзілімдердің қалыңдығы 60-80 м.

Шу-Іле және Кіндіктас тауларында ортаңғы плейстоценге II-ші жайылмаүстілік аллювий түзілімдері мен шығарынды конустардың (орташа деңгейлік) делювій-пролювий түзілімдері кіреді. Олар әркелкі түйірлі құмнан, шақпатас, гравий және малтатас линзаларынан, құмайт пен карбонат ұялары бар саздақтан құралған, қалыңдығы 2-60 м [15].

Жоғарғы плейстоцен. Тянь-Шань-Алтай аймағында көлемі жағынан валдай (Шығыс Еуропада) және зырян (Батыс Сібірде) горизонтшаларына сәйкес келетін қатонқарағай горизонтшасын бөлу ұсынылады. Оның құрамында катон горизонты бөлінеді, ол подпорожск пен ермаков горизонттарына сәйкес келеді және бірінші жоғарғы плейстоцендік мұзбасу заманын қамтиды. Одан жоғарырақ ленинград және каргин горизонттарына сәйкес келетін жаңашүлбі горизонты орналасады. Жоғарғы плейстоцен осташков пен сартан горизонттарына сәйкес келетін соңғы қатонқарағай горизонтының түзілуімен аяқталады.

Жоғарғы плейстоценнің бірінші мұздықаралығында горизонт бөлінбейді. Аймақтық қатон горизонты оңтүстік-батыс Алтайдың таулық-аңғарлық мұзбасу этапы қалыптасуын айғақтайды. Осы уақыттың түзілімдері оңтүстік-батыс Алтай мен Зайсан ойпаңында дамыған. Тау бөктерінде бұл горизонтқа лёсс жабыны, бас шығарынды конустар жолағы (тасшақпа – малтатас – құмды және саздақты түзілімдер), сондай-ақ өзендердің аласа террасалар түзілімдері мен Зайсан көлінің террасалары (10-25 м) сәйкес келеді.

Солтүстік Тянь-Шань тауларында қатон горизонтына тяньшаньдық мұзбасудың мореналары сәйкес келеді, олар Алматы, Қаскелен және басқа өзен аңғарларында сақталған. Саты өзенінің аңғарында оларға М2 (Үйтас шатқалы) моренасы сәйкес келеді.

Соңғы плейстоцендегі бірінші және екінші мұзбасулар аралығындағы мұздықаралықта жаңашүлбі горизонты бөлінеді. Жаңашүлбі свитасы Семей Ертіс маңында дамыған, ол құм, гравий мен малтатастан тұрады. Горизонт көлемі бойынша мұздықаралық заманға сәйкес келеді, қалыңдығы 18-20 м.

Соңғы мұзбасуға қатонқарағай мұзбасуының соңғы сатыларындағы мұздық комплексі сәйкес келіп, ол соңғы қатонқарағай горизонтына бөлінеді. Ол қалыңдығы 35 метрден асатын ірі және орта тасшақпалардан тұратын, төмен қарай флювигляциялық түзілімдерге алмасады.

Күнгей Алатауда бұл горизонтқа М1 моренасы, сондай-ақ соңғы плейстоцен мұзбасуының соңғы сатысындағы стадиал мореналар сәйкес келеді. Тау бөктері мен ірі ойпаңдарда – Алакөл, Колпаковск, Қопа-Іле және басқаларда аллювий жиналу, аллювийлік-пролювийлік, көлдік түзілімдер жиналып, олар алматы, шынжылы және бүйен свиталарына біріккен. Олардың қалыңдығы 10-50 метрге жетеді. Түзілімдер құрамында соңғы палеолит фаунасының қалдықтары – соңғы типті мамонт, остракодтар мен моллюскілер бар.

Голоцен. Голоцен түзілімдерінің қалыңдығы әдетте шамалы болғанымен, олар барлық жерде кездеседі, яғни Қазақстанның барлық аймақтарында ірі өзендердің жайылмасын құрайды. Олардың құрамында сүткоректілер моллюскілерінің қазіргі заманғы түрлерінің қалдықтары, споралық-тозаңдық спектрі бар.

Тянь-Шань-Алтай аймағында мореналардың үш стадиалы сақталған. Голоценнің 1-ші сатысының моренасы 3000 метрлік абсолют биіктіктерде орналасады. Олардың аяққы мореналық үймектері мен бүйірлік мореналары жақсы сақталған, қалыңдығы 30-50 метрден аспайды. 2-ші сатының мореналары тасжақпарлар мен тасшақпалардан тұрады, түсі біркелкі сұр. Беткейлерде солифлюкциялық террасалар байқалады. 3-ші этаптың мореналары қазіргі уақыт карларының түбінде

жиналады. Мореналардың қалыңдығы 50-70 м. Флювигляциялық түзілімдер өте кең тараған және тау өзендерінің аллювийіне ауысады.

Оңтүстік-батыс Алтайда голоценге ертіс свитасы жатады. Олар мұздықтық, флювигляциялық, аллювийлік және эолдық түзілімдерден құралған, қалыңдығы 90-100 метрдей.

Бақылау сұрақтары:

1. Қазақстан аумағы бедерінің ерекшеліктері?
2. Жазық және ұсақ шоқылы аудандардың геоморфологиясы және стратиграфиясы?
3. Таулы аудандардың геоморфологиясы және стратиграфиясы?

22. ҚАЗАҚСТАН ТЕҢІЗДЕРІ МЕН КӨЛДЕРІ

22.1. Каспий теңізі

Стратиграфиясы. *Эоплейстоцен* түзілімдері Каспий маңы ойпатында дамыған, олар апшерон горизонтына бөлінеді. Апшерон түзілімдері төменгі және жоғарғы бөліктерге бөлініп, негізінен арасында құм және саздақ қабатшалары бар саздан тұрады, қалыңдығы 2-200 м. Олардың теңіз моллюскілері фаунасы бар, жетекші түрлері *Dreissena carinatocurvata*, *Paraapsheronia euridesta, Archeronia propincua* және басқалар. Эоплейстоцен түзілімдері өзіндік қабаттарға (алтатирин, логинов, т.б.) бөлінеді, олар қызыл-қошқыл және қоңыр-қошқыл түсті саздан құралған.

Каспий маңы ойпатында теңіз түзілімдерінің атыраулыққа және одан ары аллювий түзілімдеріне өтуі байқалады.

Плейстоцен түзілімдері төменгі, ортаңғы және жоғарғы буындарға бөлінеді. *Төменгі буында* баку горизонты жіктеледі, ол екі деңгейлі: төменгі және жоғарғы баку. Каспий маңы ойпатында баку горизонты негізінен кермек және тұщы сулы моллюскілері бар теңіз асты аллювийінен тұрады. Төменгі баку қабаттары жалпы алғанда құм қабатшалары бар сұр, қошқыл саздан тұрады, оның құрамында *Didacna catillus Eichv, D. Parvula Nal*. моллюсктері және остракодтардың тұздылау сулы комплекстері *Bacunella aff. Dorsoarcuata (L.)* және басқалар бар.

Жоғарғы баку қабаттары базалық малтатас горизонты бар құм, саздақ пен саздан тұрады, құрамында *Didacna rudis Nal*., қалыңдығы 15 метрдей. Каспий маңы ойпатында оларға теңіз шөгінділері сәйкес келеді, құрамында тұздылау және тұщы сулы моллюскілер бар.

Ортаңғы плейстоценде төменгі хазар горизонттар бірлестігі бөлінеді. Оларға көк саз мен құмайт тән, құрамында *Didacna aff, Parallella Boc*., т.б., *Hypanis* тегінің көптеген түрлері мен тұздылау сулық остракодтар бар. Базалық қабат индерборлық малтатастардан құралған, қалыңдығы 2-10 м.

Каспий маңы ойпатында теңіз түзілімдері атыраулық және аллювийлік түзілімдерге сәйкес келеді, олар құм мен саздақтан

тұрады, құрамында моллюскілер бақалшақтары, *Viviparus* пен *Unio* текті тұздылау сулық остракодтар және ұсақ сүтқоректілер бар.

Жоғарғы плейстоценде хвалын және хазар түзілімдері ажыратылады. Төменгі бөлігіндегі хвалын тізілімдері төменгі және жоғарғы хвалын қабаттарына жіктеледі. Олар саздақтан, құмды саздан тұрады, аллювий-теңіз және атырау түзілімдері құм мен саздақ, қалыңдығы 4-8 м. Теңіз түзілімдеріне *Didacna surochanica Anr*. моллюскілері тән. Аллювийлік және атыраулық түзілімдерде тұздылау және тұзды сулық моллюскілер мен остракод комплекстері аралас кездеседі.

Хвалын түзілімдері төменгі және жоғарғы хвалындық болып жіктеледі. Төменгі хвалын түзілімдері қоңыр және жасыл саздан тұрады, құрамында *Chipanis plecatus Eichv, Didacna protracta Eichv* және басқа моллюск бақалшақтары бар, қалыңдығы 3-20 м.

Жоғарғы хвалын түзілімдері құмды және саздақ аллювийге өтетін құмнан тұрады, қалыңдығы 3-4 м. Олардың құрамында *Didacna protracta Eichv., D. trigonoides chvalinica svit.* теңіз моллюскілер фаунасы бар. Аллювий және атырау түзілімдерінде тұздылау сулық остракодтар бар. Жоғарғы хвалын түзілімдерінің жасы радиокарбон әдісі бойынша 8000-8500-ден 13540 жылға дейін.

Голоцен түзілімдері қазіргі буынға бөлініп, жаңакаспий түзілімдері ретінде карталанады. Олар екі деңгейге – төменгі және жоғарғы жаңакаспийге жіктеледі. Біріншісі – 20-25 метрлік абсолют биіктікте орналасады, құрамы бойынша құм мен сазан тұрады, абсолют жасы 6000-6500 жыл. Жоғарғы жаңакаспий қабаттары – 25 м деңгейде жатады, құм мен бақалшақтастан тұрады, радиокарбон әдісі бойынша анықталған жасы 3-4 мың жыл. Каспий маңы ойпатында олар атырау және аллювий түзілімдерімен астасады, қалыңдығы 2-5 м.

22.2. Арал теңізі

Арал теңізі дербес сушара ретінде соңғы плейстоценнің аяғында қалыптасып, голоцен ағымында теңіз түрінде белгілі

болған. Аралдың теңіздік түзілімдерінің жасы голоцен, олар саздақ, құмдақ және құрамында тұзы бар ұйықтан тұрады, қалыңдығы 1-5 м. Түзілімдер құрамында *Cardium edulel, Dreissena polimorfa Pall*. және басқа моллюскілер бар. Теңіз түзілімдері Әмудария мен Сырдария өзендерінің құмнан, құмдақ пен саздақтан тұратын атырау түзілімдерімен астасып жатады.

22.3. Балқаш көлі

Қазақстанда континентіші Каспий мен Арал теңіздерінен басқа Балқаш, Алакөл және басқа ұсақ көлдер мен сушаралар (Теңіз, Қарасор және т.б.) бар.

Балқаш көлі қазіргі кейіпте жоғарғы плейстоценде қалыптасқан. Жоғарғы плейстоценде көне Балқаш террасасының көл түзілімдері жиналған. Олардың құрамы құм мен малтатастан тұрады, қалыңдығы 2-12 м, онда моллюск пен остракодтардың бай қалдықтары бар. Көл террасалары Балқаш алабындағы өзендердің атыраулық түзілімдерімен астасып жатады. Олар майда түйірлі құмнан, ұйық саздан, саздақтан тұрады, құрамында органика мол. Голоцен түзілімдеріне түптік шөгінділердің, көл жағажайлары мен жағажай үстілік террасалардың сазы, әкті және доломитті тұнбалар, малтатас, құм, құмайт, ұйық пен тұз қабаттары кіреді, қалыңдығы 2-5 м. Олардың құрамында қазіргі заман моллюскілері бар.

23. ТӨРТТІК ДӘУІРІНІҢ КЛИМАТТЫҚ ФЕНОМЕНДЕРІ

Климаттың жалпы салқындауы нәтижесінде төрттік дәуірінде Қазақстанның таулы аймағында салқандау заманы туындаса, ал ұсақ шоқылы және жазық аймақтарында крилотобелдемдер (тоңбасу) дамыған.

23.1. Мұзбасу проблемалары

Климаттың эоплейстоцендегі салқындауы кезінде тауларда жартылай жабындық типті мұздықтар пайда болған. Плейстоценде тау көтерілімінің жылдамдығы мен амплитудасы артқан, ал жоталардың орталық бөліктерінде көтерілім қарқындылау жүрген. Ерте плейстоценде мұзбасу әлі жартылай жабындық сипатын сақтаса, ал одан кейінгі ортаңғы және соңғы плейстоцен мен голоценде мұздықтар таулық-аңғарлық типке ауысқан.

Солтүстік Тянь-Шань жоталарында жасы әртүрлі 8 морена комплексі бөлінеді: эоплейстоценде – 1; бастапқы плейстоценде – 2; ортаңғы плейстоценде – 2; соңғы плейстоценде –2; голоценде - 1 комплекс.

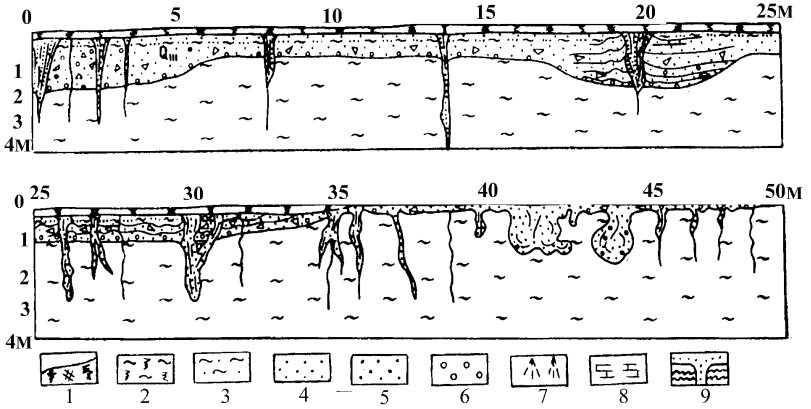
Эоплейстоцен комплексі Іле Алатауының көтерілген блоктарында сақталған, оның құрамы күшті моруға ұшыраған тас жақпарлар мен тасмалталардан тұрады, цементі қошқыл түсті. Мореналар қалдығы Үшқоңыр шатқалында, Күрметі өзенінің аңғарында (Күнгей Алатау жоталары) сақталған. Кейінгі соңғы плейстоцен гляциялық түзілімдері олардың ішіне қазып кіреді және көне трогтарда орналасады. Мореналардың хронологиялық және палеогеографиялық антиподтары – тасты глетчерлер, олар мореналар жиналғаннан кейінгі, мұздықаралық замандарда дамыған.

Төрттік дәуірінің ең суық кездерінде жазықтар мен ұсақ шоқылы аймақтарда криолитобелдемдер (тоңбасу) қалыптасқан.

Қатаң климаттық жағдайлардың көрсеткіші – көпжылдық тоңбасу болып есептеледі. Қазіргі кезде тоңбасу тек қана таулы аудандарда сақталған. Көмілген криогендік құрылымдар бойынша Сарыарқаның, Мұғалжардың, Торғайдың және таулы аудандардың көптеген жерлерінде плейстоцен палеокриобелдемдерін қалпына келтіруге болады. Сына тәрізді

көптеген полигон пішіндер мен криогендік мыжылудың іздері плиоценде көпжылдық тоң болғанын дәлелдейді (*23.1-сурет*).

Көмілген криогендік құрылымдар Қазақстан аумағында плейстоценде екі палеокритобелдемді (самара және сартан замандарындағы мұзбасуларға сәйкес келетін) ажыратуға болады. Соңғы плейстоцендегі (сартан-осташков кезеңдері) Қазақстанның шығыс бөлігінде таралған. Оның шекарасы Қаратаудың солтүстігі мен Ұлытауға дейінгі аралықтан, Мұғалжардың оңтүстік шетін айналып, Каспий маңы ойпатының шекарасы арқылы өткен. Криолитобелдемнің тоң баспаған ішкі аудандарында қатаң климаттық жағдайлар орнаған. Дегенмен ол жерлерде өсімдіктер мен жануарлар үшін рефугиумдер (біршама қолайлы жағдайлар) болғаны байқалады. Криолитобелдемдердің қалыптасуы – альпілік мұзбасу шекарасының абсолют биіктіктері 1500 м деңгейлерге дейін төмендеген депрессиясы нәтижесінде болған. Құрғақшылық жағдайларда тоңданудың деградациясы (азаюы) оның артуынан басым болғаны байқалады.



23.1-сурет. Нұра-Сарысу өзенаралығындағы сартан криогендік горизонты:

1-топырақ қабаты; 2-саз; 3-саздақ; 4-құм 5-гравий; 6-малтатас; 7-сусыма; 8-карбонаттылық; 9-сына тәрізді криогендік құрылымдар. Тік штрихпен карбонат ақпалар, темірлену ізі мен табиғи ашылымдардағы кебірсу жарықшақтары көрсетілген

Криолитобелдемдерден сыртқарырақ, маусымдық терең тоң қату белдемі (перикриоген) орналасқан. Криолитобелдемдер дамыған кездерде ендік белдемдік гипербелдемдікпен алмасқан. Плейстоцендегі біршама тұрақты жағдайларда, шөл аудандар Қазақстанның батыс бөлігінде ғана орналасқан (*23.1-кесте*).

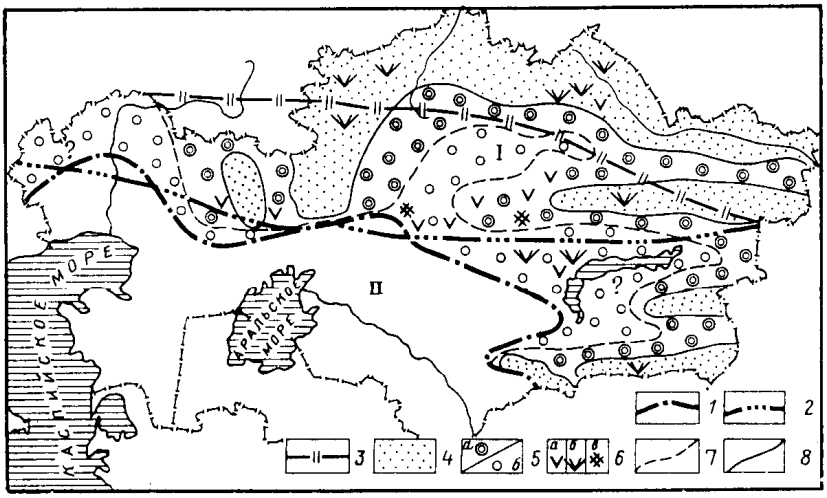
23.1-кесте

Климаттың кейбір элементтерінің салыстырмалы сипаты

Климат көрсеткіштері	Қазақстан аумағы			Батыс Сібір жазығы аудандары	Қазіргі көпжылдық тоң дамыған аудандар
	Балқаш маңы	Дала аудандар	Бас суайрық ауданы		
Орташа температура, ^{0}C:					
– қаңтар	-15	-16	-16	-18	
– шілде	+24	+22-24	+20	+20	
Аязды кезеңнің ұзақтығы, күн	120-140	140	160	-	>275
Қар жабыны жатуының ұзақтығы, күн	110-120	140-150	160-180	170	200
Жыл бойынша ауаның орташа тәуліктік температурасы +20^{0}C болатын күндер саны	>100	50	30-40	<60	мәлімет жоқ
Орташа тәуіліктік температурасы –10^{0}C болатын күндер саны	<70	80-90	90	<140	Азияда 130-140, Еуропада 80-100
Жауын мөлшері, мм:					
– жазда	40-50	110	50-110	>120	100
– қыста	50	160-170	200-300	150-160	<300
–жыл бойынша	100	200-300	300-400	<300	<400

Ортаңғы плейстоцендегі криолитобелдемдерді біршама мөлшерлеп қана қалпына келтіруге болады. Жоғарғы плейстоцендік және ортаңғы плейстоцендік криолитобелдемдер шекарасы шамамен бірдей аудандар арқылы өткен. Көмілген сына тәрізді псевдоморфозалардың ең ірі полигондары қайталама-желілік мұздар бойынша дамыған, олар бірінші ортаңғы плейстоцендік мұзбасу заманына жатады. Ең көп дамыған криолитобелдемдер – сартан уақытына сәйкес келеді (*23.2-сурет*).

Криогендік құрылымдар мен көмілген криогендік горизонттар төрттік түзілімдерін стратиграфиялық жіктеуге және корреляциялауға пайдалануға болады.



23.2-сурет. Қазақстан аумағындағы сартан этапының криолит белдемі: *I-криолит белдем; II-біршама аз өзгергіш белдем (Тұран және Каспий маңы шөлдері). Шекаралар: 1-сартан криолит белдемі; 2-көпжылдық тоң (криогендік этап, А. Величко бойынша* [3] *).Әртүрлі типті көпжылдық тоң дамыған аудандар: 4-тұтас; 5а-үзік; 5б-аралды; 6-криогендік құрылымдар сипатталған пункттер: а-Б. Аубекеров бойынша; б-әдебиет көздері бойынша; в-жылымықтар (А. Горбунов бойынша). Тоңның жорамал шекаралары: 7-үзік; 8-тұтас*

23.2. Аридтік құрылымдар

Аридтік алқаптар құрғақ және ыстық климаттың аридтік фазаларының өте ұзақтығымен сипатталады. Қималарда аридтік құрылымдар сына пішінді болып сақталып, шытынаған полигондар жасайды. Олардың биіктігі 1-3 м. Әртүрлі аймақтарда олар құмайтқа, саздаққа және гипске толып қалады.

Қазіргі түзілімдердегі кебірсу жарықшақтары – табиғи құбылыс. Дегенмен, тақырлардың көптеген қималарын зерттеу көрсеткендей, олар қазба жағдайға өте сирек түседі, тек эктрааридтік жағдайларда көмілгенде ғана сақталуы мүмкін.

Көмілген аридтік құрылымдар соншалықты көп емес, ол аудандар шамалы ғана (Сарысу-Теңіз суайрығы, Сарысу өзенінің аңғары, Солтүстік Балқаш маңы, Бетпақдала). Олардың стратиграфиялық және палеогеографиялық мәні криогендік құрылымдардан төмен емес.

Бақылау сұрақтары:

1. Төрттік дәуіріндегі мұзбасу құбылысының себептері?
2. Қазақстан аумағын мұзбасу қамтыды ма?
3. Тоңбасу деген не?

24. ТӨРТТІК ДӘУІРІНІҢ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯСЫ

Неотектоникалық (неоген-төрттік) кезең таңбасы мен амплитудасы әртүрлі қарқынды тектоникалық қозғалыстармен сипатталады. Осы қозғалыстар нәтижесінде Қазақстан аумағының қазіргі геоморфологиялық құрылысы қалыптасқан.

Ландшафт-климат белдемділігінің негізгі белгілері өзінің басты кейпін неогеннің өзінде қабылдаған, олардың дамуы неотектоникалық қозғалыстар ықпалынан айқындала түскен. Осының нәтижесінде тау жүйелері, тауаралық және таубөктерлік ойпаңдар, қазіргі Сарыарқа суайрығы қалыптасқан.

Эоплейстоценде ірі теңіз алабы келмеске кетіп, Каспий теңізі қазіргі кейіпке жақындаған. Қазақстан аумағының көп бөлігінде континенттік даму заманы басталады. Осындай жағдайда климаттың ауытқуы – өсімдік пен жануарлар әлемінің (сонымен қатар ежелгі адамдар – гоминидтердің де) қалыптасуына үлкен ықпал еткен. Жануарлар мен өсімдіктердің қазіргі ареалы – төрттік дәуіріндегі палеогеографиялық ахуал мен оның тұрақтылығы немесе тұрақсыздығымен және дағдарыстық жағдайларға реакциясымен анықталған.

24.1. Эоплейстоцен

Эоплейстоцен – Қазақстанның соңғы кайнозойдағы геологиялық тарихында күрт өзгерістер тоғысы саналады.

Эоплейстоценде хоргос тектоникалық фазасының қарқынды тектоникалық қозғалыстары болған. Мұғалжар-Сарыарқа аймағында оң бағытты қозғалыстар жалпы көтерілімді туындатып, материал шайылуына, көтерілім шеттерінде аңғарлардың тереңдеуіне (битекей аллювийі), Сарыарқа аймағы төңірегінде ірі ойпаңдардың ойысуы мен оларда қалың сазды материалдың жиналуына, ал оңтүстікте хоргос тектогенез фазасынан кейін биік таулар жаралуына жағдай жасаған. Сарыарқа аймағында активті тектоникалық фазадан кейін бедердің жалпы тегістеулі орын алған. Ал оңтүстікте осыған дейін төбелер мен аласа таулар ғана болған. Ірі Балқаш-Алакөл, Іле ойпаңдары палеоген және неоген сазды түзілімдеріне толған.

Эоплейстоценде тау жүйелері биіктеп, олардың суайрықтары қар сызығынан жоғары көтеріліп кеткен. Хантәңірі

мен Талғар тау тораптарында және Жоңғар Алатауы мен Алтай жоталарының өстік бөліктері максимал биіктікке көтерілген. Көтерілген аудандардың негізгі бөлігі таулардың орталығында шамалы, ал шеттерінде күшті тілімденген биік таулы үстірт іспеттес болған.

Бұл туралы мағлұматты хоргос свитасы түзілімдерінің өлшемі мен қалыңдығы береді. Мәселен, Жоңғар Алатауының оңтүстік торобы жотасындағы хоргос свитасының қалыңдығы 600 метрге жетеді. Хоргос түзілімдері Жоңғар Алатауында, Іле Алатауының Солтүстік беткейіндегі Үшқоңыр шатқалында, Шілік өзенінің жоғарғы жағында, Күрметі өзенінің аңғарында жақсы зерттелген. Осы уақытқа алқашқы салқындаулар мен тауларда мұздықтардың пайда болуы жайлы мәліметтер жатады.

24.2. Бастапқы плейстоцен

Бастапқы плейстоценді біршама тыныш тектоникалық жағдайдағы аймақтар үшін ұзақ эоплейстоцен-бастапқы плейстоцен сатысының аяқталуы деп қарастыруға болады. Лёсс жиналудың ең ірі кезеңі - Сарыарқа мен Тянь-Шань-Алтай аймақтарындағы пролювий жолағының қалыптасуы, бастапқы плейстоценмен байланысты.

Апшерон теңізі қайтқаннан кейін қуаңшылық процесі ерекше дамыған. Тозаңның орасан мөлшері Оңтүстік Торғай, Арал маңы, Бетпақдала мен Солтүстік Балқаш маңындағы аудандардан көтерілген. Торғай ойысының солтүстік аудандарында жоғарғы жүңшілік свиташасының саздақтары мен саздары жиналған. Теңіз ауданында “лёсс тәрізді суайрық саздақтары” жиналған.

Сарыарқа аймағында бастапқы плейстоцен шығарынды конустар жолағының түзілуімен сипатталады. Олардың жұрнақтарын Шыңғыс, Семізбұғы, Хантау және басқа аласа таулар мен ұсақ шоқылар төңірегінде байқауға болады. Осындай әртүрлі қалың шөптер өскен тегіс аудандар жануарларға жақсы жайылым және алғашқы адамдар (гоминидтер) үшін ұзақ уақытқа тұрақты мекен болған. Шөл далаларда бастапқы плейстоценнің алғашқы кезеңінде карбонатпен цементелген нашар жұмырланған конгломерат пен бречияның жиналуы орын алған.

Қойбың тектогенез фазасы таулы аймақта айтарлықтай бедер контрастылығын туындатқан. Неоген және эоплейстоцен (хоргос) түзілімдерінің деформациясын Іле ойпаңының солтүстік және оңтүстік жақтауларынан байқауға болады. Тау бөктерлерінде шығарынды конустар жолағы (қойбың свитасының төменгі бөлігі) жиналған.

Таулардың блоктық көтерілуі мен қарқынды тілімденуі нәтижесінде мұзбасу сипаты өзгерген. Мұздықтар аңғарларға түсіп, жоғарғы деңгейдегі трог қалыптасқан. Сөйтіп, таулардың өсуі – плейстоцен мен голоцен ағымында үдей түскен.

Мұзбасудың соңында өзендердің эрозиялық әрекеті айзайып, лёсс жиналу кезеңі басталған. Қалыңдығы 200 метрге жететін лёсс пен лёсс тәрізді саздақтан жоталардың тау бөктері мен аласа таулы бөліктерінде өзіндік тешкелер пайда болған. Каспий теңізінің жағалауында теңіз (баку) түзілімдері жиналған.

Шөлдерде бедержаралу процестері белсенділенген аудандар ұлғая түсіп, шөл белдеуінің аумағы артқан. Осындай жағдайдың аясында көтеріле бастаған Қаратау жоталарының массиві шұрат ретінде сақталғандықтан, мұнда тирасполь фаунасының аналогтары саналатын, жануарлар тобырлары өмір сүрген. Қаратау мен Каспий маңы (бұл жерде де Қаратау) плиоценнің соңы және плейстоценнің бас кезінде (шамамен 2 млн жылдай) алғашқы адамдардың мәдени қалдықтары – олдувәй мәдениетінің баламасы кездеседі.

24.3. Ортаңғы плейстоцен

Ортаңғы плейстоцен заманы Қазақстан бедері дамуындағы ірі кезеңнің басы саналады. Баку фазасының тектоникалық қозғалыстары Сарыарқа мен Солтүстік Тянь-Шань тауларында суораптарының қайта құралуын туындатқан.

Тауларда ортаңғы плейстоцен мұзбасуы, ал жазықтарда криолитобелдемдердің дамуы ортаңғы плейстоцендегі өте қатты салқындаумен байланысты. Табиғат ғажайыптарының бірі саналатын ортаңғы плейстоцендегі бірінші мұзбасу – Торғай қолатын (сайды қуалай аққан ағын) қалыптастырған.

Орогендік белдеуде баку фазасы тектогенезінің блок-құжбан қозғалыстары ортаңғы плейстоценде таулардың айтарлықтай көтерілуін, олардың қарқынды тілімденуі мен

мұздық аңғарларының өсуін туындатқан. Тауларда екі ортаңғы плейстоцендік морена ажыратылады, олар лёсс жиналу заманымен жіктеледі.

Қар сызығының төмендеуі мен мұздықтардың төмен жылжуына байланысты таулардың тік бағыттағы белдеулерінің сырғуы, нивал (қарлы) белдеудің кеңеюі, альпілік белдемнің айтарлықтай төмендеуі, орман белдеуінің күрт таралуы мен шөл-дала белдемінің кеңеюі орын алған. Ортаңғы плейсоценде лёсс жиналу жалғасқан. Ортаңғыплейстоцен кезеңінде тектоникалық қозғалыстардың ендікке жуық жарылымдар бойынша дифференциялануы нәтижесінде Шілік, Шарын және басқа қазіргі ірі өзен аңғарлары қалыптасқан. Іле көлінің ағып кетуінен Оңтүстік Балқаш маңында көлдер жүйесі пайда болған. Неотектоникалық кезеңде Алтай бөктеріндегі ойыс күрделі эволюцияны басынан өткерген.

Сарыарқадағы тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде “Бас суайрық” кеңістігі кеңейе түскен. Ұлытау ауданында суторап қайта құрылып, Қарағанды ауданындағы суторап бөлігі семген. Сарыарқа аймағының жазық аумақтарында заманның бірінші жартысында бірінші мұздықаралыққа сәйкес келіп, ұзақ арид ретінде қайта құрылған. Ортаңғы плейстоценнің екінші жартысында құрғақшылықтың артуы нәтижесінде түзілімдердің сипаты өзгеріп, қималарда лёсс тәрізді саздақтар мен лёсс түзілімдері басым болған.

Ортаңғы плейстоценде төтенше жағдайлар днепр-самарово мұзбасуы уақытында болған, оларды Қазақстанның көп бөлігінде криогендік құрылымдар бойынша криолитобелдем ретінде қайта қалпына келтіруге болады.

Орманды дала белдемі үшін ортаңғы плейстоценнің бастапқы сатысы семиаридтік және аридтік климатпен, Солтүстік алқаптарда (Көкшетау қыраты) ормандардың, шоқтардың дамуымен сипатталады. Солтүстік және Оңтүстік Балқаш маңындағы далалар, Тұран мен Каспий маңы шөлдері негізінен өзінің кейпін сақтайды. Шығарынды конустар мен террасалардағы палеолит тұрақтары осы заманмен байланысты.

Мұзбасу заманымен плювиал (ылғал) фазалар байланысты, осы уақытта шөл белдемдердегі жауын-шашын мөлшері 100 мм-ге артқан. Салқындаудың максимумдарындағы климат өте қатаң

болған, жылдық орташа температура – 3-6 С°-қа төмендеген, криолитобелдем (таңбасу) дамыған. Осыған орай өсімдіктер ареалы өзгеріп, жануарлар басқа аудандарға ауған. Ортаңғы плейстоцен уақытының соңы аридтік жағдайлары – соңғы плейстоценнің ортасына дейін жалғасқан ыстық және қуаңшылықпен сипатталады. Бұл кезді суторап деградациясының басты кезеңі деп атауға болады.

Осы уақытта сор-дефляция процестерінің белсенділенуі, Торғай мен Ертіс маңы көлдері сушараларының қайта тереңдеуі, Сырдария мен Әмудария өзендері аралығында, оңтүстік Балқаш маңында эолдық және құмды шөлдердің қалыптасуы, Сарыарқаның шеткейлерінде тұз жиналу орын алған. Ұзаққа созылған осы құрғақшылық уақыт табиғи ортаның өзгеруі мен гоминидтердің басқа жаққа қоныс аударуларына ықпал еткен.

Ортаңғы плейстоценде бөгелген судың Батыс Сібір ойпатынан оңтүстікке лықсып ағуына байланысты, Торғай қолатында тереңдігі 90 метрден асатын су ағыны қалыптасқан. Соның салдарынан Каспий теңізі жағалауында теңіз (хазар) түзілімдері жиналған.

24.4. Соңғы плейстоцен

Жоңғар фазасының тектоникалық қозғалыстары – Тянь-Шань-Алтай аймағындағы таулардың өсуінің жалғасуына, Сарыарқаның Ертіс-Балқаш суайрығындағы аласа таулар массивтері өстік бөліктерінің көтерілуіне әкелкен. Соңғы плейстоценмен Қазақстанның жазық аумақтары өзен аңғарларындағы террасалар (II-ші және I-ші жайылмаүсті) орташа деңгейі қалыптасуының аяқталуы байланысты.

Орогендік белдеуде неотектоникалық қозғалыстар – бедердің тілімденуі мен өзен аңғарларында террасалардың орташа комплексінің қалыптасуына әкелген.

Соңғы плейстоценге Сарыарқа мен Тұран аймақтарындағы ұсақ шоқы бөктерлеріндегі төмен деңгейлі шығарынды конустар жатады.

Соңғы плейстоценнің климат ерекшеліктері айтарлықтай ауытқулармен – 1-ші мұздықаралық кезеңдегі аридтік (эсктрааридтік) жағдайлардан, соңғы салқындау заманындағы

төтенше қатаңдануға дейінгі ахуалмен сипатталады. Климаттың салқындауы, мұздықтардың ұлғаюын туындатқан. Екі дүркін тау-аңғарлық мұзбасу өзінен кейін Күнгей, Іле, Жоңғар Алатаулары мен Алтайдағы трогтарда гляциялық түзілімдердің екі комплексін қалдырған. Бұл мұзбасу ортаңғы плейстоцендегімен салыстырғанда өлшемі жағынан кішілеу болған.

Оңтүстік-батыс Алтайдағы Қатонқарағай мұзбасуының мұздықтары да екі морена қалдырған.

Қазақстанның шөлейт, континенттік аудандарында ең басты оқиға – Арал теңізі мен Балқаш, Алакөл, Теңіз көлдерінің, сондай-ақ Сарыарқаның шеткейлеріндегі көптеген көлдердің жаралуы.

Соңғы плейстоцен фауна мен флора дамуына да көп әсер еткен. Ортаңғы және соңғы плейстоцен шекарасындағы фаунаның өзгеріске ұшырауы заманларының тоғысу сипатына ие болған. Ол ірі омыртқалылар мен кемірушілер фаунасының, малакофауна мен остракодтардың өзгерісіне қарай білінеді.

Қазақстан аумағында соңғы плейстоценмен палеолиттің мустье сатысы байланысты, осыдан кейін соңғы палеолит мәдениетінің дамуы басталған.

Соңғы плейстоцен таубөктерлік аласа шығарынды конустар қалыптасуымен сипатталады. Соңғы плейстоценнің аяғындағы жағдай мұзбасу сатысымен (сартан сатысы) байланысты. Осы уақытта эпипалеолит тұрақтары да өзгеріске түсіп, Каспий жағалауында хвалын түзілімдерінің жиналуы орын алған. Олар Каспий теңізінің өлшемдері үлкен болуына орай, Каспий маңы ойпатындағы бұрынғы көне хазар мен баку түзілімдерінің астына көміліп қалған.

24.5. Голоцен

Қазақстан геоморфологиялық құрылысының ерекшеліктері голоценде үлкен өзгерістерге ұшырамаған. Ең белгілісі – атлант ғасырына дейінгі дала және орманды дала белдемдеріндегі суық және құрғақ аридтік жағдайлар деуге болады. Таулы аудандарда біршама қолайлы климат, ал бұл белдемдерде біршама салқын және плювиал (ылғал) жағдайлар орнаған. Осы уақытта Балқаш пен Алакөл көлдерінің айдыны барынша кішірейген. Каспий

жағалауында Жаңақаспий теңізі түзілімдері жиналған. Сарыарқаның шеткейлеріндегі көптеген көлдер суалып, құрғап, тұзды тақырларға айналған. Солтүстік Қазақстандағы орман өсімдіктерінің азаюы осы уақытпен байланысты.

Қазақстанда ең қолайлы жағдай голоценнің атлант ғасырында орнаған. Осы уақытта жылдық орташа температура көтеріліп, қазіргімен салыстырғанда жауын-шашын мөлшері де артық болған (100-150 мм-ге).

Атлант уақытынан кейінгі голоценде климат аридтенуі ұдайы байқалып отырған.

Бақылау сұрақтары:

1. Эпиплейстоцендегі тектоникалық және геоморфологиялық даму?
2. Плейстоцендегі тектоникалық және геоморфологиялық даму?
3. Голоцендегі тектоникалық және геоморфологиялық даму?

25. ҚАЗАҚСТАН НЕОТЕКТОНИКАСЫ

Қазақстанның қазіргі геоморфологиялық құрылысы мен төрттік түзілімдерінің жиналуы ең жаңа тектоникалық (неотектониклық) қозғалыстармен байланысты. Бұл қозғалыстар неоген-төрттік кезеңдер ағымында орын алып келеді.

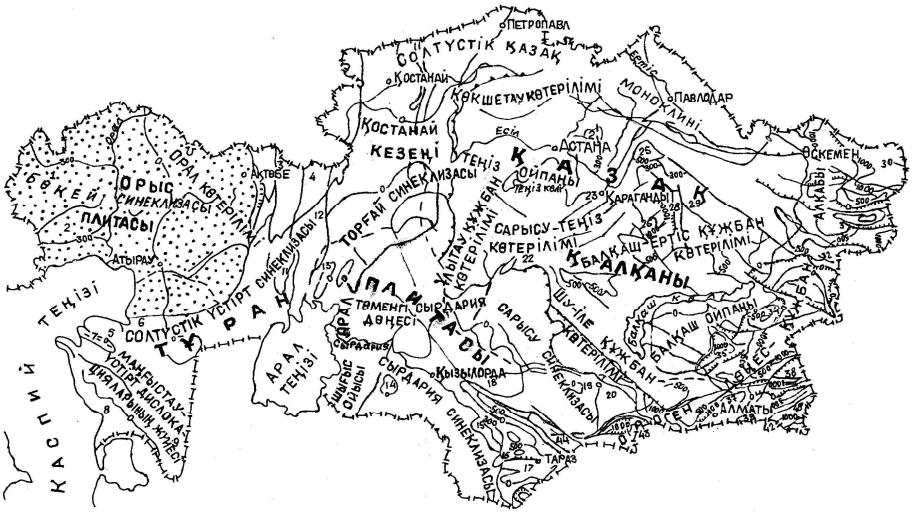
Қазақстан аумағында неотектоникалық қозғалыстардың белсенділенуі нәтижесінде көне бедер әсіресе республиканың оңтүстік-шығысында айтарлықтай жаңарған. Бұл қозғалыстар көне жарылымдар, жаңа айырылымды бұзылыстар жаралуына және олардың бойымен тектоникалық қозғалыстардың белсенділенуіне әкелген. Осының нәтижесінде ірі дөңестер қалыптасып, олар кейін блоктарға және қопсық түзілімдер жиналу белдемдеріне – төмендеу алқаптарына бөлшектенген. Ең жаңа тектоникалық қозғалыстар Қазақстан аумағы құрылымдарының даму тарихын білдіреді және қазіргі құрылымдық планын қалыптастырған (*25.1-сурет*).

25.1. Жазық және ұсақ шоқылы алқаптар

Қазақстанның бұл аумағында әртүрлі дәрежедегі неотектоникалық құрылымдар қалыптасқан. Бірінші дәрежедегі құрылымдарға жататын ең ірі неотектоникалық алқаптар: Орыс плитасы (оңтүстік-шығыс бөлігі), Мұғалжар (Оңтүстік Орал) қатпарлы-құжбан алқабы, Батыс Сібір плитасы (оңтүстік-батыс бөлігі), Туран плитасы, Қазақ қалқаны мен оңтүстік-шығыс Қазақстан орогендік дөңес-құжбан алқабы.

Бұл неотектоникалық алқаптар ауқымында әртүрлі геоқұрылымдық жағдайларда жер қыртысының әр қилы қарқынды қозғалыстары болған. Олар дәрежесі төмендеу ең жаңа құрылымдардың қалыптасуын анықтайды.

Көптеген құрылымдардың дамуы көнелеу құрылымдық түрлердің сипатымен тығыз байланысты. Бұл айтылғандар жаңарған бұрынғы жарылымдық болатын тектоникалық бұзылыстар белдеміне де қатысты. Сонымен бірге, ең жаңа кезде өздерінің дамуы бойынша көнелеу құрылымдарға ұқсастығы жоқ ірі жаңа құрылымдар жаралған. Ондай құрылымдар Қазақстанның оңтүстік-шығысындағы таулы жүйесінде байқалады.



25.1-сурет. Қазақстан неотектоникалық құрылымдарының орналу сұлбасы (редакторы Г.Ц. Медоев, құрастырған Н.М. Владимиров, 1975):

1-Орталық ойыс, 2-Байсай көтерілімі, 3-Батыс Мұғалжар көтерілімі (бұйрат белдемі), 4-Шығыс Мұғалжар көтерілімі (пенеплен белдемі), 5-Бозашы дөңесі, 6-Қолтық ойысы, 7-Оңтүстік Бозашы ойысы, 8-Оңтүстік Маңғыстау моноклині, 9-Асеке-Аудан ойысы, 10-Сам ойысы, 11-Шалқар ойысы, 12-Мұғалжар маңы моноклині, 13-Солтүстік Арал маңы дислокацияларының жүйесі, 14-Аққыр-Құмқала кезеңі, 15-Жауғаш ойысы, 16-Арыс ойысы, 17-Шөл көтерілімі, 18-Созақ ойысы, 19-Байқадам ойысы, 20-Фурмановка ойысы, 21-Шойындыкөл кезеңі, 22-Сарысу ойысы, 23-Қарағанды ойпаты, 24-Ерейментау-Нияз құжбан көтерілімі, 25-Баянауыл құжбан көтерілімі, 26-Қарақуық құжбан көтерілімі, 27-Қызылараай құжбан көтерілімі, 28-Бақшы құжбан көтерілімі, 29-Шығыс құжбан көтерілімі, 30-Алтай дөңес-құжбан көтерілімі, 31-Зайсан ороген іші ойпаты, 32-Тарбағатай-Сауыр дөңес-құжбан көтерілімі, 33-Алакөл ороген іші ойпаңы, 34-Жоңғар ороген сырты ойпаңы, 35-Балқаш ороген сырты ойпаңы, 36-Жоңғар құжбан көтерілімі, 37-Алматы құжбан көтерілімі, 38-Панфилов ороген іші ойпаңы, 39-Іле ороген ойпаңы, 40-Кетмен дөңес-құжбан көтерілімі, 41-Текес ороген іші ойпаңы, 42-Кеген ороген іші ойпаңы, 43-Шығыс Шу ороген сырты ойпаңы, 44-Қаратау дөңес-құжбан көтерілімі, 45-Ташкент маңы ороген сырты ойпаңы

Неотектоникалық құрылымдардың көпшілігіне – блоктық даму кезеңі тән. Блоктардың терең тік бағыттағы жарылымдар бойымен қозғалысқа келу процесі нәтижесінде, жоғары иілгіштікке ие қабаттар пликатив деформацияланып, қабаттардың жадағай иілімденуі мен ең жаңа түзілімдер қалыңдығының артуына әкелген. Бұл Солтүстік Қазақстан моноклинінде, Каспий маңында, Мұғалжарда және басқа жерлерде жақсы бйқалады.

Орыс плитасы аумағына Қазақстанның тек қиыр оңтүстік-шығыс бөлігі ғана кіреді. Оған ең ірі және терең теріс пішінді құрылым – *Каспий маңы ойпаты* орналасқан. Ол шығысында Мұғалжар көтерілімімен шектеседі. Көтерілімнің батыс жағының бойымен аймақтық жарылым өтеді. Ойпатта бір-бірінен қозғалу бағыты бойынша өзгешеленген екі ірі екінші дәрежелі неоқұрылым бөлінеді: батысында – Бөкей синеклизасы, ол ұдайы ойысу белдемінде қалыптасқан, ал шығысында – Подуралье көтерілімі (үстірті).

Бөкей синеклизасы үлкен амплитудамен төмендеген (600-800 м) және оның құрылысы көптеген үшінші дәрежелі құрылымдармен – терең ойыстармен (Орталық, Мәмбет, Орал, т.б.) және көтерілімдермен (Шалқар, Індер, т.б.) күрделенген.

Подуралье көтерілімі өрлеу қозғалысының жылпы амплитудасы 50 ден 150 метрге дейін. Үстірт те үшінші дәрежелі құрылымдармен: ойыстармен (Ақтөбе, Сағыз, т.б.) және көтерілімдермен (Ақшатау, Тамды, т.б.) күрделенген. Жекелеген тұз күмбездерінің өсуі, бұрыштық үйлесімсіздік пен қабаттар жайғасуы деңгейлерінің күрт ауытқуы, Сағыз және Орал өзендерінің күрт иірленуі, сонымен қатар өзендер аңғарларына көлденең орналасқан үлкен және Кіші Өзен арналарындағы белестер – осылардың барлығы бұл аймақта неотектоника білінімдерінің белгісі.

Орыс плитасы ауқымында айырылымды бұзылыстар мардымсыз дамыған және меридианға жуық бағыттағы екі жарылымнан тұрады, олар бедерде нашар білінеді. Айырылымды тектониа Каспий маңы ауқымындағы тұз күмбездері (шоқаттары) таралған алқаптарда қарқынды дамыған.

Мұғалжар қатпарлы-құжбан алқабы Подуралье үстіртінің шығысына қарай орналасқан. Бұл неоструктура солтүстіктен оңтүстікке қарай, созылып, осы бағыттағы жарылымдар жүйесімен тілімделген. Көтерілім көне құрылымдармен өзара қатынасының сипаты мен неодеформациялану дәрежесіне қарай екі белдемге ажыратылады: Батыс (кряж белдемі) және Шығыс (пенеплен белдемі).

Батыс белдем – дөңес-құжбан құрылымды, мұраланған ең жаңа қозғалыстар сипаты өте контраст болып келген. Ұсақ дәрежелі ең жаңа құрылымдардың барлығы бұл белдемде меридиан бағытында созылған. Олар неотектоникалық даму нәтижесінде оң және теріс бедер пішіндеріне ие болған көне платформа негізіндегі қатпарлар. Неодеформациялардың жалпы амплитудасы – 350 метрге жетеді. Кряж, белдемі ауқымындағы үшінші дәрежелі құрылымдар арасында Ор-Елек, Батыс Мұғалжар көтерілімдері, Әлімбет сатысы мен Ор ойпаңы бөлінеді.

Шығыс белдем (пенеплен белдемі) батысындағы белдемнен меридиан бағытындағы аймақтық жарылымдармен шектелген және көне жарылымдар бойынша шамалы дифференцияланған ең жаңа қозғалыстармен сипатталады. Белдемді сонымен қатар үшінші дәрежелі ұсақтау құрылымдар көтерілімдер (Ырғыз маңы және Шығыс Мұғалжар) және ойысымдар (Шалқар, Ор, Бөшеткөл) күрделендіреді. Ең жаңа көтерілімдердің амплитудасы 200 м.

Батыс Сібір плитасы (оңтүстік-шығыс бөлігі). Континенттік платформаның ең үлкен бұл құрылымы Қазақстан ауқымына өзінің шалғай оңтүстік-батыс бөлігімен кіреді. Ол бұл жерде бірегей ірі құрылым *Солтүстік Қазақ моноклинін* жасайды. Құрылым мезозой заманында негізінен теріс таңбалы нашар білінетін дифференцияланған қозғалыстармен сипатталады. Ойысуға бағытталған бұл үрдіс ең жаңа кезде де сақталған. Құрылымдағы неодеформациялардың амплитудасы 150 метрді құрайды. Құрылым үшінші дәрежелі көптеген ең жаңа құрылымдармен күрделенеді. Олар – Лебяжі, Балапан, Андриянов және басқа үймектер (валдар) мен оларды бөліп жатқан Преснов, Тобылғысор, Черлаков, т.б. ойыстар. Бұл

моноклиннің шығысында шағын жергілікті көтерілімдермен (Обаған маңы, Талапкер және басқа валдар) күрделенген Солтүстік Торғай ойысымы бөлінеді. Ойысымның орташа аплитудасы 50 м. Айырылымды дислокациялар өте нашар дамыған, тек моноклиннің солтүстік бөлігінде ғана солтүстік-батыс бағытты ең жаңа жорамал жарылымдар байқалады.

Тұран плитасы бірінші дәрежелі біршама ірі құрылым. Оның тектоникалық құрылымы өте күрделі. Қазақстан ауқымына оның солтүстік жартысы кіреді. Ол қалың платформалық тыстың кең дамуы, тектоникалық белсенділігінің нашарлығы, қозғалыстар жылдымдығы градиентінің аздығы және көтерілімдер мен ойысымдардың біркелкі таралуымен ерекшеленеді. Плита аумағында *Мұғалжар маңы моноклині* (көтерілу амплитудасы 100-150 м) мен *Маңғыстау-Үстірт дислокациялар жүйесі* бөлінеді. Маңғыстау ауқымында Қаратау мен Ақтау қырқалары орналасқан. Ең жаңа жарылымдар бір жерде құрылымдар созылымына үйлес оңтүстік-шығыстан солтүстік-батысқа қарай бағытталған. Блоктардағы көтерілімдердің максимал амплитудасы 600 метрге жетеді. Көтерілген блоктар – Қаратау мен Ақтау қырқаларынан оңтүстікке қарай байтақ Оңтүстік Маңғыстау моноклині орналасқан. Оның төмендеу амплитудасы 150-200 метрді құрайды. Бұл дислокациялар жүйесінің шалғай шығысында Асеке-Аудан ойысымы орналасқан, оның ең жаңа қозғалыстарының амплитудасы 100 метрден асады. Ал қиыр батысында бұл жүйе Оңтүстік Бозашы ойысынан (ойысымның жалпы бату амплитуасы 20-30 м) Бозашы дөңі арқылы бөлінеді.

Үстірт – бедерде жайпақ белдер (Мұзбел, Қарабауыр, т.б.) түрінде білінеді. Ең жаңа жарылымдар құрылымның созылуына үйлесімді, яғни ендікке жуық бағдарланған. Ең жаңа көтерілімдердің амплитудасы шамамен 150 метрді құрайды. *Солтүстік Үстірт синеклизасы* терең ойыстармен (Қолтық, Сам және Шалқар) күрделенген.

Солтүстік Арал маңы дислокациялар жүйесі Шалқар ойысының шығыс жағына орналасып, үшінші дәрежелі бірқатар құрылымдарды – көтерілімдер (Құланды, Тасаран, т.б.) мен ойысымдарды (Тоғыз, Шоқы, т.б.) біріктіріеді, олар оңтүстіктен солтүстікке қарай созылған және меридиан бағытындағы

жарылымдармен күрделенген. Жалпы алғанда Солтүстік Арал маңы дислокациялар жүйесі ең жаңа кезеңнің екінші жартысында белсенді денудация алқабы болған. Айырылымды дислокациялар жалпы нашар дамыған, олар меридиан бағытты және шағын жарылымдармен күрделенген. Ең жаңа кездегі қозғалыстардың максимал амплитудасы 30-80 м.

Торғай синеклизасы – Торғай ойысының бөлігі, Тұран плитасындағы ірі ең жаңа теріс құрылым. Торғай ойысы өз кезегінде Қостанай валы арқылы Солтүстік Торғай ойысы мен Торғай синеклизасына бөлінеді. Синеклиза бетінің қазіргі құрылысы ежелгі жарылым белдемдері бойынша жүрген ең жаңа тектоникалық қозғалыстармен байланысты. Бұл қозғалыстардың ең қарқынды кезі, плиоценнің соңы-төрттік кезеңінің басына сәйкес келеді. Осы кезде Торғай жақтауы, Қостанай белесі, Торғай синеклизасы, Оңтүстік Торғай ойысы қалыптасқан.

Қостанай белесінің неотектоникалық көтерілу амплитудасы 100 метрдей. Ол бірқатар ойыстармен (Қожакөл, Жыланды, т.б.), көтерілімдермен (Шалқар-Нұра, Сары белі, т. б.) күрделенген. Торғай синеклизасынан оңтүстікке қарай ауданы бойынша біршама ірі көтерілім – Төменгі Сырдария дөңесі орналасқан. Баяу неотектониконикалық қозғалыстарға түскен, жалпы амплитудасы -100 метрден +50 метрдей болатын аллювийлі жазық – *Аққыр-Құмқала* белесінен шығысқа қарай *Шығыс Арал ойысымы* орналасқан. Ол батыс бағытта төмендейді, оның максимал бату амплитудасы 200.

Шу-Сарысу синеклизасы – Тұран плитасының оңтүстік-шығысындағы екінші дәрежесі ірі құрылым, аймақтық құлди жарылымдармен (Қаратау және Жалайыр-Найман) шектелген. Синеклиза ең жаңа тектоникалық кезеңде өзінің төмендеуін жалғастырған. Оның құрамында үшінші дәрежелі кішілеу құрылымдар – Ащыкөл, Тасбұлақ және басқа ойысымдар орналасқан, олар Мойынқұм, Тасты сияқты басқа да көтерімдермен бөлінген. Төмен батқан ойысымдардың амплитудасы -150 метрден -50 метрге, ал көтерілімдердің – +50 метрден +150 метрге дейін жетеді.

Сырдария синеклизасы – Торғай плитасындағы және бір екінші дәрежелі құрылым. Ол кішілеу құрылымдармен

(ойысымдар – Төрткөл, Жауғаш, т. б., көтерілімдер – Қарақтау және Шөл) күрделенген. Бұл ойыстардың барлығы ең жаңа кезде неоген-төрттік түзілімдердің аккумуляция алқабы болған. Теріс қозалыстардың жалпы амплитудасы 600-ден 800 метр аралығында ауытқиды.

Қазақ қалқаны – ірі платформалық құрылым. Ол ең жаңа жарылымдармен және блоктардың күрделі жүйесімен бөлшектенген дөңес-құжбан көтерілім. Блоктар бұрыс үшбұрышты, төртбұрышты және көпбұрышты пішіндерге ие.

Балқаш-Ертіс дөңес-құжбан көтерілімі ауданы бойынша Қазақ қалқаны ауқымындағы екінші дәрежелі ең жаңа ірі құрылымдардың бірі. Бұл көтерілімнің шетінде әртүрлі бағытты ең жаңа жарылымдар жүйесі байқалады. Көтерілім ауқымында ең жаңа жарылымдар бойынша, сонымен қатар үшкіл пішінді көтерілімдерінің амплитудасы әркелкі, әртүрлі бағыттағы кішілеу блоктар жаралған. Бұл құрылымның орталық бөлігіндегі жекелеген блоктардың көтерілімі 1000 метрден асып, ал орташа мәні – 500-700 метрді құрайды.

Ірі айырылымды бұзылыстармен шектелген құжбан көтерілімдер мен ойпаңдар түріндегі үшінші дәрежелі құрылымдарға жататындар: ойпаңдар - Өспен, Жаман Сарысу, Жоғарғы Жәмші; көтерілімдер – Ақтас, Қарқаралы, Қотан-Емен, Шұнақ және Ортау-Мойынты.

Шыңғыс құжбан көтерілімі деп аталатын солтүстік-батыс бағытта созылған өзіндік құрылым Балқаш-Ертіс дөңес құжбан көтерілімінің шығыс бөлігінде орналасқан. Ол солтүстік-батыс бағытта созылған жарылымдармен шектелген бірқатар блоктардан тұрады. Бұл көтерілімнің ауқымында неоген және төрттік түзілімдерінің жас таужыныстарында дизъюнктив (жарылым) бұзылыстар анықталған. Ең жаңа кезеңде аудан абсолют көтерілімге ұшыраған, ал жекелеген блоктардың көтерілуінің тежеліп қалуына орай грабен құрылымдар қалыптасқан.

Қарағанды ойпаңы біршама ірі құрылым. Ол барлық жағынан дерлік ең жаңа жарылымдармен шектеліп, бірқатар блоктардан – солтүстік-батыс бағытта созылған көтерілімдер мен ойысымдардан тұрады. Ойпаңдағы ең жаңа қозғалыстардың жиынтық амплитудағы 300-400 м. Қарағанды ойпаңынан

солтүстікке қарай *Ерейментау-Нияз құжбан көтерілімі* орналасқан, оның недеформацияларының амплитудасы 500 метрден асады. Қазақ қалқанының солтүстік-шығыс бөлігінде көтерілу амплитудасы 500 метрден асатын *Баянауыл құжбан көтерілімі* бөлінеді. Балқаш-Нұра дөңес-құжбан көтерілімінің оңтүстік шетінде Батыс Балқаш ойысымы мен Солтүстік Балқаш көтерілімі орналасқан. *Батыс Балқаш ойысымының* изоанабазалары 200-300 м шамасында сипатталады. Оның ауқымында ежелгі пенеплен қалдықтары сақталған. Ойысым жарылымдар арқылы бірқатар ұсақ блоктарға бөлінген. *Солтүстік Балқаш көтерілімі* де бірқатар ірі блоктардан тұрады. Мұндай неодеформациялардың жиынтық амплиптуасы 500 метрге жетеді.

Шыңғыс құжбан көтерілімнің шығыс жағы *Ащысу ойысымына* бөлінеді. Неоген алдыңғы беті неодеформацияларының максимал жиынтық амплитудасы 500 метрге жетеді.

Шідерті–Сілеті брахисинклиноры ауқымында блоктарының амплитудасы 600 метрге жететін Семізбұғы құжбан көтерілімі бөлінеді. Бұл құрылым да ұсақ блоктар жүйесіне жіктейтін жарылымдармен шектелген.

Қазақ қалқанының батыс бөлігінде ұсақ шоқылар аясында *Ұлытау құжбан көтерілімі* айқын білінеді. Ол батыс мен солтүстігінде жарылымдармен шектеліп, ал шығысында - бедерде күрт өзгеріс білінбестен, Сарысу-Теңіз көтеріліміне ауысады. Оның максимал амплитудасы жарылым белдемінің орталық бөлігіне сәйкес келіп, мәні 800 метрге жетеді.

Теңіз ойысымы шығыстан батысқа және солтүстіктен оңтүстікке қарай 200 км-дей созылып, Қазақ қалқанының үлкен бөлігін алып жатыр. Ең жаңа кезеңде ол өзінің жалпы төмендеу бағытын сақтаған. Қазақ қалқаны ең жаңа кезеңдегі даму барысында негізінен көтерілу алқабы болғандықтан, онымен бірге Теңіз ойпаңы да көтеріледі. Бірақ көтерілу қарқыны бойынша жалпы қалқан көтерілуінің тоқталып қалуына байланысты, ең жаңа қозғалыстар ауқымындағы амплитудасы біршама аз.

Көкшетау құжбан көтерілімі. Теңіз ойысымының солтүстік жағына орналасқан. Оның максимал көтерілуінің амплитудасы 500 метрден асады.

Сарысу-Теңіз көтерілімі Теңіз ойысымын Сарысу ойпаңынан бөліп жатқан құралым. Бұл басты суайрықтың көтерілу амплитудасы 300-400 метрге жетеді. *Шу-Іле көтерілімі* Қазақ қалқанының қиыр оңтүстік-батысына орналасқан. Ол ендікке жуық Жалайыр-Найман жарылымдар белдемінде орналасқан, осы жүйе бойынша ең жаңа кезеңде айтарлықтай тік бағыттағы қозғалыстар болған. Көтерілім амплитудасы 650 метрге жетсе, ал орташа мәні 250-300 м. Осы уақыттағы қозғалыстар нәтижесінде Шу-Іле таулары пайда болған.

Балқаш ойпаңы Қазақ қалқанының ең ойыс бөлігі. Ол солтүстігі мен батысында Балқаш көлінің жағалау сызығымен шектелсе, ал оңтүстігінде – ороген алқабымен шектеледі. Бұл алқап ойпаңды екі, орогендік (оңтүстігі) және платформалық (солтүстігі) бөліктерге жіктейді. Төмендеудің ең жоғары амплитудасы, оңтүстік бөлігінде (100-200 м) білінеді.

Ең үлкен кезең ағымында ойпаң белсенді көтерілуге бет бұрмай, неоген-төрттік шөгінділерінің аккумуляция алқабы болып қалған. Бұл алқап қазіргі кезде де сақталған.

25.2. Қазақстанның оңтүстік-шығысындағы дөңес-құжбан ороген алқабы

Бұл алқапта таулар орналасқан. Олар жоталар жүйесінен – орогендік грабен тәрізді ойысымдармен бөлінген көтерілімдерден тұрады. Алқап өте жақсы ашылымданғандығымен және бедердің терең тілімденгендігімен сипатталады. Ороген алқапта неоген-төрттік түзілімдерінің пликатив деформациясы жақсы көрінеді, ол әсіресе тектоникалық жарылымдар белдемінде өте айқын. Сонымен қатар, бұл алқап қазіргі қозғалыстардың аса белсенділігімен ерекшелінеді. Бұл туралы жоғары сейсмикалық, айрықша қарқынды эрозиялық тілімдену арқылы анық білеміз. Мұндай қозғалыстар бедерге альпілік және айқын көрінетін қазіргі тектоникалық кертпеш бедерлі кейіп береді.

Алтай дөңес-құжбан көтерілімі қиыр солтүстік-шығыста орналасқан. Ол ірі құжбандар жүйесінен – желпуіш тәрізді

жоталардан (Иванов, Қалба, Нарын, Оңтүстік Алтай, Күршім, т,б.) тұрады, ал олардың аралығында ойпаңдар – белгілі бір алқаптың біршама төмен түскен блоктары орналасқан. Неодеформациялар жиындық амплитудаларының изосызықтары оңтүстік-шығыстан солтүстік-батысқа қарай артады. Жекелеген ең жаңа блоктар 2000-2500 метрден аса көтерілген. Көтерілудің максимал амплитудасы (400 м) Алтай көтерілімінің қиыр солтүстік-шығысында анықталған. Бұл құрылым жүйесіндегі құжбан көтерілімдер (Оба, Иванов, Қалба т. б.) жатады. Неодеформациялардың максимал амплитудасы 1500-2500 метрді құрайды.

Алтайдың ороген алқабында кең дамыған ең жаңа тектоникалық жарылымдары бедерде биіктігі әртүрлі (1500-2500 м) денудациялық-тектоникалық кертпештер түрінде анық білінеді Алтай көтерілімдері біршама қалың шығарынды конус жолақтарымен жиектелген. Жолақтардағы ең жаңа түзілімдердің қалыңдығы 1000 метрге жетеді.

Зайсан орогеніші ойпаңында Алтай және Тарбағатай-Сауыр көтерілімдері орналасқан. Ол оңтүстігі мен солтүстігінде ойпаңның грабен тәрізді құрылымын анықтайтын жарылымдармен шектеліп, бедерде ірі тауарлық төмендеме ретінде белгілі. Төмендеудің максимал амплитудасы (1500 м) ойпаңның оңтүстік шекарасындағы тектоникалық жарылымның тікелей жапсарында.

Зайсан ойпаңының оңтүстігінде Тарбағатай-Сауыр дөңес-құжбан көтерілімі орналасқан. Оның неоген-төрттік өрлеу қозғалыстарының амплитудасы айтарлықтай жоғары (300 метрдей). Мұндағы жарылымды бұзылыстар негізінен солтүстік пен солтүстік-батысқа қарай бағытталған.

Алакөл орогеніші ойпаңы бедерде анық білінетін тауарлық төмендеме. Ойпаң ең жаңа түзілімдердің қалың (800 метрдей) қатқабатына толған. Ол оңтүстігінде Бас Жоңғар терең жарылымына барып тіреледі, оның бойымен максимал амплитудасы 1000 метрден асатын төмен бату байқалады. Жоңғар терең жарылымының солтүстік жағында ойпаңның табаны біртіндеп Тарбағатай көтеріліміне ауысады. Алакөл ойпаңы ұсақтау құрылымдармен – горстпен және грабендермен күрделенген, олардың өрлеу немесе ойысу амплитудасы 100-150 метрдей.

Жоңғар орогенсырты ойпаңы – Жоңғар құжбан көтеріліміне солтүстік жағынан келіп түседі. Бұл ойпаң оңтүстігінде Жоңғар жүйесінің аймақтық жарылымымен, ал шығысы мен солтүстігінде – ірі флексуралармен шектелген. Ойпаңды ендік пен ендікке жуық бағыттардағы бірқатар жарылымдар қиып өтіп, блоктарға бөледі. Ойысудың максимал амплитудалары ойпаңның оңтүстік-шығыс бөлігінде байқалады, бұл жерде блоктардың бірі 1000 метрден асатын тереңдікке төмен батқан.

Балқаш орогенсыты ойпаңы оңтүстік-шығыста Жоңғар дөңес-құжбан көтерілімімен шектеледі. Ойпаң максимал төмендеу амплитудалары оңтүстік бөлігінде (100 м), ал солтүстігінде – 300 метрден аспайды. Ойпаңды ендікке жуық Оңтүстік Жоңғар және меридан бағыттарындағы жарылымдар қиып өтеді. Балқаш тау бөктері (ороген сырты) ойпаңы соңғы бор уақытында салынған, бірақ толық қалыптасуы альпілік тектогенездің ең жаңа кезеңінде аяқталған.

Жоңғар құжбан көтерілімі құрылымдық жағынан құжбандар жүйесінен – блоктардан тұрады, олар жарылымдар бойынша әртүрлі биіктіктерге көтерілген және негізінен ендік бағытта бағдарланған. Ең жаңа ороген кезеңінде Жоңғар көтерілімі амплитудасы 2500 метрдей қарқынды көтерілген орогенге айналған. Көтерілу негізінен Бас Жоңғар терең жарылымы бойымен жүрген, тік бағыттағы қозғалыс амплитудасы ең жаңа этапта 2000 метрге жеткен.

Іле ороген ішілік ойпаңы оңтүстігі Іле және Күнгей Алатау, ал солтүстігінде Жоңғар Алатау жоталарының аралығанда орналасқан. Ойпаң неотектоникалық құрылысының сипаты бойынша нашар білінген. Қамқалы-Бошты көтерілімі арқылы екіге бөлінеді. Шығыс бөлігі – Шығыс Іле немесе Панфилов ойысы, ал батыс бөлігі – Батыс Іле немесе Алматы ойысы деп аталады. Іле ойысының максимал бату амплитудасы 2500-3000 метрге жетеді. Ең ірі дизъюнктивтік бұзылысы – Іле терең жарылым белдемі, ол Іле Алатауы бөктерінің бойымен 170-180 км-ге созылады. Белдем ауқымында бедерде денудациялық тектоникалық кертпеш түрінде байқалатын жақтаулық жарылым өтеді. Оның бойымен Іле жотасы ойпаңнан күрт жоғары көтерілген. Іле ойпаңы ең жаңа құрылым ретінде жоғары

олигоценнің соңында салынған. Дегенмен ол мезозой мен жоғары палеозой құрылымдық планы үстіне мұраланып түсіп, активті дамуы ең жаңа тектогенез этабында орын алған. Осы кезде ойпаң ұдайы қарқынды төмендеп, молассалар мен террагендік түзілімдердің қалың қабатымен (3500 метрдей) толған.

Іле құжбан көтерілімі Іле ойпаңына оңтүстік жағынан келіп тоғысатын баспалдақтанған күрделі горст жүйесі – блоктар. Олардың жинақ амплитудасы (3000-4000 м) жотаның орталық бөлігінде. Оның кей жерлерінде тегістелген бөлікшелер – көне пенепленнің фрагменттері сақталған. Бұл көтерілімде бұзылыстардың дизъюнктив формалары кең дамыған. Олар көпшілік жағдайда ендік бойымен созылып, бедерде биіктіктері әртүрлі денудациялық тектоникалық кертпештер түрінде байқалады.

Кетмен дөңес-құжбан көтерілімі Іле жотасының шығыс жағындағы жалғасы, ол бедерде Кетмен жотасы түрінде білінеді. Көтерілім жарылымдармен күрделі блоктарға, яғни горст жүйесіне бөлшектенген, олар бір-бірімен салыстырғанда әртүрлі биіктіктерге көтерілген. Блоктар көтерілімдерінің максимал амплитудасы 3000 метрге жетеді.

Текес және Кеген орогеніші ойпандарының батыс және шығыс бөліктері Қазақстан аумағына кіреді. Олардың максимал төмендеуі орталық бөлігінде орын алады, бұл жерде неогенге дейінгі бет 2000 м төмендеген. Кеген ойпаңы солтүстігінде – оңтүстік Кеген, ал оңтүстігінде – Текес жарылымдарымен тоғысады, олар бедерде биіктіктері әртүрлі денудациялық кертпештер түрінде бөлінеді. Текес ойпаңы да жарылымдар аралығына орналасқан және үшбұрышты грабенді.

Шығыс Шу ороген ойпаңы Қазақстан аумағына өзінің батыс жартысымен кіреді. Ол оңтүстігінде тік көтерілу амплитудасы 6 км болатын Қырғыз жарылымымен шектеледі. Ойпаңның максимал амплитудасы оңтүстік бөлігінде байқалады, оның мәні 1000-1500 м-ді құрайды.

Қаратау дөңес-құжбан көтерілімі Тянь-Шань тау жүйесінің солтүстік-батыс сілемі болып табылатын Қаратау жоталарынан тұрады. Ол палеозой құрылымдарының жатысына сәйкес солтүстік-батыс бағытта созылған. Юра тізілімдеріне

толған ірі грабен арқылы екіге: Үлкен және Кіші Қаратау жоталарына бөлінеді. Қаратау жоталарының ең жаңа құрылымдарының жаралуы, жалпы оның палеозой құрылымдары сияқты, Бас Қаратау жарылымы әрекетіне тығыз байланысты.

Қаратау дөңес-құжбан көтерілімі жүйесіндегі үшінші дәрежелі құрылымдар арасында Орталық Қаратау көтерілімі, Кіші Қаратау көтерілімі, Теріс-Қошқарата (Жуалы) грабені мен Аққөл сатысы болып бөлінеді.

Негізгі дизъюнктив бұзылыстары ендікке жуық бағытта, олардың арасындағы ең ірісі – тік көтерілу амплитудасы 700 м болатын Қаратау жарылымы.

Ташкент маңы ороген ойпаңының солтүстік аяғы Қазақстанның қиыр оңтүстік бөлігінде орналасқан. Оның максимал төмендеу амплитудасы (1500 м-дей) оңтүстік бөлігінде байқалады.

Бақылау сұрақтары:

1. Қазақстанда неотектониканың геоморфологиямен байланысы қандай?
2. Жазық және ұсақ шоқылы алқаптардың неотектоникалық құрылымдары?
3. Қазақстан ороген алқабының геоморфологиялық ерекшеліктері?

III тарау. ҚАЗАҚСТАН БЕДЕРІ

Кіріспе

Геоморфологиялық зерттеулер жер беті бедері туралы көрнекі және қомақты ғылыми ақпарат береді. Жер беті бедері мен оның құрылысы көп жағдайда біздің тіршілігіміз бен экономиканың дамуын анықтайды. Геоморфологиялық карта мен дерекнама әр түрлі геологиялық, гидрогеологиялық және инженерлік-геологиялық жұмыстарда кеңінен пайдаланылады. Жер беті бедері туралы деректер ботаникалық, топырақ және ландшафт карталарын жасауда, сонымен қатар геоэкологиялық мәселелерді шешуде маңызды рөл атқарады.

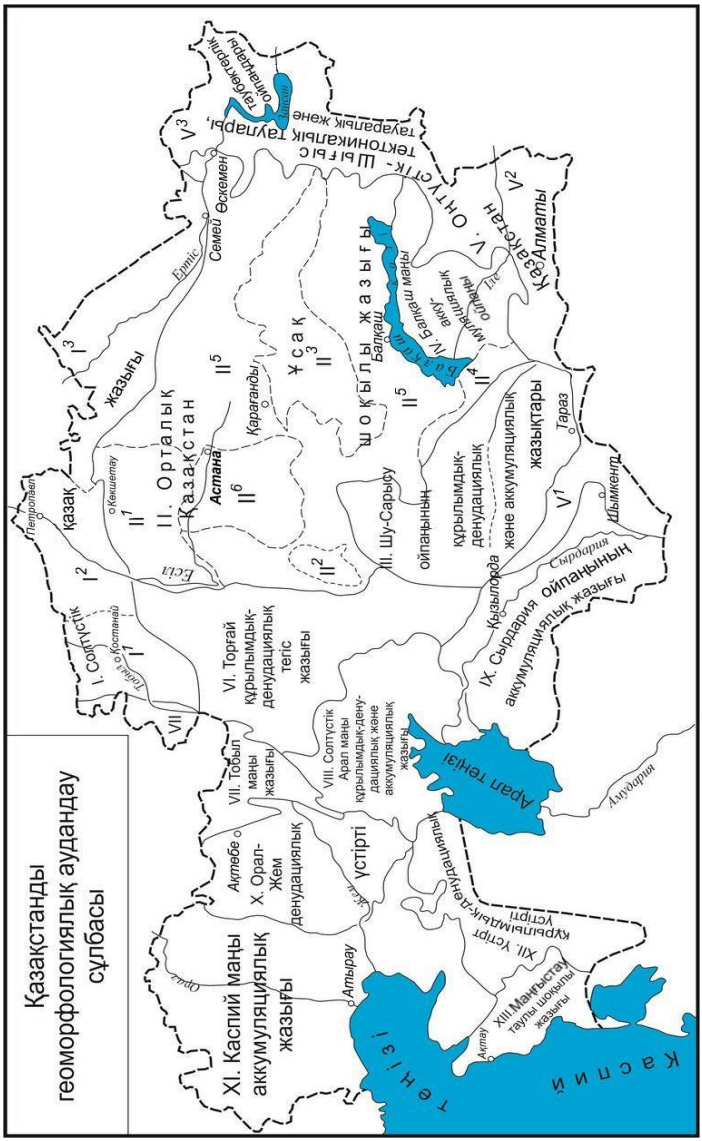
Геоморфологиялық карта түсіру әдістемесін жасауда Қазақстан Республикасы Ғылым Академиясының корреспоңдент мүшесі, профессор Г.Ц. Медоев бастаған қазақстандық геоморфолог-ғалымдардың үлесі айтарлықтай [1]. Комплексті геологиялық-геоморфологиялық карта түсіру нәтижесінде Қазақстанның 1:1 500 000 масштабты геоморфологиялық картасы жасалынды (1991).

Қазіргі кезде жер беті бедерін зерттеуде ең сәтті және тиімді болып саналатын тарихи-геологиялық әдіс көбірек қолданыс табуда. Картада жер беті бедері генезисі мен геологиялық жасына қарай тиісті шартты белгілермен көрсетіледі.

Геоморфологиялық карталауда негізгі таксон (бірлік) ретінде бедердің морфогенетикалық типі және сонымен қатар әртүрлі генезисті беттер қарастырылады. Картада бедер морфографиясы штрих белгілермен, ал оның генезисі мен жасы әріптік индекстермен беріледі.

Қазақстан аумағы бедер ерекшеліктері бойынша он үш геоморфологиялық ауданға бөлінеді (*26.1-сурет*). Геоморфологиялық аудандаудың басты мақсаты бөлінген ауданның бедер ерекшеліктерін морфологиялық жағдайы мен генезисі бойынша көрсетіп, оның даму және қалыптасу тарихынан мағлұмат беру. Аудандау кезінде әр жеке аумақ бөлімдемесінің басты құрамбөліктері: іргетасы мен платформалық тысының геологиялық құрылысы, бедер морфологиясының салыстырмалы әркелкілігі, генезисі мен

жасы ескерілген. Төменде Қазақстан аумағында бөлінген әр ауданның өзіндік қысқаша геоморфологиялық сипаты берілген [1].



26.1-сурет. Қазақстанды геоморфологиялық ауандау [1] бойынша

26. ҚАЗАҚСТАН АУМАҒЫН ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ АУДАНДАУ

26.1. Солтүстік Қазақ жазығы

Жазықтың беті тегіс және шамалы белесті, солтүстікке және солтүстік-шығысқа қарай еңіс. Оның абсолют биіктіктері 110 м-ден 250 м-ге дейін, кейбір бедер пішіндерінің салыстырмалы биіктіктері 0,5–3,0 м-ден 10–15 м-дей.

Бұл жазықта оны сорғытатын әрі үлкен экономикалық мәні бар Ертіс және оның салалары – Тобыл мен Есіл өзендері орналасқан.

Аталмыш жазық құрылымдық жағынан Батыс Сібір тақтасына кіреді және күрт ерекшеленген екі таужыныс кешендерінен – қатпарлы іргетастың күрделі дислокацияланған кембрийге дейінгі және палеозой мен платформалық тыстың келбеу жатқан мезозой-кайнозой түзілімдерінен тұрады.

Жазық морфологиялық ерекшеліктері бойынша үш ауданға, яғни Тобыл маңы, Есіл маңы және Ертіс маңы жазықтарына бөлінеді. Морфологиясы мен даму тарихы жағынан олардың бір-бірінен айырмасы шамалы.

26.1.1. Тобыл маңы аккумуляциялық жазығы

Жазықтың беті морфологиясы жағынан біркелкі тегіс және мардымсыз белестеніп, солтүстік пен солтүстік-шығыска қарай епте еңістенген. Оның абсолют биіктіктері 170–250 м аралығында, ал өзендер аралығында – 200-225 м. Бедер пішіндерінің салыстырмалы биіктіктері әдетте 0,5-3,0 м, кейде жекелеген қырқалар мен жоталар жазық бетінен 10-15 м-ге дейін биіктей көтеріледі.

Жазықты жоғарғы олигоценнің құм-саз, миоценнің саз және құм-тасмалта шөгінділері құрайды. Тобыл маңы аумағының көпшілік бөлігінде бұл шөгінділерді ортаңғы төрттік көл-аллювий шөгінді қабаттары мен перигляциялық құм-саз жаралымдары жабады.

Жазықтың батыс және шығыс бөліктерінде жалды-қазаншұңқырлы және қырқалы бедер кеңінен тараған.

Қазаншұңқырларда көлдер мен көлшіктер орналасады. Батыс және шығыс бөліктерінде жалды-қазаншұңқырлы бедермен қатар беті тегіс ірі қыраттар көп кездеседі.

Тобыл маңы жазығы ауқымында жалды-қазаншұңқырлы аудандардан басқа жерлерде көлдер сирек кездеседі, ал бар көлдердің ең үлкендері Қоскөл, Тоқтас, Жақсыжаркөл, т. б.

Жазық аумағында Тобыл өзені мен оның салалары Обаған, Шортанды, Желқуар, Үй және Тоғызақ өзендері бар. Өзендердің террасалары геоморфологиялық көрнекілігі жағынан нашар дамығандықтан, саны мен жасы жағынан да нашар сипатталады. Өзен аңғарларында аласа және биік жайылмалар (жасы Q_{IV}) мен үш жайылмаүстілік терраса орналасқан. Олардың ең көнесі – үшінші ($Q_{I–II}$), одан кейінгілері – екінші ($Q_{II–III}$) және бірінші (Q_{III}) террасалар[3.1].

Торғай қолаты – аталған жазық аумағындағы ерекше морфологиялық жаралым. Оның табанындағы өзекте Обаған өзені ағады.

26.1.2. Есіл маңы аккумуляциялық жазығы

Бұл жазық морфологиялық ерекшеліктері мен геологиялық құрылысы бойынша біркелкі емес. Ол екі ауданға бөлінеді.

Бірінші аудан жазықтың батыс (Обаған-Есіл өзендері аралығы) және солтүстік батыс бөліктерін алып жатыр. Оның ауқымында төменгі және жоғарғы деп аталатын екі баспалдақ бөлінеді. Төменгі баспалдақ ауданның солтүстік бөлігінде. Оның абсолют биіктіктері солтүстікке қарай 175 м-ден 155 м-ге дейін темендейді. Морфологиясы жағынан ол жалды-қазаншұңқырлы жазыққа келіңкірейді. Жоғарғы баспалдақ ауданның оңтүстік-батыс бөлігіндегі тегіс, кейде мардымсыз белестенген жазық. Оның абсолют биіктіктері 200–240 м, ірі ойпандарына Бозшакөл, Қойбағар, Түнтұғыр, Жаншора, Биесойған және басқа қазіргі көлдері бар қазаншұңқырлар орналасқан.

Екінші аудан – Көкшетау қыратының солтүстік беткейіндегі төменгі баспалдақ. Ол Есіл маңы жазығының оңтүстік және шығыс бөлігін құрайды. Баспалдақ беті жақсы тегістелген, бірақ морфологиясы барлық жерде біркелкі емес. Кей жерлерінде палеозойға дейінгі таужыныстардан тұратын биіктігі 15-20 м-дей төбелер мен олардың жұрнақтарының тобы

байқалады. Жазықтың абсолют биіктіктері 330-310 м-ден 250-220 м-ге дейін болып, солтүстігіндегі Батыс Сібір ойпаты бағытында төмендейді: Жазық бетінде көптеген кішігірім жайпақ сайлар, көл қазаншұңқырлары, батпақты ойпаңдар кездеседі. Баспалдақ оңтүстігіндегі Көкшетау қыратынан айқын көрінетін биік жарқабақ арқылы шектеседі.

Есіл маңы жазығының орталық бөлі Есілмен және оның салаларымен жіктеледі. Есіл аңғарында екі табан (жайылма) және төртеуге дейін жайылмаүстілік терраса бар. Ең жоғары орналасқан төртінші және үшінші террасаның жасы бастапқы-ортаңғы плейстоцен ($Q_{I–II}$), екінші және бірінші террасаның жасы $Q_{II–III}$, ал аңғар табанындағы аллювийдің жасы голоцен (Q_{IV}).

26.1.3. Ертіс маңы аккумуляциялық жазығы

Жазықтың беті тегіс, солтүстікке және шығысқа қарай шамалы еңістеу. Абсолют биіктігі осы бағытта 120 м-ден 110 м-ге дейін төмендейді. Өзен торабы мардымсыз дамыған. Жазық шығыс жағында Ертіс өзенімен, ал оңтүстік-батыс шетінде Шідерті, Өлеңті және Селеті аңғарларымен жыраланған.

Жазық мезозой-кайнозой шөгінділерінен тұрады. Олардың ең жасы – палеоген, неоген және төрттік шөгінділері сатылы құрылымымен сипатталатын әртүрлі қабаттық жазықтарды құрайды. Бұл сатылардың ең жоғарғысы 160 м биіктікте, ол беті тегіс бедер жұрнақтары түрінде ойпаңның шеткі бөліктерінде (Шідерті және Өлеңті өзендерінің алабында) сақталған. Ол жоғарғы олигоцен шағырай свитасының құмы мен қиыршығынан тұрады.

Жасы жоғарғы олигоцен-төменгі төрттік саналатын жазық ойпаңның орталық бөлігіндегі беттің ең биік жері 150 м. Бұл саты шығысындағы Обь өзеніне қарай біртіндеп төмендейді. Екі саты бетінің жаралуы ортаңғы төрттік кезіне сәйкес келеді. Олардың жоғарғысы 130–135 м биіктікте орналасқан, Төменгі бет (Тобылғысор немесе Қосмола жазығы) ортаңғы-соңғы төрттік кезіне сәйкес келеді, ол көл-аллювий шөгінділерінен тұрады және Ертіс маңы жазығының ең төменгі ярусы болып табылады.

Бедердің ярусталған жаратылысы неотектоникалық қозғалыстарға, ал соңғы кездерде Батыс Сібір мұзбасулары мен олардың еруіне сәйкес келетін климат жағдайларына байланысты.

Ертіс маңы жазығының басты су артериясы – Ертіс өзені. Ол жақсы қалыптасқан эрозиялық аңғар арқылы ағады. Аңғарда негізінен табан (жайылма) және екі табанүстілік терраса бар. Разумовка мен Жалтыр ауылдарының аралығы ені 10–40 км болатын жазық. Ол Ертіс өзенінің үшінші табанүстілік террасасы болуы мүмкін. Оның жасы бастапқы төрттік уақытына сәйкес келеді. Екінші террасаның жасы фауна комплексінің көмегімен ортаңғы төрттік екені анықталған. Бірінші террасаның жасы жоғарғы төрттік. Аңғар табаны террасасы төменгі және жоғарғы болып келеді, оларда қазіргі заман қыш заттары мен үй жануарларының сүйек қалдықтары кездеседі.

26.2. Орталық Қазақстан ұсақ шоқылы бедері

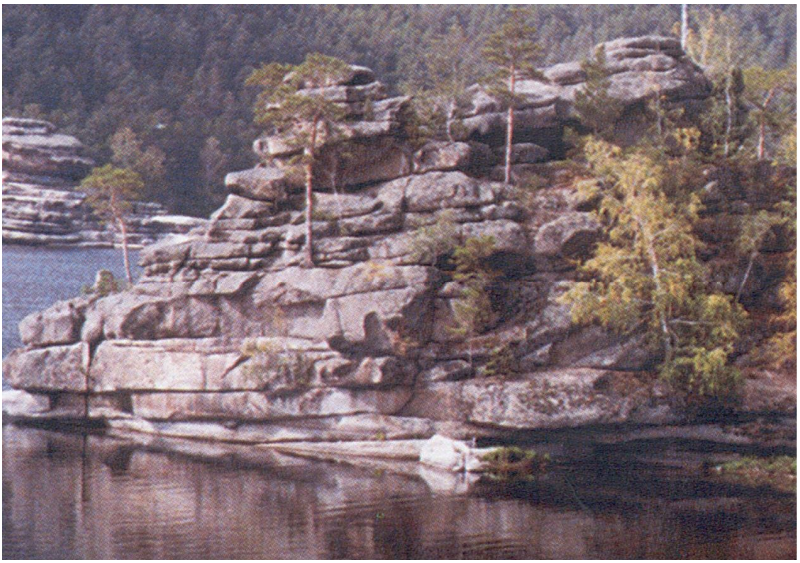
26.2.1. Көкшетау эрозиялық-тектоникалық аласа таулы, ұсақ шоқылы қыраты

Ауданның геологиялық құрылысы күрделі. Оның орталық бөлігінде кембрийге дейінгі іргетас ашылымы – ірі ежелгі ядро (Көкшетау құжбан құрылымы) бар. Оның төңірегінде каледон қатпарлы құрылымдары орналасқан. Қатпарлы құрылымдар солтүстік пен солтүстік-батыста Батыс Сібір мен Торғай ойпатының, ал солтүстік-шығыста Ертіс маңы синеклизасының мезозой-кайнозой шөгінді қабаттарының астына кетеді.

Көкшетау құжбаны жаңа кезеңде үзік-үзік ұдайы көтеріліп, бедердің ярусты құрылысы түзілген. Аласа таулы, ұсақ шоқылы және ежелгі пенеплен бетінен тұратын бірнеше ярус бар.

Таулар абсолют және салыстырмалы биіктіктері бойынша аласа топқа кіреді. Олар арал сияқты орналасқан, тектоникалық бұзылыстарға сәйкес келетін және жаңа кезеңде жаңарған Көкшетау, Имантау, Жақсы-Жаңғызтау, Бурабай (*26.2-сурет*) және Зеренді таулары. Олар морфологиялық тұрғыдан

бағамдағанда төрттік кезеңінде жаралған жал-күмбез тәрізді және конус тәрізді типтерге жатады.



26.2-сурет. Бурабай гранит массивіндегі көл және жартастар

Ұсақ шоқылар таулы массивтердің маңына шоғырланған, ал кейде олардан бөлектене үш яруста орналасады: төменгі (салыстырмалы биіктігі 25–50 м), ортаңғы (50–100 м) және жоғарғы (100–200 м). Олар морфологиялық тұрғыдан әртүрлі. Жоталар мен күмбез тәрізді пішіндер басым.

Денудациялық жазық (пенеплен) ауданның басым бөлігін қамтиды. Пенеплен қатпарлы іргетастың әр түрлі таужыныстарынан және кей жерлерде сақталған ежелгі (эоценге дейінгі) мору қыртысынан тұрады.

Өзен аңғарлары. Өзен торабы жиі емес және Көкшетау көтерілімінің орталық бөлігінен радиал бағытта тарайды. Олар – Есіл (оның салалары Иманбұрлық, Аққанбұрлық, Жыланды, Аршалы, Қайрақты, Қолутан өзендері), Шағылды, Қылшықты, Жаңасу, Қарасу, Саға және басқа өзен аңғарлары.

Есіл өзені аңғарының жалпы ұзындығы 1 900 км. Оның Қазақстан аумағындағы жалпы ұзындығы 1 400 км-ден асатын

алқабында жоғарғы және ортаңғы бөлігі орналасқан. Аңғар моншақ тәрізді, оның төрт террасасы және екі деңгейлі табаны (жайылмасы) бар. Ең ежелгісі төртінші терраса, ол бастапқы төрттік кезінің екінші жартысында жаралған. Үшінші терраса – ортаңғы төрттік, екінші және бірінші террасалар – соңғы төрттік. Аңғардың табандары қазіргі заман шөгінділерінен тұрады.

Көл қазаншұңқырлары жаралуына байланысты эндогендік және экзогендік түрлерге бөлінеді. Эндогендік қазаншұңқырлар тектоникалық типті. Бұл типке Бурабай көлдері (Бурабай. Шортанды, Үлкен және Кіші Шабақты), сонымен қатар олардың батыс жағындағы көлдер (Имантау, Жақсы-Жаңғызтау, Зеренді, Шалқар және Саумалкөл) жатады. Олардың барлығы жас аласа таулар баурайында орналасқан. Көлдердің ең терең жерлері (30–40 м) таулы жағалауларда, яғни жаңа кезеңдегі тектоникалық жарылымдар бойына орналасқан. Көлдер жағасында ортаңғы төрттік және соңғы төрттік кездерінде пайда болған екі жағажайүсті террасасы бар.

Экзогендік көлдер жаралуы бойынша бөгеттік және сор-дефляциялық болып келеді. Бөгеттік көлдер қазіргі өзендер ауқымында кездеседі. Оларға Кіші және Үлкен Қоскөл, Қарлыкөл, Қопа, Балықтыкөл, Айдабол, Қожабай-Шалқар, Жүкей, Қояндыкөл, Тораңғылы, Шағылды, Шабақты, Байсоры, Ұлыкөл, Шортанды, Талдыкөл жатады. Бұл көлдердің тереңдігі саяз, түбі тегіс және жағалары жайпақ.

Сор-дефляциялық көлдер ежелгі пенеплен бетіне орналасқан және олардың қазіргі өзен торабымен байланысы жоқ. Көлдердің аумағы шағын, олар жаз айларында кеуіп кетеді де сор мен тұздыққа айналады. Мысалы Қарасор, Майлысор, Шотсор, Шолақсор, т. б.

Экзогендік көлдердің жағалауында екі аккумуляциялық терраса мен үймекті жағажай түзілген. Ортаңғы төрттік екінші терраса Шошқалы, Итеймен және Мамай көлдерінде жақсы байқалады. Оның ені 4 км-дей, ал биіктігі 1,5–2 м. Бірінші терраса барлық соңғы төрттік көлдерінің жағасында кездеседі. Бурабай, Қотыркөл және Шортанды көлдерінің жағалауында екі үймек, ал Қараүңгүр көлінің жағалауында үш үймек бар. Олардың биіктігі 0,5–4,5 м, ал жасы қазіргі кездегі.

26.2.2. Ұлытау эрозиялық-тектоникалық аласа таулы, ұсақ шоқылы қыраты

Ұлытау қыратының пішінін Ұлытау антиклиноры, яғни құрылымдық элементтері меридиан бағытында созылған каледон ірі көтерілімі анықтайды. Ұлытау тауының басты шыңының биіктігі 1 134 м, Арал пішінді орналасқан басқа таулардың биіктік белгілері: Едіге – 1 064 м, Айыртау – 850 м, Жақсы Арғанаты – 757 м. Өзен аралық суайрықтарда ұсақ шоқылы денудациялық жазықтар орналасқан. Олардың абсолют биіктіктері 500–600 м. Ең аз биіктік – 175 м Қараторғай өзенінің арнасында.

Бұл ауданда таулы, ұсақ шоқылы, денудациялық және ішінара аккумуляциялық жазық бедер пішіндері дамыған.

Таулар Ұлытау ауданында аласа морфологиялық ерекшеліктерімен белгілі. Кішітау мен Арғанатыда «қотыртас» бедері қалыптасқан. Қотыртас бедері граниттерге тән және тік таулы қырқалар мен тереңдігі 200–250 м шатқалдарымен сипатталады. Ұлытау массивінің батысында биіктігі 100–150 м тектоникалық жарқабақтар жақсы байқалады.

Ұсақ шоқылар «қойтас» және «қотыртас» бедерлі болып келеді. Олар биік және орташа биіктікті эрозиялық-тектоникалық жоталар типті. Жоталардың салыстырмалы биіктіктері 30–40 м, жеке пішіндердің ұзындығы 300–400 м, ал олардың сызықтық белдемдері 12–25 км-ге созылады.

Денудациялық ұсақ шоқылар суайрықтарға орналасып, екі биіктікті ярус жасайды: төменгі ярус денудациялық жазықтан 30–60 м, ал жоғарғы ярус – 100–130 м биіктікте орналасқан. Шоқылар морфологиясы өздерін құрайтын таужыныстар литологиясымен байланысты және оларға қырқа, жал, жота және конус пішінді төбелер кіреді.

Эрозиялық-денудациялық ұсақ шоқылар өзен аңғарлары маңында дамыған. Олардың жаралуы қазіргі өзендердің төрттік кезеңі ағымындағы әрекетімен байланысты.

Жазықтар денудациялық, құрылымдық және аккумуляциялық санаттарға бөлінеді. Денудациялық жазық (пенеплен) мору кабығы жұрнақтарымен Ұлытау көтерілімінің батыс беткейінде және Есіл мен Сарысу суайрығының оңтүстік беткейінде таралған. Оның абсолют биіктіктері 360–400 м,

батысқа қарай біртіндеп төмендейді. Құрылымдық (қабаттық) жазық палеоген мен неогеннің көлбеу жатқан шөгінді қабаттарында дамыған. Абсолют биіктіктері 400–500 м жазық бедер Сарысудың оң жағында, ауданның батыс және оңтүстік-шығыс бөліктерінде таралған. Аккумуляциялық жазықтар аудан аумағында аз таралған.

Өзен аңғарлары. Ежелгі суторапты суайрықтың батыс беткейіндегі Терісаққан және Қыпшақ (Торғай өзенінің алабы), оңтүстік беткейіндегі Қаракенгір және Сарыкенгір (Сарысу өзенінің алабы) өзендері құрайды. Ұлытаудың батыс беткейіндегі ежелгі аңғарларды (Жақсықайыңды және Қараторғай өзендерін) бастапқы қалпына келтіру киындау.

Қазіргі суторап аңғарлары төрттік кезеңінде қалыптасқан Торғай, Есіл, Сарысу мен ағынсыз Теңіз көлі қазаншұңқыры аумағындағы (Қыпшақ, Керей, Жақсықон) төрт алап жүйесіне жатады.

26.2.3. Орталық Қазақстан эрозиялық-тектоникалық аласа таулы, ұсақ шоқылы бас суайрық қыраты

Бұл аудан Орталық Қазақстанның бас дөңес-құжбан көтерілімі ауқымын қамтып, еңдікке жуық бағытта 700 км-ден аса созылады. Оның үлкен бөлігін эпигерцин платформасының қатпарлы негізі құрайды. Аудан құрылысында интрузиялық таужыныс комплекстері орын алып, олар бедердің оқшау байқалатын таулы (Баянауыл, Қарқаралы, Қарағайлы, Кент, т. б.) пішіндерін құрайды. Жоғарғы палеозой мен мезозой шөгінділері терең мульдаларды толтырып, лықсыма жарылымдармен шектеледі. Мульдалардың ең ірісі Қарағанды квазисинклиноры, оның жоғарғы палеозой көмірлі формация қатқабатының қалыңдығы 3000 м-ден асады.

Ауданның орталық және оңтүстік бөлігінде суторaптар жиі, оған Нұра, Шерубайнұра, Жаман және Жақсы Сарысу, Тоқырауын, Қарлы, Талды, Қусақ, Доғанделі және басқа өзендер кіреді.

Аудан бедерінің ярусты құрылысы алты тегістелу бетіне бөлінеді. Олардың біреуі – аккумуляциялық, ал одан биік орналасқан бесеуі – мүсінді. Бірінші, яғни ең төменгі ярус

(баспалдақ) төрттік кезеңінде өзен аңғарлары бетінде пайда болып, 525–650 м абсолют биіктіктерде орналасқан. Екінші баспалдақ ең ежелгі бедер, оның жасы бор дәуріне дейін. Ол – беті мору қыртысымен белгіленген пенеплен, оның абсолют биіктіктері 650–860 м аралығында. Үшінші, төртінші, бесінші және алтыншы баспалдақтар ұсақ шоқылы және аласа таулы бедерлі алқаптарға сәйкес келіп, абсолют биіктіктері 690–860, 700–905, 770–960, 900–1000, 1050–1500 м деңгейлерде орналасқан. Олар мезозой пенепленінің деформациялануы нәтижесінде соңғы олигоцен-төрттік заманда рында қалыптасқан. Баспалдақтар бір-бірінен 10–30, 30–60, 50–70, 60–80, 80–100 м салыстырмалы биіктіктерде орналасқан. Бұл бедер пішіндерінде жаңа тектоникалық қозғалыс белгілері жақсы байқалады.

Таулар эрозиялық-тектоникалық жолмен жаралған. Негізгі аласа таулы массивтер – Қызыларай (абсолют биіктігі 1 565 м), Қарқаралы (1 377 м), Кент (1361 м), Баянауыл (1 042 м), Қояңды (922 м), Желтау (909 м), Ерейментау (892 м), Нияз (830 м) және басқалар. Олардың салыстырмалы биіктіктері 200–500 м аралығында ауытқиды.

Үсақ шоқылар үш: эрозиялық-тектоникалық, денудациялық және эрозиялық генетикалық топқа бөлінеді. Олардың ішінде ең басым таралғаны біріншісі. Ұсақ шоқылар биік, орташа және аласа топтарға жіктеледі. Олардың салыстырмалы биіктіктері тиісінше 100–200 м, 50–100 м және 50 м-ден төмен. Бұл бедер пішіндері жал, қырқа, жота, күмбез төбелер болып, 600–1000 м абсолют биіктіктерде орналасады.

Жазықтар аласа таулы массивтер мен ұсақ шоқылар аралығындағы шағын алаңдарды қамтып, денудациялық және аккумуляциялық екі топқа жіктеледі. Денудациялық жазықтар пенеплен мен құрылымдық (қабаттық) түрлерге бөлінеді.

Өзен аңғарлары ежелгі және қазіргі суторабтарға бөлінеді. Ежелгі суторап аңғарлары қазір көміліп қалған Нұра, Шерубайнұра, Сарысу, Мойынты, Жәмші, Тоқырауын, Жарлы, Талды, Жағандалды және басқа өзендер алабында. Олар гидрогеологиялық зерттеулер мен бұрғылау жұмыстары нәтижесінде ашылған. Қазіргі суторап аңғарлары жоғарыда аталған белгілі өзен аңғарларында орналасқан. Олардың үшеуге

дейін табанүстілік террасасы мен биік және төмен орналасқан табаны бар. Террасалар жасы бойынша ежелгі, ортаңғы және соңғы төрттік, ал табандар қазіргі кезде түзілген.

Көл қазаншұңқырлары аудан ауқымында аз. Олардың ең үлкені Қарқаралыдан солтүстікке карай 45 км жердегі Қарасор көлі. Көлдің аумағы 155 км^2, ұзындығы 43,5 км, ені 7,5 км-ге дейін, тереңдігі 2,5 м. Ол Талды өзенінің бөгеліп қалуынан пайда болған, жасы – соңғы төрттік.

26.2.4. Шу-Іле эрозиялық-тектоникалық аласа таулы және оларға жапсарлас жазықтар

Геоморфологиялық тұрғыдан Шу-Іле аймағы Шу-Сарысу-Балқаш суайрығына орналасып, Орталық Қазақстан ұсақ шоқыларына кіреді. Оның таралуы ірі тектоникалық құрылым – Қазақ қалқаны аумағына қарасты. Аудан бедері құрылысында эрозиялық-тектоникалық, денудациялық және аккумуляциялық болып үш генетикалық топқа бөлінеді.

Эрозиялық-тектоникалық бедерді аласа таулар мен ұсақ шоқылар құрайды. Олар жаңа замандағы белсенді тектоникалық белдемдер мен жарылымдарда орналасып, терең (200–500 м) тілімденген. Аласа таулар қырқалы-жалды және қырқалы-жоталы болып келеді. Жалайыр-Найман жарылымдары белдемінде орналасқан бұл бедерге Жамбыл, Хантау, Болаттаумен қатар оңтүстігіндегі Кендіктас таулары да кіреді. Кендіктастың ең биік жерінің абсолют белгісі 1520 м. Аласатаулар төрттік кезеңінде түзілген.

Ұсақ шоқылы бедер Жалайыр-Найман жарылымдары белдемінде орналасқан. Ол бірқатар морфогенетикалық бедер типтерін біріктіреді. Қырқалы-жалды ұсақ шоқылардың ең биіктері Арқарлы таулары (биіктігі 505 м), Байғара (655 м), Қойжарылған (584 м) мен Майжарылған (582 м). Олардың орташа биіктері Байғара мен Жамбыл таулары аралығында; аласалары – Ақжал шатқалы және басқалар.

Қырқалы-жоталы ұсақ шоқылардың ең биіктері Құлжабасы, Аңырақай, Тастау таулары (ең биік жері 1250 м), ал орташа және аласалары ауданның орталық және солтүстік бөліктерінде. Жоталы-күмбезді бедер Балқаш көлінің батыс

жағалауындағы девон мен карбонның эффузиялық-шөгінді таужыныстарынан тұрады, олардың абсолют биіктіктері 500 м-ге дейін.

Денудациялық бедер Шу-Іле таулары мен Балқаш көлінің аралығындағы алаңдарда орналасқан. Батыс Балқаш маңы жазығы Хантау және Майжарылған тауларымен жіктелген. Жаңа заманғы көтерілімдер үстіндегі жазықтың беті еңістеу. Кендіктас таулары үстіндегі жазықтың биіктігі 1100 м, басқа жерлерде 500–750 м.

Аккумуляциялық бедер Болаттау, Елшібай, Қойжарылған, Майжарылған, Хантау, Кендіктас және басқа таулар етегіндегі ысырынды конустар жолағы түрінде таралған. Жолақтың ені 2–3 км-дей. Шу-Іле таулары маңында бұл бедердің төрт генерациясы карталанған: олардың ең ежелгісі – төменгі төрттік, келесі сатысы – ортаңғы төрттік, үшіншісі – жоғарғы төрттік, ал төртіншісі – қазіргі заманғы.

26.2.5. Қазіргі кездің ұсақ шоқылы бедер бөліктері бар денудациялық жазық (пенеплен)

Бұл аудан Орталық Қазақстанның жазық бөлігінің байтақ аумағын, яғни бас орталыққазақстандық дөңес-құжбан көтерілімнің солтүстік, оңтүстік және аздап батыс жағын қамтиды. Солтүстік жағы – Селеті, Өлеңті, Шідерті және Ащысу өзендерінің алабы; батысы – Ұлытау қыраты мен Теңіз ойпаңына жапсарлас жазықтар.

Барлық жақтардағы аудандар морфологиялық жағынан ұқсас және жекелеген таулы массивтері бар жазық-ұсақ шоқылы бедермен сипатталады. Бұл аудандардағы бедер пішіндерінің топтары: 1) аласа таулы; 2) ұсақ шоқылы; 3) тұғырлы жазықтар (пенеплен); 4) қабаттық (құрылымдық) денудациялық жазықтар; 5) аккумуляциялық жазықтар; 6) өзен аңғарлары; 7) көл шаралары.

Аласа таулар (салыстырмалы биіктігі 200–500 м) арал сияқтанып орналасқан. Олардың қатарына Баянауыл, Қызылтау, Едрей, Қалмаққырған, Желтау, Ақирек, Нияз, Ерейментау таулары кіреді. Бұл таулар палеозойдың құрамы әртүрлі интрузиялық, эффузиялық-шөгінді және метаморфтық таужыныстардан тұрады. Таулардың жаралуы палеогеннің

соңында, Шығаң теңізінің қайтуынан кейін басталған. Аласа таулар негізінен неогеннің соңынан бастап, төрттік кезеңінің басында түзілген.

Ұсақ шоқылар онша биік емес аралды қыраттар түрінде тұғырлық жазық беттерін күрделендіреді. Олардың басым бөлігі неоген мен төрттік кезеңдерінде ежелгі пенеплен бөліктерінің жергілікті көтерілімдері ретінде жаралған. Ұсақ шоқылы бедер үш ярусқа бөлінеді: 1) аласа (салыстырмалы биіктігі 50 м-ге дейін) – Майкөбе көлі ауданындағы Ащысу өзенінің сол жағы; 2) орташа (50–100 м) – Ерейментаудың батысындағы Өлеңті-Шідерті суайрығы, Желтаудың солтүстігі және басқалар; 3) биік (100–200 м) – Ерейментау, Баянауыл, Желтау, Қоянды және басқа таулар маңы.

Жазықтар біршама жақсы дамыған. Олар тұғырлық денудациялық (пенеплен), қабаттық денудациялық және аккумуляциялық типтерге бөлінеді.

Өзен аңғарлары төрттік кезеңінде пайда болған Селеті, Өлеңті, Шідерті, Ащысу, Түндік, Сарысу және басқа өзендер алабында орналасқан. Аңғарларда бірден үшке дейін табанүстілік терраса, табан және қобылар бар. Аңғарлар ені 200–300 м-ден 25–30 км-ге дейін жетеді.

Көл қазаншұңқырлары бір-бірімен байланыспайды. Олар жергілікті эрозия базисі болып келеді. Көлдер өздерінің генезисіне қарай сорлы-дефляциялық-тектоникалық, сорлы-дефляциялық және суффозиялық типтерге бөлінеді. Бірінші типті көлдер – жалпақ синклин қатпарлары бетте орналасқан Үлкен Қарой, Теке, Қызылқақ, Селетітеңіз, Жалаулы және Шолақсор. Екінші типті көлдер – тұғырдың жазық бетіне орналасқан Алтайсор, Қарасор және Алакөл. Суффозиялық қазаншұңқырлар босаң шөгінділер жатқан барлық жерде дерлік кездеседі. Олардың өлшемдері ондаған метрден 100–150 м-дей, тереңдігі 0,5–2 м.

Солтүстік-Батыс, Солтүстік және Солтүстік-Шығыс Балқаш маңы. Бұл аумақ түгелдей дерлік тұғырлық жазықтар болып, Балқаш-Ертіс дөңес-құжбан көтерілімінің оңтүстік беткейі ауқымын қамтиды. Жазық бетінің жер-жерлерінде арал сияқты аласа таулы және ұсақ шоқылы массивтер ондаған және жүздеген метрге биіктеп көрінеді.

Аласа таулы массивтер: Қызылтау, Қаратөбе, Ешкіөлмес, Қараирек, Үшқызыл, Қотанемел, т. б.

Ұсақ шоқылы массивтер негізінен эрозиялық-тектоникалық типті, олар аумақтың солтүстік, солтүстік-шығыс және оңтүстік-батыс бөліктерінде дамыған, оларың салыстырмалы биіктіктері 40 м-ден 200 м-ге дейін. Шоқылардың жасы тектоникалық қозғалыстармен анықталады, абсолют биіктіктері 450–800 м, ал салыстырмалы биіктіктері 50–200 м.

Жазықтар Балқаш маңының басым бөлігін қамтиды. Олар денудациялық (пенеплен) және аккумуляциялық топтарға бөлінеді, абсолют биіктіктері 300–600 м. Жазықтар жаңа кезеңде 5–30 м тереңдікке дейін жиі торапқа тілімденген.

Өзен аңғарлары. Төрттік гидрографиялық торабы соңғы олигоценде жаралған ежелгі аңғарларды толығымен мұралайды. Бұл аумақта тұрақты ағын сулы аңғар жоқ. Негізгі аңғарлар Мойынты, Тоқырауын, Сарыбұлақ, Шажағай, Жәмші, Шүмек, Мыңшұңқыр өзендері алабында.

Балқаш көлінің жағалауы өзіндік сипатқа ие: түзу сызықты, тектоникалық жарқабақты, бұғазды және ирелеңдене тілімденген.

26.2.6. Теңіз ойпаңы құрылымдық-денудациялық және аккумуляциялық жазықтары

Теңіз ойпаңы Орталық Қазақстанның батыс шетіне орналасқан және оның ең ойыс бөлігі. Сейсмобарлау жұмыстарының нәтижесі бойынша оның іргетасының тереңдігі 2000–2500 м-ге жетеді. Ойпаңның морфологиясы жаңа тектоникалық қозғалыстармен және төрттік кезеңіндегі субаквалық процестермен байланысты.

Аумақта негізінен аккумуляциялық және аз дәрежеде денудациялық бедер пішіндері дамыған. Аккумуляциялық бедер орталық бөлікті, сонымен қатар солтүстік және шығыс шалғайларды қамтиды. Денудациялық бедер Есіл мен Нұраның оң жағалауында және Сарысу-Теңіз суайрығының солтүстік беткейінде. Бұл морфоқұрылымның орталық бөлігін көптеген көл қазаншұңқырлары (олардың ең үлкені Теңіз бен Қорғалжың) алып жатыр.

Ұсақ шоқылар жаңа көтерілімдермен байланысты орташа және аласа биіктікті тектоникалық-денудациялық бедерлер. Олар жоталы, күмбезді, жоталы-күмбезді және «қойтас» пішінді. Денудациялық ұсақ шоқылар негізінен ауданның оңтүстік және оңтүстік-батыс бөлігінде. «Қойтас» бедері Теңіз көлінің оңтүстігінде, Керей мен Қонның суайрығында. Эрозиялық ұсақ шоқылар Есіл мен оның салалары бойында. Олар жоталы, жоталы-күмбез тәрізді және қырқалы-жоталы пішін типтерінен тұрады. Бұл пішіндер жазықты қазіргі өзендердің эрозиялық тілімдеуіне байланысты қалыптасқан.

Жазықтар денудациялық пен аккумуляциялық типтерге бөлінеді. Денудациялық жазықтар ойпаңның орталық бөлігінің жиегінде 350–450 м абсолют биіктіктерде орналасқан. Аккумуляциялық жазықтар ойпаңның орталық бөлігінде орналасып, үш: көлдік-аллювийлік, аллювийлік және делювийлік-пролювийлік генетикалық типтерді біріктіреді.

Өзен аңғарлары қазіргі өзендер алабында. Олардың ең ірісі – Есіл өзені. Нұра мен Құланөтпес өзендері Теңіз көліне құяды.

Көл қазаншұңқырлары. Теңіз ойпаңы ауқымында саяз (тереңдігі 1–4 м) көптеген көлдер кездеседі. Олардың ең үлкені – Теңіздің ұзындығы 80 км, ені 30 км, су деңгейінің абсолют биіктігі 304 м. Көлдің суы тұзды, тереңдігі 1,5 м, ал шығыс бөлігінде 4 м-дей. Солтүстік және шығыс жағалары жайпақ, босаң. Көл соңғы төрттік кезінде пайда болған. Қыпшақ пен Керей көлдері шағындау. Бұл көлдер – тектоникалық жаралымдар, олар жайпақ синклин құрылымдарда орналасқан. Аталған тектоникалық көлдерден басқа бөгеттік, суффозиялық және шағын қобы-көлдер таралған.

26.3. Шу-Сарысу ойпаңының құрылымдық-денудациялық және аккумуляциялық жазықтары

Бұл ойпаң Қазақ қалқаны және Қаратау дөңес-құжбан көтерілімі аралығында орналасқан. Ол шығысында Жалайыр-Найман, ал оңтүстігінде Қаратау жарылымдарымен шектеледі. Ойпаң оңтүстік-шығыстан солтүстік-батысқа қарай 600 км-ге созылып, орташа ені 300 км-дей болады.

Геоморфологиялық құрылысы үш құрылымдық этаждан тұрады: төменгі – қарқынды дислокацияланған кембрийге дейінгі және төменгі палеозой таужыныстары; ортаңғы – төменгі этаж үстіне бұрыштық үйлесімсіздікпен орналасқан девон, карбон және пермь шөгінділері; жоғарғы – мезозой мен кайнозой платформалық тысы.

Ойпаңның орталығын Талас-Тасты көтерілімі күрделендіреді. Ең ірі Фурманов және Жамбыл ойыстары көтерілімдер мен ойыстар бедерінде көрініс тапқан. Олардың ауқымындағы неоген-төрттік төмендемелерінің амплитудасы тиісінше 500 және 100 м.

Ойпаңда денудациялық және аккумуляциялық жазықтар бар.

Құрылымдық-денудациялық жазықтар Батыс Бетпақдаланың байтақ аумағын қамтиды және Шу мен Сарысу өзендерінің аңғарында да кездеседі. Жазықтар көлбеу жатқан палеоген қабаттары мен шамалы дислокацияланған палеоген және жоғарғы бор таужыныстары үстінде дамыған. Олардың беті біркелкі, абсолют биіктіктері 250–400 м, тек кей жерлері салыстырмалы биіктіктері 100 м-дей сор-дефляциялық қазаншұңқырлармен жіктелген. Жазық солтүстік пен батыста биіктігі 30–70 м денудациялық жарқабақпен шектеледі. Оңтүстік және батыс бөліктері жаңа тектоникалық қозғалыстар нәтижесінде пайда болған куэсталармен (Қарақия, Қазанғап) күрделенген. Үшарал-Кемпіртөбе тобындағы түз күмбез құрылымдар (Үшарал, Кемпіртөбе, Елемес, т. б.) асимметриялы жоталар түріндегі бедер түзеді. Олардың салыстырмалы биіктіктері 30–40 м. Биіктігі 25–30 м, ұзындығы 4–10 км болатын Көкшетау, Тантай, Кентарал, Қошқарбай және басқа шоқылар Теменгі-Шу диапирі дамыған түз күмбез құрылымдармен байланысты.

Денудациялық жазық (пенеплен) Бетпақдала үстіртінің шығысындағы байтақ аумақты алып жатыр. Абсолют биіктігі 380–400 м деңгейде жазықтың аласа және орташа белесті, ал 420–460 м биіктіктерде биік белесті бөліктері кездеседі.

Аккумуляциялық жазықтар негізінен ауданның оңтүстігінде. Олар генезисі бойынша аллювийлік, аллювий-

пролювийлік, аллювий-көлдік және эолдық жазықтарға бөлінеді. Олардың жасы ортаңғы төрттік.

Қазіргі кезде түзілген көл жазықтары ауданның оңтүстік бөлігінде кездеседі. Олардың беті тегіс, кей жерлерде шағын тұздықтар мен тақырлар бар.

Эолдық жазықтар ауданның оңтүстігіндегі (Мойынқұм) және Сарысудың шығысындағы (Жетіқоңыр, Мойынқұм және басқалар) үлкен өңірлерді алып жатыр. Олардың жаралуы ортаңғы төрттік кезде басталып, қазір де жалғасуда.

Өзен аңғарлары. Олардың ең ірілері Сарысу, Шу және Көктас өзендері алабында. Сарысу аңғарының ені 2–4 км, екі террасасы мен табаны бар. Екінші табанүстілік террасасының жасы ортаңғы төрттік, біріншісінің жасы соңғы төрттік, табаны қазіргі заманда қалыптасқан. Өзен сағасы тарамдалған. Сол қолтығы (Боқтықарын саласы) Ащыкөлге, ал негізгі оң арнасы Телікөлге құяды. Негізгі арна мен қолтықтың аралығы бұл жердің көтерілуіне байланысты атырауланған.

Шу аңғары жаңа тектоникалық қозғалыстар әсерінен бір бөлігі көтеріліп, екінші бөлігі төмендеп, моншақ тәрізденген. Аңғарда үш табанүстілік терраса (үшіншісі – бастапқы төрттік, екіншісі – ортаңғы төрттік, біріншісі – соңғы төрттік) және табан (қазіргі заманғы) дамыған.

Көктас аңғары ауданның солтүстік-батыс бөлігінде, ендік бағытта созылып, ені 4 км-ге жетеді. Оның екі табанүстілік террасасы мен табаны бар.

Әрекеті мерзімдік Кенжебайсай, Бозқақ, Ащылы, Қылжар және басқа өзендер аңғары да кездеседі.

26.4. Балқаш маңы ойпаңының аккумуляциялық жазықтары

Ойпаң Балқаш көлінің оңтүстігінде орналасқан. Оның солтүстігінде – Сарыарқа беткейлері, батысында – Шу-Іле таулары, ал оңтүстігінде – Іле мен Жоңғар Алатауы.

Геоморфологиялық құрылысы жағынан тау бөктерінің платформа ойпаңы болып қалыптасқан бұл ауданда палеозой таужыныстары оның солтүстік-батыс бөлігінде 200 м, ал оңтүстігінде 1700 м тереңдікке дейін бойлайды. Ойпаң мезозой-

кайнозойдың қалың шөгінді қатқабаттарынан тұрады. Олардың астында юраның көмірлі таужыныстары орналасқан. Бұрғылау ұңғымалары берген деректер бойынша палеоген шөгінділерінің қалыңдығы 185–700 м, неогеннің – 2000 м, төрттіктің – 185–760 м. Олардың беті аккумуляциялық жазық, ол солтүстік бағытта абсолют биіктігі 700 м-ден 340 м-ге (Балқаш көлінің көпжылдық орташа деңгейіне) дейін төмендейді.

Ойпаң аумағында эолдық жазықтар мейлінше кең таралған: олар батысында – Тауқұм, орталығында – Сарышықатырау мен Мойынқұм, шығысындағы Қаратал және Ақсу өзендері аралығында – Үлекқұм мен Жаманжол, ал солтүстік-шығысында Қарақұм мен Сарықұм орналасқан. Ойпаң ауқымында көл, аллювий, аллювий-көл, аллювий-пролювий жазықтары да дамыған.

Ауданның негізгі су артериялары – Іле, Қаратал, Ақсу және Лепсі өзендері. Олар транзиттілігімен (сырттан ағып келуімен) сипатталады. Іле өзені Қараой мен Итжон үстірттерін киып өтіп, тереңдігі 200 м тар каньон жасайды. Аңғар өзен ағысының төменгі жағында күрт кеңейеді, кей жерлерде 10–15 км-ге жетеді. Аңғардың бұл бөлігінде табан мен бірінші табанүстілік (жасы соңғытөрттік) терраса бар. Өзен сағасына жақындағанда үш салаға бөлініп Жиделісай, Іле және Топар болып тарамдалады.

Қаратал, Ақсу және Лепсі аңғарларының морфологиясы шамамен бірдей. Оларда табан және үш табанүсті террасасы бар: үшіншісі – ортаңғы төрттік заманының бірінші жартысында, екіншісі – ортаңғы төрттік заманының екінші жартысында, ал біріншісі – соңғы төрттікте қалыптасқан.

26.5. Оңтүстік-Шығыс Қазақстан тектоникалық таулары, тау аралық және тау бөктері ойпаңдары

Бұл аймаққа Кенді Алтай, Оңтүстік Алтай мен Тарбағатай таулары, Сауыр жотасының батыс бөлігі, Жоңғар Алатауы, Тянь-Шань (Іле Алатауы, Күнгей Алатаудың бөлігі, Кетмен жотасы) таулары мен оның батыс сілемдері (Қырғыз жоталары, Талас Алатауы, Өгем, Қаратау жоталары), сонымен қатар ірі тау аралық Зайсан, Балқаш-Алакөл, Іле, Алай ойпаңдары және

көптеген тау бөктері ойпаңдары кіреді. Таулы өңірлер мен тау аралық ойпаңдар тек өздеріне ғана тән тектоникалық және геоморфологиялық ерекшеліктермен сипатталады.

26.5.1. Қаратау жоталары (Оңтүстік Қазақстан)

Қаратау жоталары Тянь-Шань (ежелгі казақша атауы Аспан-Тау) тау жүйесінің қиыр солтүстік-батыс сілемі және одан Шақпақ асуы арқылы бөлінеді. Ол Торғай тақтасы жазығының алқабына сұғына еніп, оны мезозой-кайнозой шөгінділерінен тұратын ірі Шу-Сарысу мен Сырдария ойыстарына бөледі.

Геоморфологиялық құрылымы бойынша Қаратау жоталары аласа тауларға жатады. Олардың абсолют биіктіктері 269 м-ден (Дәуіт тауы) 2176 м-ге дейін (Бессаз тауы) жетеді. Төңірегіндегі тау бөктері жазықтарынан бұл жоталар 500 м-ден аспайтын биіктерге көтеріліп тұрады. Жотаның суайрық бөлігі тегіс (пенеплен), солтүстік-шығыс беткейі тік жарқабақты және қысқа, ал оңтүстік-батыс беткейі жайпақ және кең. Қаратаудың геологиялық құрылысына рифей, венд, палеозой және мезозой-кайнозой таужыныстары кіреді. Олар гнейстен, кристалды тақтатастан, құмтастан, әктастан және конгломераттан тұрады.

Құрылымдық жағынан Қаратау жоталары жаңа кезеңнің дөңес-құжбан көтерілімі болып, бедерде анық байқалады. Көтерілім палеозой іргетасының құрылымдық планын мұралағандықтан, соның контурына сәйкес келеді. Карбонат таужыныстардан тұратын пенепленде жербеті және жерасты карст пішіндері (Баялдыр мен Хантағы өзендерінің суайрығы, Икансу, Боралдай таулары және басқалар) дамыған.

Қаратау жаңа құрылымдар бедерінің айқындығына байланысты бірнеше ірі морфоқұрылымдық бірліктерге жіктеледі. Олар – Үлкен және Кіші Қаратау жоталары, олардың аралығында Леонтьев (Жуалы) және Теріс-Қошқарата депрессиялары, сонымен қатар Боралдай жотасы мен Билікөл ойпаңы бар.

Үлкен Қаратау солтүстік-батыс бағытта 300 км-ге созылып жатыр. Ол Кіші Қаратаудан Леонтьев (Жуалы) депрессиясы арқылы бөлінеді. Оңтүстік-батыс жағасы болатын Боралдай

тауларынан Боралдай өзені бойымен шектеседі. Тікше солтүстік-шығыс беткейі Бас Қаратау жарылымының оңтүстік-батыс неотектоникалық қаусырма қанаты болып табылады. Беткейдің ені 5–10 км, бұрышы 30°-тай. Оңтүстік-батыс беткейі кең (25–40 км-дей) және жайпақ (2–4°). Үлкен Қаратау ауқымында бедер үш: денудациялық (ежелгі пенеплен қалдықтары), эрозиялық-тектоникалық (қырқалар мен жалдар) және аккумуляциялық топқа бөлінеді.

Кіші Қаратауды көлденең депрессиялар Үлкенқарой, Кішіқарой, Ақсай және басқа жекелеген жалдарға бөледі. Бас суайрық жота Маймақ теміржол бекетінен Үшбас өзеніне дейін 180 км-ге созылады. Көкжота атты үсті тегіс суайрық негізінен 1000–1200 м абсолют биіктіктерде орналасқан. Кіші Қаратаудың қазіргі бедері негізінен субстрат таужыныстарының литологиялық құрамына байланысты. Оның ауқымы денудациялық және эрозиялық-тектоникалық бедер топтарына белінеді (*26.3-сурет*).



26.3-сурет. Кіші Қаратау денудациялық және эрозиялық-тектоникалық бедер пішіндері

Боралдай жотасының абсолют биіктіктері 1300–1800 м, ал салыстырмалы биіктіктері 300–800 м.

Леонтьев депрессиясы юра грабені орнында түзілген, оның ені 8–10 км. Таскөмірсайдан Боралдай өзенінің басына дейінгі бұл ойыс мезозой-кайнозой таужыныстарының қалың қабаттарына толған.

Теріс-Қошқарата депрессиясы неотектоникалық кезеңнің грабеніне сәйкес келеді. Оны толтыратын плиоцен-төрттік шөгінділері көкжота сериясы мен төменгі карбонның пенепленденген бетінде жатыр. Қазіргі кезде бұл таужыныстарда адырлы бедер қалыптасқан. Олардың жасы ортаңғы-соңғы төрттік.

Аккумуляциялық бедер – аллювий-пролювий генезисті тау бөктері еңіс жазықтары. Билікөл ойпаңын жасайтын байтақ жазық Асы мен Тамды өзендерінің екінші табанүстілік террасасының беті болып табылады.

Өзен аңғарлары. Қаратау жоталарының беткейлері өзендердің жиі торабымен тілімденген. Ең ірі өзендер: Арыстаңды, Шаян, Баба ата, Шабақты және басқалар. Қазіргі өзендер торабы ортаңғы төрттік кезеңінің бірінші жартысынан бастап қалыптасқан.

Көл қазаншұңқырларында Билікөл, Аққөл, Ащыкөл, Тұзкөл, Шоркөл, Қызылкөл орналасқан. Олардың ең үлкені Билікөлдің ұзындығы 17 км, ені 4–6 км, орташа тереңдігі 3 м, ал ең терең жері 10 м-ге жетеді.

26.5.2. Іле, Жоңғар, Қырғыз, Кетмен, Сауыр, Манырақ және Тарбағатай жоталары

Іле Алатауы – Солтүстік Тянь-Шань (Аспан-Тау) жоталарының ең ірісі. Шығысында Шарын езені аңғарынан басталып, батысындағы Шу өзені аңғарына дейінгі аралықта ендік бағытта 380 км-ге созылып жатыр. Оңтүстігі Шілік және Чон-Кемин өзендері аңғарымен, ал солтүстікте ені 70 км-дей тау бөктері жазығымен шектеседі. Қазіргі мұздықтар жапқан ең биік шыңдары жотаның орталық бөлігінде.

Іле Алатауының ең биік нүктесі Талғар шыңы (5017 м). Қастек өзенінен батысқа қарай таулар биіктігі 3000 м-ден 1300 м-ге дейін азайып, үш: солтүстік (Қараш, Бақай, Сөгеті және

Бұғыты таулары), ортаңғы (Сарытау мен Торыайғыр таулары) және оңтүстік (Далашық жазықтауы) сілемге бөлінеді. Олардың ұзындығы 50-ден 120 км-ге дейін. Бұл сілемдер Сөгеті, Жалаңаш, Асы және Жіңішке тау аралық ойпаңдарымен шектеледі. Мұдағы биік тау аңғарларында мұздық әрекетінен жаралған трог аңғар пішіндері сақталған (*26.4-сурет*)



26.4-сурет. Алматы Алатауындағы биік шыңдар және Ақсу трог аңғары

Жоңғар Алатауы – Іле Алатауынан біршама солтүстік-шығысқа қарай орналасып, Алакөл мен Іле ойпаңдары аралығында 400 км-ге созылған. Ол ендік бағытты бірқатар жоталардан тұрады. Жоталар батыс, солтүстік-батыс және оңтүстік-батыс бағыттардағы будалар түрінде тарамдалған. Ең биік шыңдар параллель орналасқан солтүстік (4463 м) және оңтүстік (4359 м) жоталарда. Ал тау аралық ойыстар бетінің биіктігі 3 000 м-ден 500 м-ге дейін.

Жоңғар Алатауы негізінен кембрийге дейінгі және палеозой таужыныстарынан (гнейс, кристалды тақтатас, кварцит, мәрмәр мен әктас) құралған. Өзен аралықтарында жер

бетіне гранит массивтері шығады. Мезозой-кайнозой шөгінділері ойыстар мен тау бөктерлеріңде кездеседі. Олар палеоген, неоген және төрттік тұнбаларынан тұрады.

Іле мен Жоңғар Алатаулары ауқымында биік таулы (абсолют биіктіктері 3000 м-ден жоғары, оларда қазіргі мұздықтар бар), орташа таулы (2000–3000 м) және аласа таулы (1000–2000 м) бедер бөлінеді. Олар бір-бірінен және айналасындағы жазықтардан тектоникалық биік жарқабақтармен оқшауланады. Таулардың үсті жазық, оларда ежелгі пенеплен сақталған.

Қазіргі кезде тауларды тау бөктері және тау етегі жазықтары белдеуі қоршайды. Іле Алатауының солтүстік беткейі бойында, тау бөктерінде текше аталатын екі терраса баспалдағы айқын байқалады. Жоғарғы текшенің ені 3–15 км, абсолют биіктіктері 1200–1800 м, ал салыстырмалы биіктіктері 100–200 м. Жоғарғы текшеде қырқалы бедер мен өсімдіктер дамыған, ал төменгі текшеде белдер мен антропогендік бедер басым. Текшелердің жасы бастапқы-ортаңғы төрттік. Жазықтардың бедері адырлы және бедленд (шұбар жер) болып келеді.

Іле мен Жоңғар Алатауларының биік таулы белдемін бірнеше дүркін ежелгі мұздықтар басқан. Соңғы деректер бойынша үш мұзбасу кезеңі болған. Бірінші мұзбасу бастапқы төрттік кезінде және жартылай жабын сипатты болған. Мұздықтар төмендеп, абсолют биіктіктері 1400–1600 м деңгейге дейін түскен. Екінші мұзбасу ортаңғы төрттік және ол аңғарлық сипатты. Соңғы төрттік кезіндегі үшінші мұзбасу ірі өзендер аңғарының бас жағын қамтып, оның ауқымы алғашқы екі мұзбасудан кішірек болған.

Іле Алатауы Солтүстік Тянь-Шанның ең биік орталығы. Бұл өңірде жалпы ауданы 469 км^2 болатын 393 мұздық бар. Ал Жоңғар Алатауындағы мұздықтар саны 1369, ауданы 1000 км^2. Мұздықтар аңғарлық, тау беткейлік және тегіс тауүстілік болып үшке бөлінеді.

Қырғыз жотасының Қазақстан аумағындағы бөлігі 3700 м биіктікке дейін көтерілген. Бұл жота Қырғыз тектоникалық көтерілімінде орналасқан. Оның мезозойға дейінгі тұғыры нықталған каледон массивінен құралып, кембрийге дейінгі және

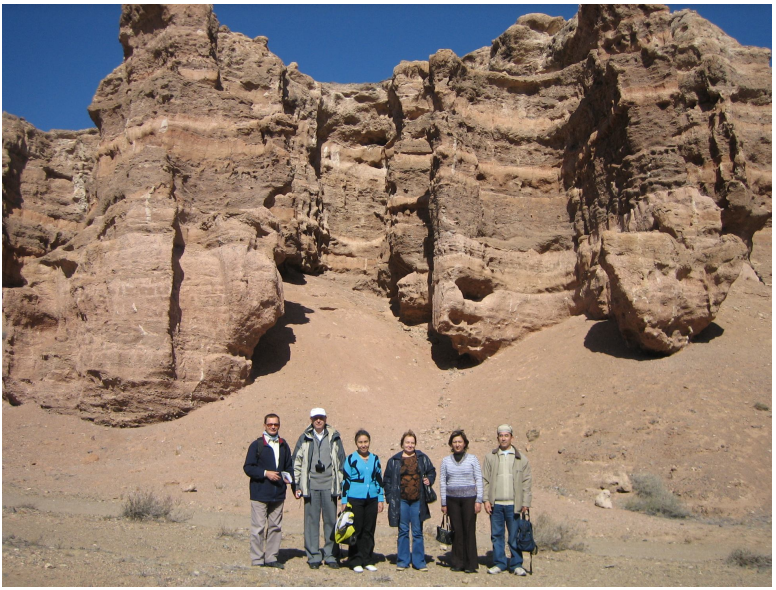
төменгі палеозой қатпарлы құрылымдарынан тұрады. Көтерілімнің ежелгі ядросы – Мақпал антиклинорийі. Ол гранитпен кептелген ірі үш сызықтық қатпардан тұрады.

Оның ауқымындағы бедер пішіндері: жотаның остік бөлігіндегі биік таулы қырқалар (абсолют биктіктері 3000–3700 м), мұнда қазіргі мұздықтар бар және ежелгі пенеплен жұрнақтары сақталған; орташа таулар (2200–3000 м); контуры жұмырланған аласа таулар (1000–2200 м), етегінде тау бөктері қыраттарына (текшелеріне) және жазықтарына алмасып, Шу-Талас ойпаңының оңтүстік шетін алып жатыр. Солтүстігінде, яғни тау бөктері мен Мойынқұм құм массивтері аралығында, пролювий-аллювийлі аккумуляциялық еңіс жазық орналасқан. Жазықтың бетін сайлар мен өзен аңғарлары біршама айғыздаған, кей жерлерінде шағын сорлар кездеседі. Аңғарлардың ең үлкені Құрағаты өзені бойында. Оның ауқымында табан, бірінші және екінші табанүстілік террасалар қалыптасқан.

Кетмен жотасы – Іле Алатауының шығыс жағына орналасып, Орталық Тянь-Шаннан (Аспан-Таудан) Кеген ойпаңы арқылы бөлінген. Оның абсолют биіктіктері шығыстан батысқа қарай 3000 м- ден 3600 м-ге дейін көтеріледі. Жота интрузиялармен кептелген ортаңғы және жоғарғы палеозойдың шөгінді және вулканогендік таужыныстарынан құралған. Жота ауқымында беткейлері тік биіктаулы (3000–3600 м), ортатаулы жалды-қырқалы (1900–3000 м) және аласа таулы жалды-қырқалы (1000–1900 м) бедер пішіндері бар.

Жотаның солтүстік бөктеріндегі ысырынды конустар жолағы аллювий-пролювийлі аккумуляциялық жазық бедерлі Іле ойпаңына алмасады. Ойпаңды толтырған мезозой-кайнозой шегінділерінің қалыңдығы 6000 м-ге жетеді.

Іле ойпаңы аумағында Іле өзені ағады. Өзен аңғарында төменгі және жоғарғы табан мен екі табанүстілік терраса қалыптасқан. Ілеге Шарын және Шілік өзендері келіп құяды. Шарын өзені тау аралық ойпаңдармен ағады, оның аңғарында табан мен үш табанүстілік терраса дамыған. Шілік өзені басын Іле Ататауының Шілік-Кемин таулы түйініндегі Жаңғырық мұздығынан алады, оның аңғарындағы террасалар саны бесеуге жетеді. Бұл өзендер ортаңғы төрттік кезінде пайда болған (*26.5-сурет*).



26.5-сурет. Шарын «жартастар сарайы» ерекше бедер пішіндері

Сауыр және *Маныpақ тау массивтері.* Сауыр жотасы Зайсан ойпаңының оңтүстік жағында орналасып, бірқатар тау жоталары мен аңғарларынан тұрады. Батысында солтүстік-батыс бағытқа созылған абсолют биіктіктері 900–2000 м Маңырақ жотасы бөлінеді. Бұл тау массивтерінің ең биік шоқтығы Сауыр жотасындағы Мұзтау шыңы, оның абсолют биіктігі 3800 м. Жота батыс жағында екі сілемге бөлініп, биіктігі 1500 м-ге дейін төмендейді. Кендірлік ойпаңы негізгі жотадан Сайқан жотасын бөледі.

Сауыр жотасының шығыс жағында биік таулы (3000–3800 м), орташа таулы (1800–3000 м) және аласа таулы (1000–2000 м) бедер түрлері білінеді. Шаған-Обо мен Үйдене өзендерінің сол жағалауындағы Сайқан жотасының солтүстік беткейлерінде және Кендірлік ойпаңының шеткейлерінде салыстырмалы биіктіктері 200–400 м куэста бедері дамыған.

Маңырақ пен Сауыр жоталарының оңтүстік-батысында Шілікті тау аралық ойпаңы орналасқан. Қазіргі кезде Сауыр жотасында екі мұзбасу ізі сақталған. Олардың жасы ортаңғы және соңғы төрттік.

Тарбағатай жотасы. Қазақстан ауқымына оның Батыс Тарбағатай бөлігі кіріп, еңдік бағытта 180 км-ге созылады. Батыс Тарбағатайда терең тілімденген және сайлы орташа таулы (2000–2900 м), аласа таулы (1000–1200 м), тау бөктері адырлы бедер пішіндері дамыған. Жотаның үсті жазық бедерімен сипатталады.

Тау аралық ойпаңдар – Оңтүстік-Шығыс Қазақстан таулы құрылымдарын бөлетін байтақ өңірлер. Бұл аумақ үш ірі: Балқаш-Алакөл, Іле және Зайсан ойпаңдарына бөлінеді.

Балқаш-Алакөл ойпаңы Балқаш маңы және Алакөл ойпаңдарынан тұрады. Оларда аккумуляциялық аллювийлі, аллювий-пролювийлі, көлді және эолдық жазықтар бар. Жазықтар арасында ұсақ шоқылы массивтер ұшырасады. Олар айқын тектоникалық баспалдақтармен шектелген. Өзен аңғарлары басын Тарбағатай жотасының (Таңсық, Ай, Үржар, Қатынсу, Қаражал, Емел, Қаракөл өзендері) және Жоңғар Алатауының (Тентек, Жаманты, Ырғайты өзендері) солтүстік және батыс беткейлерінен алады. Қазаншұңқырларда Алакөл, Сасықкөл, Ұялы және Жалаңашкөл орналасқан.

Іле тау аралық ойпаңы 400 км-ге созылған. Оның құрамындағы жекелеген блоктар арасында неотектоникалық құрылымымен сипатталған екі бөлік айқындалған: шығыс (Жаркент ойысы – триас дәуірінде қалыптасқан) және батыс (Алматы ойысы – палеогенде қалыптасқан). Олардың төменге бату амплитудасы тиісінше 4000 және 3200 м. Ойпаң бетінің абсолют биіктіктері көл деңгейімен алғанда 350 м, ал айналасындағы қоршаған таулы жоталар биіктіктері 800–1000 м.

Жоңғар Алатауында тау аралық ойпаңдар жиі таралған, олар Қапал-Арасан, Колпаков, Қоғалы, Талдықорған, Желді-Қарағай. Мореналар қалдығы бұл ойпаңдарда мұзбасу болғанын көрсетеді.

Біршама ірі тау аралық ойпаңдар қатарына Текес пен Кеген кіреді. Оларды толтырған неоген және төрттік шөгінділерінің қалыңдығы 2000 м.

Зайсан ойпаңы. Оның орталығында Зайсан көлі, оңтүстігінде Сауыр-Тарбағатай тау жүйелері, ал солтүстігінде Күршім жотасы орналасқан. Ойпаңның оңтүстік-шығыстан солтүстік-батысқа қарай созылған ұзындығы 200 км-ден асады, ал ені 70 км-дей. Зайсан көлінің маңында жағажайлық (қазіргі

заманғы), бірінші және екінші (соңғы төрттік) жағажай үстілік террасалар қалыптасқан. Аллювийлі және көлді-аллювийлі жазықтарды Қара Ертіс, Қоңдысу мен Көлжар атыраулары қалыптастырған.

Ойпаңды әр бағытта қиып өтетін Күршім, Қалғұтты, Көлжар, Қара Ертіс, Кендірлік, Ұласты, Қоңдысу және басқа өзендер аңғарында екі-үш деңгейлі террасалар бар. Шығыс бөлігінде жасы соңғы төрттік-қазіргі заманғы Айғырқұм құм массиві орналасқан.

26.5.3. Қазақ Алтайы

Оңтүстік-Шығыс Қазақстан орогендік алқабының қиыр солтүстік-шығыс бөлігін Алтайдың батыс сілемдері алып жатыр. Олар әр түрлі бағыттағы бірқатар жоталарды біріктіреді. Алтайдың ең биік шыңы – Қатын жотасындағы екі басты Белуха (Ақтау). Оның батыс шыңының биіктігі 4580 м, ал шығыс шыңының биіктігі 4620 м. Бұл шыңдар басын мәңгі қар мен мұздықтар басқан, оларды «Қатын ақжаулықтары» дейді. Ертіс аңғарына Күршім, Нарым, Сарымсақты, Қалба, Оңтүстік Алтай жоталары сұғына енсе, солтүстік-шығыста ендікке жуық бағытта Иванов және Оба, ал меридианға жуық бағытта Холзун жоталары орналасқан.

Алтайдың бедер типтері әрқилы және әртүрлі генезисті. Олар эрозиялық-тектоникалық, денудациялық және аккумуляциялық генетикалық топтарға біріккен. Эрозиялық-тектоникалық бедер құрамына таудың барлық үш түрі мен ұсақ шоқылар кіреді. Денудациялық бедер тобы орташа және биік толқынды жазықтарды біріктіреді. Олардың тұғыры - палеозойдың қатпарлы таужыныстары, кейде палеогеннің құмды-сазды жаралымдары.

Ертіс, Бұқтырма, Қатын, Тақыр, Күршім, Алғабек, Қалжыр, Қарақаба және басқа үлкен өзендер аңғарында төртеуге дейін терраса дамыған.

Алтайдың таулы бөлігінің бедерінде неотектоникалық қозғалыстар нәтижесінде пайда болған тектоникалық жарқабақтар кездеседі. Олардың ұзындығы 20–30 км, ал биіктігі 500 м-дей.

26.6. Торғай құрылымдық-денудациялық төрткіл жазығы

Торғай жазығында тегістелген беттер ярустала орналасқан. Бұл беттер жасы әртүрлі көлбеу қабаттардан тұратын, сатыланған Адай-Үлгіаяқ және Шығыс Торғай үстірттері. Олардың абсолют биіктіктері 200–330 м. Оңтүстік жағында абсолют биіктігі 150–170 м Оңтүстік Торғай жазығы орналасқан.

Құрылымдық жағынан сипатталып отырған жазық Тұран тақтасына кіреді. Ол екі күрт өзгеше таужыныс комплекстерінен құралады: 1) қатпарлы іргетасты құрайтын кембрийге дейінгі және палеозойдың барлық жүйелерінің дислокацияланған таужыныстары; 2) платформа тысын құрайтын жатысы көлбеу дерлік мезозой-кайнозой шөгінділері. Тыстың қалыңдығы шеткі жақтарында бірнеше метрден 100 м-ге дейін, жекелеген грабендерде 600 м-ге жетсе, ал оңтүстігінде 1700 м-ден асады.

Қазіргі бедер плиоцен мен төрттік кезеңіндегі неотектоникалық қозғалыстар нәтижесінде семиаридтік климат жағдайында қалыптасқан. Торғай жазығы ауқымында геоморфологиялық ерекшеліктеріне қарай және жабынының қалыңдығы 500–700 м-ден 1500–2000 м-ге жететін Терсек-Адай, Үлгіаяқ, Тасты Марқасай, Жыланшық, Ырғыз маңы аудандары бөлінеді.

Торғай жазығын тілімдейтін негізгі су артериялары - Тобыл, Торғай өзендері және олардың Торғай қолаты арқылы ағатын көптеген салалары. Торғай қолаты меридиан бағытты, оның ені 15–20 км-ден 30 км-ге жетеді. Қолаттың табаны солтүстікке қарай шамалы еңістеу. Оның табанын көл шаралары алып жатыр, оларда Ақсуат, Жарман, Шилі және басқа көлдер орналасқан. Табан бетінің деңгейі Обаған өзенінің екінші террасасына сәйкес келеді, абсолют биіктігі 120–140 м.

Торғай өзені Қараторғай және Жалдама өзендерінің қосылуынан пайда болған. Қараторғай мен оның Сарыторғай және Сабасалды Торғай салалары Ұлытаудың батыс беткейлерінен басталатын ағысы қатты тау өзендері. Жалдаманы Қарынсалды және Ащытасты өзендері құрайды. Торғай өзені аңғарының екі табаны мен үш табанүсті террасасы бар. Ең

ежелгі үшінші табанүстілік террасаның жасы шамамен бастапқы-ортаңғы төрттік, екіншісі – ортаңғы-соңғы төрттік, біріншісі – жоғарғы төрттік. Аңғар табаны қазіргі заман шөгінділерінен тұрады.

26.7. Орал және Мұғалжар эрозиялық-тектоникалық ұсақ шоқылы және аласа таулы денудациялық жазығы

Ауданның негізгі орографиялық келбетін меридиан бағытты ірі антиклинорлар мен синклинорлар анықтайды. Бұл құрылымдар протерозой мен палеозойдың шөгінді, вулканогендік, метаморфтық таужыныс қабаттарынан және палеозойға дейінгі, каледон мен герцин плутондарынан тұрады. Үстілік мульдаларда мезозой-кайнозойдың қалың болбыр шөгінділері жинақталған.

Мұғалжар геологиялық құрылымының және неотектоникалық қозғалыстардың сипаты мен дәрежесінің ерекшеліктеріне байланысты оннан аса аумақтық геоморфологиялық бөліктерге жіктеледі.

Мұғалжар аласа таулармен және шоқылы бедермен көмкерілген. Ор-Елек қыратының ең биік бөліктерінде таулы жазық немесе үстірт бедер бар, онын биіктік деңгейі 350–510 м.

Орал, Елек және олардың салалары болатын өзендер аңғарында екі табан мен екі табанүстілік терраса қалыптасқан. Мұғалжар сырты пенепленінің беті оңтүстік пен шығысқа карай 380–350 м-ден 250–230 м-ге дейін баяу төмендейді. Белсенді бедертүзілу миоценнің соңынан басталып, бастапқы және ортаңғы плиоценде жалғасқан. Қазіргі суторап ортаңғы төрттік кезінде қалыптасқан.

26.8. Солтүстік Арал маңы құрылымдық-денудациялық және аккумуляциялық жазықтары

Арал теңізіне келіп тірелетін жазық солтүстігі мен шығысында Торғай өңірімен, ал батысында Үстірт үстіртімен шектеседі. Бұл аумақта эрозияның жалпы базисі болып тұйық Арал теңізінің деңгейі саналады. Оның орташа деңгейінің мәні 1990 жылы 39,5 м болған.

Құрылымдық жағынан бұл аумақ Тұран тақтасының бөлігі. Ол екі таужыныстар комплексінен тұрады: 1) кембрийге дейінгі және палеозойдың күрделі дислокацияланған таужыныстары; 2) платформа тысының жатысы көлбеу мезозой-кайнозой шөгінділері. Бұрғылау мен геофизика деректері бойынша палеозой іргетасы қалың болбыр жабынның астында, шамамен 3000 м-ге дейінгі тереңдікте жатыр.

Солтүстік Арал маңы жазықтары үш: Шағырай еңіс үстірті, Ырғыз-Шалқар ауданы және Арал маңы Қарақұмы геоморфологиялық ауданға бөлінеді.

Шағырай еңіс үстірті аумақтың қиыр шығыс бөлігін және Үстірттің 100 км солтүстік жалғасын алып жатыр. Бұл биіктеу үстірт (деңгейі 150–200 м) негізінен палеоген әктасынан тұрады. Оның үсті жоғарғы және ортаңғы олигоценнің қатты құмтас сауытымен жабылып, сайларға тілімденген. Батысында ол биіктігі 160 м тік жарқабақты шыңмен шектелген, оның етегінде Шаған өзенінің құрғақ аңғары орналасқан.

Ырғыз-Шалқар ауданы Солтүстік Арал маңының орталық бөлігінде. Оның бедер пішіндері негізінен мүсінді, ең биік жері Жақсыбұташ тауы (343 м), ал ең төмен жері – Арал теңізі (39,5 м) және Сарықамыс (45 м) ойыстары. Ауданның негізгі бөліктерін Үлкен және Кіші Борсықты құм массивтері мен аллювийлік жазық алып жатыр, олардың абсолют биіктіктері солтүстігінде 160 м-ден оңтүстігінде 80 м-ге дейін езгереді.

Арал маңы Қарақұмы Солтүстік Арал маңының шығыс бөлігінде үлкен ауданды қамтиды.

Аумақтың қиыр оңтүстігінде Арал теңізі орналасқан. Голоценде оның жағалауында үш терраса қалыптасқан: теменгі – 54–55 м биіктікте, жоғарғы – 58–60 м және Арал-Сарықамыс – 68–72 м.

26.9. Сырдария ойпаңының аккумуляциялық жазықтары

Бұл аумақ солтүстік-шығысында Қаратау жотасымен, оңтүстік-батысында Орталық Қарақұм көтерілімімен шектелген. Ал, оңтүстік-шығысында, Қазақстаннан тыс жерде Тянь-Шань (Аспан-Тау) тауларына дейін, солтүстік-батысында Арал теңізіне дейін созылады.

Геоморфологиялық құрылысы бойынша аумақта құм шоқылары биіктей көтерілген Қызылқұм шөлі, Сырдария террасаларындағы аккумуляциялық жазықтар мен Қаратаудың тау бөктері жазықтарына бөлінеді.

Қызылқұм ең биік гипсометриялық деңгейде орналасқан. Эолдық жабынның қалыңдығы 10–20 м, ең көп жерінде 30 м. Биіктік деңгейі солтүстік бағытта 332 м-ден 100 м-ге дейін төмендейді. Эолдық бедер қырқалы-ұяшықты, төбешікті, ұсақ-ірі ұяшықты және барқан құмдарына бөлінеді.

Сырдария аңғары Шардара су қоймасынан Арал теңізіне дейін 1000 км-ге созылған. Аңғар геоморфологиялық белгілері бойынша 6 бөлікке жіктеледі: 1) Шардарадан Байырқұм ауылына дейін; 2) Байырқұмнан Түркістан қаласына дейін; 3) Түркістаннан Жаңақорған курортына дейін; 4) Жаңақорғаннан Жосалы теміржол бекетіне дейін; 5) Жосалыдан Қазалы қаласына дейін; 6) Қазалыдан Арал теңізіне құятын сағасына дейін.

Өзен аңғарында екі табан және екі табанүстілік терраса байқалады. Ең көнесі - екінші табанүстілік терраса, екіншісінің жасы соңғы төрттік. Бірінші табанүстілік терраса соңғы төрттік кезде қалыптасқан, Ташкент маңында табылған соңғы палеолит құралдары мен жылқы сүйектері бойынша абсолют жасы 38 мың жыл шамасында екені анықталған. Табан террасалары голоценде пайда болып, қазіргі кезде де қалыптасуда.

Арал теңізі жағалауындағы жазық қазір теңізден 50 км-ге шегінген. Апшерон кезінде пайда болған Арал теңізінің қазіргі кейіпі осыдан екі мың жылдай бұрын, Амудария Сарықамыс ойпаңына құюын тоқтатқаннан кейін қалыптасқан.

26.10. Орал-Жем денудациялық үстірті

Құрылымдық жағынан бұл үстірт тұз тектоникасымен сипатталатын Каспий маңы синеклизасының шығыс бөлігін және Орал алды шеткі ойыс бөлігін қамтиды. Жоғарғы палеозойдың шөгінді қатқабаты (қалыңдығы 10 км-дей) мезозой-кайнозойдың жатысы көлбеу шөгінділерімен жабылған.

Геоморфологиялық құрылысы бойынша аталмыш үстірт қыратты жазық болып келеді. Ол күрделі тарамдалған өзен торабымен тілімденген және кей жерлерде әртүрлі аласа

төбелермен күрделенген. Суайрықтардың абсолют биіктіктері үстірттің солтүстігі мен шығысында 250–350 м-ден, оңтүстігі мен батысында 80–100 м-ге дейін төмендейді. Батыс беткейлерінің төменгі шекарасы Оралдағы Жалпы Сырттың деңгейіне, яғни 50 м-ге сәйкес келеді.

Үстірт бетінің геологиялық құрылысына басты түрде мезозой мен кайнозойдың сазды және құмды-сазды таужыныстары қатысады. Төрттік аккумуляция үстірт беткейлері мен өзен аңғарларында ғана орын алады. Осыған байланысты үстірт ауқымында аккумуляциялық бедер бағынышты мәнге ие. Эолдық бедер аккумуляциялық бедермен байланысып, жартылай бекітілген аласа төбешік типті болып келеді. Эолдық массивтер ортаңғы плейстоцен-голоцен уақытында қалыптасқан.

Денудациялық бедер Орал-Жем ауданының көпшілік бөлігінде тұз күмбезді тектоникамен тығыз байланысты. Бедер пішіндері арасында ұсақ шоқылар кездеседі. Орал-Жем өзен аралығы аумағының төрттен үш бөлігін денудациялық жазық алып жатыр.

Орал өзені мен оның салалары Деркөл, Өтпе, Хобда, Елек және Каспий маңы ойпатына тікелей ағып баратын Қалғайты, Ойыл, Сағыз және Жем өзендерінің аңғары жақсы жетілген. Аңғарлардың ені бірнеше км-ге жетеді. Орал алабы аңғарларында екі деңгейлі табан мен бесеуге дейін табанүстілік терраса бар. Террасалардың жасы бастапқы төрттіктен соңғы төрттікке дейін. Олар Каспийдің хвалындық тасу кезеңдерімен тығыз байланысты.

Орал-Жем денудациялық үстірт ауданы Каспий маңы ойпатымен салыстырғанда жаңа кезеңде көтерілу алқабы болды. Оның амплитудасы шығыс пен солтүстік-шығысқа қарай 300 м-ден асады.

26.11. Каспий маңы аккумуляциялық жазығы

Бұл ойпат Шығыс-Еуропа платформасындағы Каспий маңы синеклизасының орталық бөлігіне сәйкес келеді. Бұл жерде палеозойға дейінгі (эпикарел) қатпарлы іргетасы 10-15 км терендікте жатыр, ал шөгінді тыс рифей мен венд таужыныстарынан басталып, төмен түскен блоктарды

толтырады және үстін тегістейді. Платформалық тыстың екінші құрылымдық этажы калың тұз қабаты бар (қалыңдығы орташа алғанда 4 км) девон, карбон, пермь және триас шөгінділерінен тұрады. Мезозой мен палеоген шөгінділері платформалық тыстың үшінші этажын құрайды. Олар біршама дислокацияланған. Төртінші құрылымдық этаж неоген-төрттік шөгінділерінен тұрады. Бұл сазды-құмды кешеннің жатысы көлбеу, қалыңдығы 1 км-дей.

Аймақ ауқымында әртүрлі генезисті бірқатар жазықтар, шағын бөліктерінде денудациялық жазықтарға, өзен аңғарларына, көл шаралары мен жекелеген ерекше бедер пішіндеріне бөлінеді. Ең көп таралғаны теңіз аккумуляциялық жазығы. Оның ауқымы морфологиясы мен жасына қарай мынадай түрлерге бөлінеді: 1) ерте хвалындық - абсолют биіктіктері 0 м-ден 49 м-ге дейін; 2) соңғы хвалындық - 0 м-ден төмен; 3) жаңа каспийлік -22 м-ден қазіргі жаға сызығына дейін; 4) көтерілген теңіз жазығы түрі - Шалқар күмбезінің шығысында, деңгейі 450 м-ден биік; 5) бастапқы және соңғы хвалындық теңіз жазығы ауқымындағы бұрынғы Орал өзені жайылымы мен Өлеңті, Ойыл, Сағыз өзендері тұйықталған аудандар.

Ойпаттың өзен аңғарлары жас әрі шамалы тілімденген. Олар хвалын теңізі қайтуынан кейін қалыптасқан. Жалпы Сырт беткейлерінен ағып шығатын езендер (Ащыөзек, Үлкен және Кіші Өзен, Шыжы) мен Орал үстіртінен басталатын өзендер (Өлеңті, Бұлдырты, Қалдығайты және басқалар) аңғарларының қырылымы бірдей, олардың екі деңгейлі табаны бар. Ойыл мен Сағыз өзендерінің жақсы дамыған аңғарында екі табанымен қатар бір табан үсті, ал Жем өзенінің аңғарында екі табан үстілік аккумуляциялық терраса бар. Орал өзенінің аңғарында үшеуге дейін табан үстілік терраса қалыптасқан.

Көл казаншұңқырларында ағынды Шалқар көлі мен тұз тұнбалы Индер көлі бар. Басқа көлдер кәдімгі сорға айналған.

26.12. Үстірт құрылымдық-денудациялық үстірті

Жарқабақты шыңдармен шектелген үстірт беті қалындығы көптеген метр ортаңғы сармат және төменгі понт әктас қат-қабаты сауытымен жабылып, ауданның геологиялық

құрылымынан тікелей хабардар етеді. Аудан топографиясының өзінде Солтүстік-Үстірт ойысы (остік бөлігіндегі абсолют биіктігі 100 м-ден төмендеу), Қассарма мегантиклині (тегіс бетінің орташа деңгейі 180-200 м), Маңғыстау ендікке жуық белдемінің. Қарабауыр және Мұзбел мегантиклиндері (тиісінше 250-290 және 250-340 м) мен Ассақсаудан ойысы (120-160 м) айқын білінеді. Шұқшия зерттегенде ұсақ тектоникалық құрылымдарды да ажыратуға болады,

Үстірт бедерінде тегіс, кей жерлерде шамалы белесті жазықтар басым. Олар тереңдігі 1,5-2 м-дей карст жаралымды шағын ойпаңдармен күрделенген. Солтүстік-Үстірт ойысының остік бөлігінде бірқатар тұйық ойпаңдар бар. Олардың табанында Қосбұлақ, Асмантай, Сам, Қаратөлей және Дөңгелексор сорлары орналасқан.

Оңтүстік-Үстіртте, Ассақсаудан ойпаңы беткейінің жоғарғы жағында, үстірт бетінің мүсіндік белігі бар. Оның табанында деңгейі 56 м сор бар, ал оның үстірт бетімен салыстырғандағы жалпы тереңдігі 100 м-дей. Өтебай шатқалында ұзын (190 м-дей) және терең (120 м-дей) тік типті карст үңгірлері белгілі. Қарынжарық ойпаңында аралас және гипстік карст кездеседі.



26.6-сурет. Маңғыстау үстірті бедер пішіндері

Үстірттің геоморфологиялық феномен болып табылатын ерекше бедер пішіні - жарқабақ шыңдары. Солтүстік шыңдардың салыстырмалы биіктіктері 100-150 м, Шағырай үстіртінде 50 м-ге дейін төмендейді. Солтүстік-батыс және батыс шыңдарының биіктігі кейде 200 м-ден асады, ал Мұзбелдің Қарынжарық сорларымеи қиылған жерінде - 370 м. Шыңдар бетінің жалпы құлдилығы 40°-тан асады, тек Бейнеу теміржол бекеті ауданында 10-15°-қа дейін жайпақталған. Шыңдардың қалқан қабатты қиып түсетін жоғарғы жағы (биіктігі 20-70 м) тік, кейде аспалы. Батысында шыңдардың ені 1-3 км, етегінде әртүрлі және санқилы бедленд (шұбар жер) бедер қалыптасқан.

Шыңдардың пландағы кескіні ауданның геологиялық құрылым ерекшеліктеріне байланысты. Солтүстік шыңдар тереңдік жарылымдар үстіндегі платформа тысының флексура иіндеріне орналасқан. Батыс шыңдар ендікке жуық Маңғыстау дислокацияларымен байланысты.

26.13. Маңғыстау эрозиялық-тектоникалық аласа таулы, ұсақ шоқылы бедерлі құрылымдық-денудациялық жазығы

Маңғыстау ауқымындағы таулы және жазық болып келетін екі ірі геоморфологиялық ауданның жағдайы бірінші кезекте мегантиклиндер мен мегасинклиндерден тұратын негізгі құрылымдардың тектоникалық белсенділігімен сипатталады.

Ең биік көтерілген ендікке жуық сызықтық құрылымдар ядросында пермь-триас қатпарлы іргетасының таужыныстары жер бетіне шыққан. Ядроның жиектеріңде платформа тысының барлық таужыныстары ашылады. Таужыныстардың денудацияға беріктігі, олардың дислокациялану дәрежесі Таулы Маңғыстаудың негізгі бедер кескіндерін анықтайды.

Оңтүстік-Маңғыстау мен Түпқараған түбегі аумағы негізінен жазық. Таулы Маңғыстау - ендікке жуық бағытта созылған Қаратау мен Ақтау жоталарының биік көтерілген, Маңғыстау мегантиклинінің бедердегі тура шағылу мысалы. Қаратау жотасы шатқал арқылы Шығыс және Батыс Қаратауға, сонымен қатар Қаратаушыққа бөлінген. Бұл үш массивтің абсолют биіктіктері тиісінше 556 (Бесшоқы), 533 (Отпан) жоне

193 м (Даныспан). Шығыс және Батыс Қаратау аласа тау болса, ал Қаратаушық - қырқалы ұсақ шоқы. Қаратау жоталарына параллель аңғарлардан кейін куэсталы Ақтау жоталары созылады. Олар Маңғыстау мегантиклинінің қанаттарына орналасып, нықталған дат жікқабаты әктасынан тұрады.

Таулы Маңғыстаудың шығыс бөлігінде аккумуляциялық бедер пішіндері арасында эолдық пішіндер ерекше дамыған. Олар альб және сеноман құмы орналасқан жерлерде қалыптасады. Әртүрлі полигендік төмендемелерде әдетте сорлар пайда болады.

Далалық Маңғыстау бедерінің бір ерекшелігі - жарқабақты тұйық ойпаңдар. Олар ендікке жуық бағытта созылған екі қатар түзеді. Солтүстік қатар - Қорғанай, Қарамандыбас, Асар, Өзен, Тұңғырақшық - өздері аттас антиклин сызықтарына сәйкес келеді. Ал, оңтүстік қатар - Қауынды, Қырлы және басқалар - олар да жайпақ антиклиндерге сәйкес. Аталған ойпаңдардың тереңдігі үстірт бетімен салыстырғанда 100-150 м-ге жетеді, ал олардың ауданы 10 $м^2$-ден 200 $м^2$-ге жетеді. Олардың ішінде тереңдігі 300 м-ден асатын Қарақия мен Қарынжарық шұңқырлары жеке тұрады.

Маңғыстау түбегінің бедері аридтік жағдайда қалыптасқан.

Бақылау сұрақтары:

1. Қазақстан аумағын геоморфологиялық аудандау принциптері?
2. Қазақстан аумағында ойпаттардың таралуы?
3. Қазақстан аумағында қыраттардың таралуы?
4. Қазақстан аумағындағы аккумуляциялық жазықтар?
5. Қазақстан аумағындағы денудациялық жазықтар?
6. Қазақстан аумағындағы ұсақ шоқылы жазықтар дамыған алқаптар?
7. Қазақстан аумағындағы таулы алқаптар?

ГЛОССАРИЙ

Абразия [лат. abradera – қырнаймын, жонамын] – соққылау толқындарының теңіз жағасын қирату әрекеті.

Антропогендік түзілімдер – адамның ғылыми-техникалық прогреске байланысты белсенді әрекетінен литосфераның беткі жағының өзгеріске ұшырап, бедер пішіндерінің өзгеруінен пайда болған түзілімдер.

Беткейлер – еңістігі 2^0 -тан асатын жер беті алқаптары.

Геоморфология – жер бедері туралы ғылым. Ол жер бедеріндегі бедер пішіндерінің құрылымын (морфологиясын), өлшемдерін (морфометриясын), жаралуын (морфогениясын), жасын және түзілу тарихы мен қазіргі динамикасын зерттейді.

Геоморфологиялық ландшафт – бедер жасаушы процестері бірдей және бірге жаралуымен байланысты бір аумақтық бедер пішіндерінің жиынтығы.

Денудация [лат. denudation – ашылымдау, жалаңаштау] – таужыныстардың қирау (*мору*), мору өнімдерінің шайылу және осы өнімдердің әртүрлі экзогендік агенттер әрекетінен гипсометриялық деңгейі төмендеу жерлерге тасымалдану процестерінің жиынтығы.

Деструкция – жер бетінің бұзылуы.

Дефлюкция – тұтқыр босаң грунт массасының ауырлық күші және шамалы ылғал ықпалынан беткейлер бойымен жылжуы.

Куэста – жайпақ моноклин жайғасқан қабаттарда пайда болған, беткейлері асимметриялы қырат. Оның қабаттар еңістігіне сәйкес келетін беткейлері жайпақ, ал кесілген кертпештері қия болады.

Құрылымдық бедер – тікелей геологиялық денелер пішіндеріне сәйкес.

Құрылымдық беткей – төзімді таужыныстардан құралған қабаттар бетімен сәйкес немесе төзімділігі әртүрлі бірақ ірі денелер түрінде жатқан таужыныстарда пайда болады.

Макробедер – ірі бедер пішіндері (тау жоталары, т. б.)

Мегабедер – планеталық бедер пішіндері.

Мезобедер – орташа бедер пішіндері (төбелер, ірі террасалар, т. б.).

Микробедер – макро- және мезобедерлерді күрделіндретін ұсақ бедер пішіндері (мысалы, барқандар).

Морена – мұздықтар қиратып, тасмалдаған және түзген сыныкты материал.

Мору – таужыныстардың әртүрлі экзогендік агенттер ықпалынан бүлініп, механикалық қирау немесе химиялық ыдырау процесі.

Мору қыртысы – элювийлік процестер нәтижесінде пайда болатын түзілімдер.

Морфогения – бедердің жаралу жағдайларын және дамуын зерттейді.

Морфоқұрылым – тау көтерілімдері, ойпаңдар, жазықтар.

Морфология (*морфография*) – бедер пішіндерінің сыртқы, яғни геометриялық келбетін зерттейді.

Морфометрия – бедер пішіндерінің өлшемдік сипатын (абсолют және салыстырмалы биіктіктерін, беткей қиялығын, пландағы өлшемдерін зерттейді.

Морфомүсін – заттардың жер бетінде экзогендік агенттер ықпалынан қозғалысқа келуі нятижесінде пайда болған жіне олардың өлшемдеріне тәуелсіз бедер пішіндері.

Педимент – шегініске түскен беткейлер етегіндегі түбірлік таужыныстарда қалыптасқан жазық алаң.

Педиплен – қирау өнімдері беткейдің етегінен бастап, суайырығына қарай жайылып жер бедері тегістеледі.

Пенеплен – беткейлік процестер беткейдің жоғары жағынан басталып, қирау өнімдерін етегіне тасмалдайды. Соның нәтижесінде беткей жайпақтанып, кеңейіп, ақыр соңында тегістеліп, таулы бедерден жазыққа айналады.

Флювийлік жаралымдар (лат. fluvium - өзен) – су-эрозиялық пен су-аккумуляциялық процестер және солардың әсерінен пайда болған бедер пішіндері және түзілімдері.

Хионосфера [грек. xiwy –қар] – төменгі жері қар сызығымен шектелген, мұздықтар қалыптасатын алқап.

Экзарация – мұздықтардың жылжыған кезіндегі қирату әрекеті.

Элювий – жылжымай өзі жаралған жерінде қалған таужыныстардың мору өнімдері.

Эрозия [лат. erodero – жеміру, қирату] – су ағындарының тасымалдаушы және қиратушы әрекеті, жер бетінің сызықтық шайылуына әкеледі.

ӘДЕБИЕТТЕР ТІЗІМІ

I бөлім

1. Кизевальтер Д.С., Раскатов Г.И., Рыжова А.А. Геоморфология и четвертичная геология. М., Недра, 1981.
2. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Общая геоморфология. М., Высшая школа, 1988.
3. Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А., Основы четвертичной геологии. М., Недра, 1985.
4. Макарова Н.В., Суханова Т.В., Геоморфология, М., 2009.
5. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М., Изд."Наука", 2006.
6. Байбатша Ә.Б. Қазақстанның антропогендік тарихы. Алматы: Ғылым, 2003.
7. Байбатша Ә.Б. Геоморфология және антропоген геологиясы. Алматы, 2000.
8. Байбатша Ә.Б., Әубекеров Б.Ж., Қазақстанның төрттік геологиясы, Алматы, "Ғылым" ғылыми-баспа орталығы, 2003.
9. Байбатша А.Б., Аубекеров Б.Ж., Четвертичная геология Казахстана, Алматы, НИЦ, "Ғылым"2003.
10. Құсайынов С.А. Жалпы геоморфология. Алматы "Қазақ университеті", 2006.
11. Медоев А.Г. Геохронология палеолита Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982.
12. Frederick K. Lutgens, Edward J. Tarbuck. Essentials of Geology. Eleventh edition. USA, New Jersey, 2012, 554 p.

II бөлім

1. Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Алма-Ата, 1962.
2. Беспаев Х.А., Б.Ж. Аубекеров и др. Россыпи золота Казахстана. Алматы, 2000.
3. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
4. Геология СССР. М., Недра, т. XL, Южный Казахстан, кн. 1 и 2, 1971; т. XX, Центральный Казахстан, кн. 2, 1972; т. XXI, Западный Казахстан, ч. 1, кн. 1, 1970; т. XLI, Восточный Казахстан, ч. 1, 1974.

5. Горбунов А.П. Исследования ледников, вечной мерзлоты и гляциальных селей. Тр. Каз НИГМИ. Вып. 36. Л., 1970.
6. Джуркашев Т.Н. Антропогеновая история Балхаш-Алакольской впадины. Алма-Ата, 1972.
7. Жандаев М.Ж. Геоморфология Заилийского Алатау и проблемы формирования речных долин. Алма-Ата, 1972.
8. Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ и составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 (1:25 000). Л., 1987.
9. Карта четвертичных отложений Казахской Советской Социалистической Республики и прилегаюших территорий союзных республик. Масштаб 1:500 000. Гл. ред. Н.Н. Костенко, 1975.
10. Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А. Основы четвертичной геологии. М.: Недра, 1985.
11. Костенко Н.Н. Четвертичные отложения Казахстана и прилегающих территорий союзных республик (объяснительная записка к карте масштаба 1:500 000). Алма-Ата. 1978.
12. Лукашев К.И. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена. Минск, 1969.
13. Медоев А.Г. Геохронология палеолита Казахстана. Алма-Ата.: Наука. 1982.
14. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений/А.К.Агаджанян, Б.А.Борисов, О.А.Брайцева и др. Л.: Недра, 1987.
15. Рельеф Казахстана. Пояснительная записка к геоморфологической карте Казахской ССР масштаба 1:500000. В 2-х частях. Алма-Ата, 1990.
16. Стратиграфические схемы неогеновых и четвертичных отложений Казахстана (пояснительная записка). Алматы, 1996.
17. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М., 1981.

III бөлім

1. Рельеф Казахстана. Пояснительная записка к геоморфологической карте Казахской ССР масштаба 1:150000/А.В. Вислогузова, Н.М. Владимиров, А.И.Гуськова и др., в 2-х частях. Алма-Ата: Ғылым, 1990.

МАЗМҰНЫ

I бөлім. Геоморфология және төрттік геологиясы.....		3
	Кіріспе.....	3
1.	Жалпы мағлұмат	5
1.1.	Геоморфологияның мәселелері мен салалары……	5
1.2.	Тарихи мәліметтер.....	9
1.3.	Бедер пішіндері мен пішін элементтері.....	13
1.4.	Бедер морфографиясы мен морфометриясы……	15
1.5.	Бедер генезисі……..	18
1.6.	Бедердің жасы.....	19
1.7.	Бедертүзуші факторлар.....	22
2.	Геоморфологиялық зерттеу әдістері және карталау.....	26
2.1.	Геоморфологиялық зерттеулер құрылымы.....	26
2.2.	Геоморфологиялық әдістердің қысқаша сипаты…….	28
2.3.	Геоморфологиялық әдістердің жер бетінің геологиялық тарихын зерттеудегі маңызы….....	31
2.4.	Геоморфологиялық графика.....	34
3.	Бедер дамуының және континенттік Түзілімдер қалыптасуының негізгі заңдылықтары.....	40
3.1.	Бедер жасаушы процестер.....	40
3.2.	Бедер жаралудағы геологиялық және географиялық факторлар……	42
3.3.	Бедер пішіндері және олардың генетикалық жіктелімі…….	42
3.4.	Континенттік түзілімдердің генетикалық типтері …….	45
4.	Эндогендік процестермен байланысты бедер пішіндері……..	48
4.1.	Планеталық бедер пішіндері …….	48
4.2.	Тектоникалық бедер пішіндері …….	49
4.3.	Неотектоникалық қозғалыстардың рөлі …….	51
4.4.	Магматизммен байланысты бедер пішіндері …….	54
4.5.	Жерсілкінулер түзген бедер пішіндері ……	57
5.	Экзогендік бедер пішіндері ……..	62
5.1.	Мору процесімен байланысты бедер пішіндері мен түзілімдер ……	63
5.2.	Аяздық процестер …..	69
6.	Беткейлік бедер пішіндері мен түзілімдері	70
6.1.	Беткейлік процестер	71
6.2.	Беткейлердің дамуы.....	73
7.	Флювийлік бедер пішіндері мен түзілімдер.....	75
7.1.	Су ағындарының эрозиялық әрекеті ……	75

7.2.	Эрозиялық бедер пішіндерінің морфологиясы мен типтері	79
7.3.	Өзен аңғарларының морфологиясы	80
7.4.	Аңғарлар жүйесі және олардың жіктелімі	84
7.5.	Эрозиялық бедер пішіндері	86
7.6.	Флювийлік түзілімдер және олардың бедер пішіндері	87
7.6.1.	Аллювий түзілімдері	87
7.6.2.	Пролювий түзілімдері	89
7.6.3.	Атырау түзілімдері	89
7.7.	Өзен террасалары	90
7.8.	Аллювиймен байланысты пайдалы қазбалар	92
8.	Карст және суффозия	94
8.1.	Карст	94
8.2.	Суффозия	97
8.3.	Термокарст	98
9.	Теңіз және көл жағалауларындағы Бедер пішіндері мен түзілімдер	99
9.1.	Көлдер және олардың дамуы	102
10.	Мұздық бедер пішіндері мен түзілімдері	103
10.1.	Континенттік мұздықтар геоморфологиясы мен түзілімдері	104
10.2.	Тау мұздықтарының геоморфологиясы мен түзілімдері	107
10.3.	Мұздық түзілімдеріндегі пайдалы қазбалар	108
11.	Эолдық бедер пішіндері мен шөгінділер	109
12.	Геоморфологиялық ландшафт типтері	112
12.1.	Таулы өңірлер геоморфологиясы	113
12.2.	Таулы өңір бедерінің ерекшеліктері	114
12.3.	Таулардың генетикалық жіктелімі	116
12.4.	Таулы ландшаф қалыптасуы мен эволюциясы	118
12.5.	Жазық өңірлер геоморфологиясы	119
12.6.	Жазықтардың генетикалық жіктелімі	120
13.	Неотектоника және бедер	122
13.1.	ТМД елдері аумағының неотектоникалық сипаты	124
14.	Антропоген геологиясы	127
14.1.	Қазақстан аумағындағы табиғи жағдайлар	127
14.2.	Антропоген кезеңінің жіктелімі	139
14.3.	Антропоген бедер пішіндері мен түзілімдері	147
II бөлім.	Қазақстан төрттік геологиясы	151
	Кіріспе	151
15.	Жалпы мағлұмат	154

15.1.	Жердің солтүстік жарты шары табиғатының төрттік дәуіріндегі өзгерісі	154
15.2.	Негізгі ұғымдардың тарихы	158
16.	Төрттік түзілімдерінің генетикалық жіктелімі	163
16.1.	Жалпы мәлімет	163
16.2.	Элювийлік қатар жаралымдары	164
16.3.	Гравитациялық қатар түзілімдері	169
16.4.	Сел түзілімдері	173
16.5.	Сулық қатар түзілімдері	176
16.6.	Мұздықтық қатар түзілімдері	183
16.7.	Ауалық қатар түзілімдері	189
16.8.	Биогендік түзілімдер	191
16.9.	Техногендік түзілімдер	192
16.10.	Жанартаулық қатар түзілімдері	194
16.11.	Жалған жанартаулық түзілімдер (балшық жанартаулар)	195
16.12.	Теңіз қайраңының түзілімдері	196
17.	Төрттік түзілімдерінің стратиграфиялық жіктелімі және аталымы	198
17.1.	Жалпы стратиграфиялық бөлімдемелер	201
17.2.	Өңірлік стратиграфиялық бөліктемелер	205
17.3.	Төрттік түзілімдерінің жергілікті, өңірлік, корреляциялық, және әмбебап стратиграфиялық сұлбаларын жасау әдістемесі	205
18.	Төрттік түзілімдерін зерттеу әдістері	211
18.1.	Литологиялық-петрографиялық әдістер	211
18.2.	Геоморфологиялық әдістер	220
18.3.	Палеокриологиялық әдіс	222
18.4.	Палеонтологиялық әдістер	222
18.5.	Палеопедологиялық әдістер	225
18.6.	Археологиялық және антропологиялық әдістер	226
18.7.	Палеомагниттік әдіс	233
18.8.	Маусымдық қабаттылықты шөгінділерді зерттеудің геохронологиялық әдісі	234
18.9.	Изотоптық-геохимиялық және термолюминесценттік әдістер	236
18.10.	Биоиндикациялық әдіс	240
18.11.	Тефрохронологиялық әдіс	241
18.12.	Геофизикалық әдістер	242
18.13.	Геохимиялық әдістер	242

18.14.	Геохимиялық деректердің қайраң төрттік түзілімдерін палеогеографиялық зерттеу ақпараттылығы …….	244
19.	Төрттік түзілімдерін геологиялық карталау.....	246
19.1.	Жалпы ережелер.....	246
19.2.	Геологиялық түсіру жұмыстарына қойылатын талаптар	248
19.3.	Төрттік түзілімдерінің геологиялық картасы.....	250
20.	Төрттік түзілімдерінің пайдалы қазбалары ……..	256
20.1.	Төрттік пайдалы қазбаларының генетикалық жіктелімі	256
20.2.	Төрттік пайдалы қазбаларын іздеу ерекшеліктері	258
20.3.	Шашылымдарда пайдаланылатын негізгі Терминдер …….....	259
21.	Қазақстан төрттік түзілімдерінің стратиграфиясы ……	265
21.1.	Жазық және ұсақ шоқылы аудандар	265
21.1.1	Геоморфологиясы.....	265
21.1.2	Стратиграфиясы.....	268
21.2.	Таулы аудандар	276
21.2.1	Геоморфологиясы.....	276
21.2.2	Стратиграфиясы.....	277
22.	Қазақстан теңіздері мен көлдері	286
22.1.	Каспий теңізі.....	286
22.2.	Арал теңізі.....	287
22.3.	Балқаш көлі.....	288
23.	Төрттік дәуірінің климаттық феномендері.....	289
23.1.	Мұзбасу проблемалары.....	289
23.2.	Аридтік құрылымдар.....	293
24.	Төрттік дәуірінің палеогеографиясы.....	294
24.1.	Эоплейстоцен.....	294
24.2.	Бастапқы плейстоцен.....	295
24.3.	Ортаңғы плейстоцен.....	296
24.4.	Соңғы плейстоцен.....	298
24.5.	Голоцен.....	299
25.	Қазақстан неотектоникасы ……...	301
25.1.	Жазық және ұсақ шоқылы алқаптар	301
25.2.	Қазақстанның оңтүстік-шығысындағы дөңес-құжбан ороген алқабы	309
III тарау. Қазақстан бедері.....		314
	Кіріспе.....	314
26.	Қазақстан аумағын геоморфологиялық аудандау	316
26.1.	Солтүстік Қазақ жазығы.....	316
26.1.1.	Тобыл маңы аккумуляциялық жазығы	316

26.1.2.	Есіл маңы аккумуляциялық жазығы	317
26.1.3.	Ертіс маңы аккумуляциялық жазығы	318
26.2.	Орталық Қазақстан ұсақ шоқылы бедері.....	319
26.2.1.	Көкшетау эрозиялық-тектоникалық аласа таулы, ұсақ шоқылы қыраты	319
26.2.2.	Ұлытау эрозиялық-тектоникалық аласа таулы, ұсақ шоқылы қыраты	322
26.2.3.	Орталық Қазақстан эрозиялық-тектоникалық аласа таулы, ұсақ шоқылы бас суайрық қыраты	323
26.2.4.	Шу-Іле эрозиялық-тектоникалық аласа таулы және оларға жапсарлас жазықтар	325
26.2.5.	Қазіргі кездің ұсақ шоқылы бедер бөліктері бар денудациялық жазық (пенеплен)	326
26.2.6.	Теңіз ойпаңы құрылымдық-денудациялық және аккумуляциялық жазықтары	328
26.3.	Шу-Сарысу ойпаңының құрылымдық-денудациялық және Аккумуляциялық жазықтары.....	329
26.4.	Балқаш маңы ойпаңының аккумуляциялық жазықтары.....	331
26.5.	Оңтүстік-Шығыс Қазақстан тектоникалық таулары, тау аралық және тау бөктері ойпаңдары	332
26.5.1.	Қаратау жоталары (Оңтүстік Қазақстан)	333
26.5.2.	Іле, Жоңғар, Қырғыз, Кетмен, Сауыр, Манырақ және Тарбағатай жоталары	335
26.5.3.	Қазақ Алтайы	341
26.6.	Торғай құрылымдық-денудациялық төрткіл жазығы ..	342
26.7.	Орал және Мұғалжар эрозиялық-тектоникалық ұсақ шоқылы және аласа таулы денудациялық жазығы	343
26.8.	Солтүстік Арал маңы құрылымдық-денудациялық және аккумуляциялық жазықтары	343
26.9.	Сырдария ойпаңының аккумуляциялық жазықтары	344
26.10.	Орал-Жем денудациялық үстірті	345
26.11.	Каспий маңы аккумуляциялық жазығы.....	346
26.12.	Үстірт құрылымдық-денудациялық үстірті	347
26.13.	Маңғыстау эрозиялық-тектоникалық аласа таулы, ұсақ шоқылы бедерлі құрылымдық-денудациялық жазығы ..	349
	Глоссарий.....	351
	Әдебиеттер тізімі.....	353

Оқулық басылым

Әділхан Бекділдаұлы Байбатша
Гүлімшат Сатыбалдықызы Шакирова

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЖӘНЕ ТӨРТТІК ГЕОЛОГИЯСЫ

Оқулық

РБ бастығы *З. А. Ғұбайдулина*
Редакторы *А. И. Бейсебаева*
Компьютерде беттеген *А. С. Сайбулатова*

Басуға қол қойылды 05.02. 2016 ж.
Таралымы 100 дана. Пішімі 60х84х 1/16. № 1 баспаханалық қағаз.
Е.-б.т. 22,5. Ш.б.т. 20,9. Тапсырыс № 696 . Бағасы келісімді.

Қ. И. Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық зерттеу университеті басылымы

Қ. И. Сәтбаев атындағы ҚазҰТЗУ Оқу-баспа орталығы,
Алматы қ., Сәтбаев көшесі, 22

ISBN 978-601-228-927-5

