

M.A.MÜSEYİBOV, B.A.BUDAQOV, N.Ş.ŞİRİNOV

ÜMUMİ GEOMORFOLOGİYA

**Dərslik
(təkmilləşdirilmiş III nəşri)**

**Azərbaycan Respublikası Təhsil
Nazirliyi tərəfindən universitetlə-
rin Coğrafiya fakültələri üçün
təsdiq edilmişdir.**

BAKİ – 2012

Elmi redaktor:

akademik **Ə.V.Məmmədov**

Müseibov M.A., Budaqov B.A., Şirinov N.Ş. Ümumi geomorfologiya. Dərslik. Bakı: «Bakı Universiteti» nəşriyyatı, 2012, 304 s.

Dörd hissədən ibarət olan dərsliyin birinci hissəsində geomorfologiya elminin predmeti, məqsəd və vəzifələri, relyef haqqında ümumi məlumat, ikinci hissəsində endogen proseslər və onların fəaliyyəti nəticəsində yaranan relyef formaları, üçüncü hissəsində planetar formaları, dördüncü hissəsində isə ekzogen proseslərin təsiri ilə yaranan relyef formaları haqqında məlumat verilir.

Dərslikdən coğrafiya fakültəsi tələbələri ilə yanaşı, geologiya fakültəsinin tələbələri, orta məktəbin coğrafiya müəllimləri və başqa mütəxəssislər də istifadə edə bilərlər.

Dərsliyin birinci, ikinci və üçüncü hissələrini (I-X fəsillərini), dördüncü hissəsinin X-XII və XV fəsillərini prof. M.Müseibov, dördüncü hissəsinin XIII, XIV, XVIII və XIX fəsillərini prof. N.Şirinov, XVI, XVII və XX fəsillərini isə akademik B.Budaqov yazmışlar.

$M \frac{1805040300}{M - 658(07)} - 004 - 2012$

I HİSSƏ

I FƏSİL GEOMORFOLOGİYANIN BİR ELM KİMİ TƏYİNİ VƏ ONUN TƏDQİQAT OBYEKTİ

Geomorfologiya geologiya, coğrafiya elmləri təmasında yaranan və hər iki elm ilə sıx bağlı olan bir elmdir. Geomorfologiya endogen və ekzogen proseslərin qarşılıqlı təsiri nəticəsində yaranan və inkişaf edən, özündə hər iki prosesin informasiyasını daşıyan mürəkkəb bir sistemi – yer səthi relyefinin quruluşunu, yaranmasını, inkişafı tarixini və s. xüsusiyyətlərini öyrənən sərbəst elmdir.

Geomorfologiya elminə müxtəlif təriflər verilmişdir. Məşhur geomorfoloq İ.S.Şukinin fikrincə «Yer səthi relyefini, onun elementar formalarını, bu formaların inkişaf qanunlarını öyrənməklə məşğul olan elm geomorfologiya adlanır». Daha sonra o göstərir ki, geomorfologiya fiziki coğrafiyanın bir sahəsi olaraq yer səthinin relyefini onun inkişaf prosesində, coğrafi mühitin qalan bütün komponentləri ilə (geoloji quruluş, iqlim, səth və yeraltı sular, torpaq və bitki örtüyü, heyvanlar aləmi) qarşılıqlı əlaqə şəraitində öyrənən elmdir.

Alimlərdən Y.S.Edelşteyn göstərir ki, «Yer səthi formalarını öyrənməklə və təsvir etməklə məşğul olan elm geomorfologiya adlanır».

Akademik K.K.Markov yazır ki, bəzən geomorfologiyanı dar mənada başa düşür və onun tədqiqat çərçivəsini materiklərlə məhdud edirlər. Onun fikrincə geomorfologiya yer səthi relyefinin həm böyük (planetar), həm də kiçik formalarının əmələ gəlməsini və inkişafını öyrənən elmdir.

O.K.Leontyev və Q.İ.Rıçaqov göstərmişlər ki, «Geomorfologiya yer səthi relyefinin quruluşu, əmələ gəlməsi, inkişaf tarixi və müasir dinamika haqda elmdir».

Bir sıra məşhur Qərbi Avropa və Amerika alimlərinin

(A.Penk, A.Hetner, V.Devis və s.) geomorfologiya elminə verdikləri təriflərdə onun tədqiqat obyekti, məqsəd və vəzifələri işıqlandırılmışdır.

O.K.Leontyev və Q.İ.Rıçaqovun göstərdiyi kimi, yer səthi relyefi, yer qabığının su, hava və bioloji sferalar (qatları) ilə mürəkkəb qarşılıqlı təsir nəticəsində yaranan həndəsi formalarının məcmusudur.

Yer səthində rast gəlinən relyef formaları öz mənşəyinə görə əsasən endogen və ekzogen geomorfoloji proseslərin qarşılıqlı təsiri nəticəsində yaranır. Bununla yanaşı qeyd edilməlidir ki, planetar relyef formalarının əmələ gəlməsi endogen proseslərlə bağlıdır. Ekzogen proseslərin fəaliyyəti ilə ilk növbədə mikro, mezo, bəzən isə makroformaların mənşəyi bağlıdır. Buna görə geomorfologiya elmi bir tərəfdən geologiya, geofizika və geokimya elmləri, digər tərəfdən isə fiziki coğrafiyanın bütün qolları ilə sıx bağlı olub, həmin elmlərin tədqiqatlarından, nailiyyətlərindən geniş miqyasda istifadə edir.

Relyefin geoloji quruluşla əlaqədar olan formalarını (morfostrukturları), onların yaranmasını və inkişafını müəyyən etmək geologiya elminin əldə etdiyi məlumatlardan istifadə olunmasını tələb edir. Planetar relyef formalarının və bir sıra meqa və mezo-relyef formalarının mənşəyi əsasən yer qabığının daha dərin qatlarında və mantiyada gedən proseslərlə bağlıdır. Geofizika və geokimya elmlərinin topladığı məlumatlardan istifadə etmədən həmin relyef formalarının təhlili mümkün deyil. Buna görə relyefin morfostruktur təhlili, struktur-geomorfoloji tədqiqatlar zamanı geomorfologiya həmin elmlərin əldə etdiyi məlumatlara istinad edir.

Bütün ekzogen mənşəli relyef formalarının öyrənilməsi və morfogenezin zonal yayılması fiziki-coğrafi qanuna-uyğunluqları yaxşı bilməyi, fiziki coğrafiyanın ayrı-ayrı ixtisaslarına aid (iqlim, hidrologiya, okeanologiya və s.) tədqiqatlara istinad etməyi tələb edir. Buna görə də geomorfologiya elmi fiziki coğrafiya ilə sıx bağlıdır və fiziki coğrafiya elmlərinin tədqiqat üsullarından bu və yaxud digər dərəcədə istifadə edir.

Göstərilənlərlə yanaşı geomorfologiya elminin özünəməxsus tədqiqat üsulları vardır, həm də geomorfoloji tədqiqatlar başqa

elmlərin (geologiya, geofizika, fiziki coğrafiya) həll edə bilmədiyi, yaxud öyrənilməsi uzun müddət və çox vəsait tələb edən bir sıra gəloji məsələləri qısa vaxta, az vəsait sərf etməklə həll etməyə qadirdir. Müxtəlif sahələrin neftli-qazlı sturukturlarını müəyyən etmək, oroqrafik və morfostruktur təhlil yolu ilə yer qabığının quruluşu (həm də dərinlik quruluşu) haqqında irəliçədən fikir söyləmək buna ən sadə misaldır.

Geomorfologiya elmi bir çox praktik məsələlərin həllində də mühüm rol oynayır. Buna bir sıra səpinti faydalı qazıntı yataqlarının kəşfi, nəhəng hidrotexniki qurğuların, su anbarlarının, böyük kanalların yerinin seçilməsi, şəhər və yol tikintisi yerlərinin və traslarının müəyyən edilməsi birinci növbədə geomorfologiyanın (mühəndisi geomorfologiyanın) vəzifəsidir.

Yuxarıda göstərilən qısa məlumat geomorfoloji tədqiqatların istiqamətini və məzmununu müəyyənləşdirir.

İ.S.Şukin geomorfoloji tədqiqatın vəzifəsinin aşağıdakılardan ibarət olmasını göstərir:

1. Öyrənilən relyefin xarici əlamətlərinin tədqiqi və xarakteristikası: elementar formaların böyüklüyü, təsvirinin verilməsi, onların yer səthində və bir-birinə görə istiqamətlərinin müəyyənləşdirilməsi.

2. Ayrı-ayrı relyef formalarının və onların komplekslərinin əmələ gəlməsinin öyrənilməsi.

3. Ayrı-ayrı formaların və onların komplekslərinin müəyyən coğrafi mühitdə inkişaf qanunlarının öyrənilməsi və buna əsasən onların genetik təsnifatının verilməsi.

4. Müəyyən geoloji struktur şəraitində, yaxud relyef əmələ gətirən amillərin müəyyən kombinasiyası nəticəsində yaranmış, mənşə etibarilə əlaqədar olan formaların qanunauyğun təkrarlanan vəhdətlərinin müəyyən edilməsi.

5. Müxtəlif elementar formaların və onların komplekslərinin iqlim zonallığı ilə əlaqədar olaraq yer səthində coğrafi yayılmasının öyrənilməsi.

Yuxarıda göstərilən xüsusiyyətlərin hər birinin öyrənilməsinin istər praktiki, istərsə də elmi əhəmiyyəti vardır.

Relyefin elementar formalarının və elementar formalar komplekslərinin öyrənilməsi, onların morfoqrafiyasının dəqiq tədqiq

edilməsi müəyyən praktik məsələlərin həllində – yaşayış məntəqələrinin tikilməsində, hidrotexniki qurğuların quraşdırılmasında, dəmir və şose yollarının çəkilməsində əsas şərtidir. Bundan başqa, relyefin elementar formalarının öyrənilməsi, onların xarici görünüşünə görə qruplaşdırılması və morfoloji təsnifatının verilməsi üçün zəruridir. Morfoloji xüsusiyyətə görə relyefin mənsəyi əksər hallarda çətinlik çəkmədən müəyyən edilə bilər.

Relyef formalarını, onların komplekslərini və inkişaf xüsusiyyətlərini müəyyən etmək, yuxarıda göstərilən məsələlər içərisində ən mürəkkəbidir. Relyefi cavan olan sahələrdə, əlbəttə, bu o qədər çətinlik törətmir. Belə sahələrdə, adətən relyef tektonik quruluşa tam uyğun gəlir və xarici amillərin yaratdığı elementar formalar genetik sırada toplanır. Lakin elə sahələr var ki, orada relyefin bəzi elementləri həmin ərazinin ümumi geomorfoloji xüsusiyyətləri ilə vəhdət təşkil etmir.

Yer qabığı relyefi çox uzun geoloji vaxt ərzində olduqca mürəkkəb inkişaf tarixi keçir. Adətən, qədim dövrlərdə əmələ gəlmiş relyef formaları yeni geomorfoloji mərhələdə pozulur və onların yerində yeni formalar, yeni genetik tiplər sırası əmələ gəlir. Bu hal yer qabığının daha çox fəal zonalarında orogen zonalarda özünü daha aydın göstərir. Halbuki, platformalarda müasir relyef, xüsusilə onun böyük elementləri keçmiş geoloji dövrlərdə mövcud olan forma və tiplərdən az fərqlənir.

Geosinklinal sahələrdə də bəzən relyefin inkişaf tarixinin qədim mərhələlərinin izlərinə–qədim relyefin reliktlərinə (qalıqlarına) rast gəlmək olar. Adətən, belə reliktlər müasir geomorfoloji proseslərlə uzlaşmır və relyefdə disharmoniya təşkil edərək, relyefəmələgəlmənin müasir şəraitinə uyğun gəlmir. Buna misal olaraq dağlarda və şimal düzənliklərində qədim buzlaqların fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlmiş relyef formalarını–morenləri, troqları, karları, buzlaq sirkələrini, yaxud yüksək dağlarda intensiv parçalanmış silsilələr üzərində hamar səthləri, böyük düzənlikləri, geniş çay dərələrini, səhralarda qalıq dağları və s. göstərmək kifayətdir.

Relyefdə olan relikt formaları və hidroqrafiya şəbəkəsinin xüsusiyyətləri–epigenetik və uyğunlaşmış çay dərələri keçmiş geoloji dövrlərdə relyefin inkişafının hansı istiqamətdə getməsinə

öyrənməyə kömək edir. Bundan əlavə keçmiş dövrlərin relyefini bərpa etmək üçün korrelyat çöküntükərin analizindən və fasiyal analizdən istifadə etmək olar. Bu axıncı üsullar daha geniş yayılmışdır. Bunlardan istifadə edərək nəinki yaxın keçmişin, hətta daha qədim geoloji dövrlərin fiziki-coğrafi şəraitinin və relyefinin əsas əlamətlərini müəyyən etmək olur.

Geomorfoloji tədqiqatın ən əhəmiyyətli cəhətlərindən biri də onun neotektonik mərhələdə istər yer qabığı relyefini, istərsə də strukturların inkişaf xüsusiyyətlərini aydınlaşdırmağa kömək etməsidir. Dağlıq ölkələrdə və hətta platformalarda neotektonik hərəkətlərin kəmiyyət göstəriciləri, baş vermə xarakteri və intensivliyi əsasən geomorfoloji tədqiqatlarla müəyyən edilir.

II FƏSİL

RELYEF HAQQINDA ÜMUMİ MƏLUMAT

Relyef formaları və elementləri haqqında anlayış

Relyef anlayışı yer səthi ayrılıqlarınınin məcmuunu əhatə edir. O. K. Leontiyev və Q. İ. Rıçaqov göstərir ki, yer səthinin hər hansı bir sahəsinin relyefi dəfələrlə təkrarlanan və bir-biri ilə növbələşən ayrı-ayrı relyef formalarından və onların elementlərindən ibarətdir.

Relyefin elementləri **səthlər, tillər** (iki səthin kəsişməsi) və **səth bucaqlarıdır** (bir neçə səthin kəsişməsi). Səthlər müxtəlif ölçülü olur. Adətən erozion formalarla (dərələr, yarıqlar) çox kəsilmiş sahələrdə səthlər kiçik, az kəsilmiş sahələrdə isə böyük olur. Erozion bedlən sahələri üçün ən kiçik sahəli səthlər səciyyəvidir.

Səthlərin mənşəyi çox müxtəlifdir. Onlar endogen və ekzog (erozion, abrazion və i. a.), yaxud mürəkkəb mənşəli olur. Meylliyyə görə səthlər üfüqiyyə yaxın, yaxud subhorizontal (meylli 2°-dən az) və meylli (2°-dən çox) səthlərə bölünür. Meylli 2°-dən artıq olan səthlər yamac adlanır.

Səthlər morfologiyasına görə **düz, batıq** yaxud **qabarıq** ola bilər. Bu üç morfoloji əlamətin növbələşməsi nəticəsində səthlərin xarici görünüşü bir qədər mürəkkəbləşir, o dalğalı, pilləli görkəm alır.

Tillər və səth bucaqları müəyyən şəraitdə aydın seçilir. Adətən kəskin parçalanmış sahələrdə tillər və səth bucaqları kəskin seçilir, çox vaxt tillər iti olur. Əksər hallarda səthlər bir-birinə tədricən keçir və tilləri yamacın bükük hissəsi əvəz edir.

Relyefin formaları **qapalı, açıq, sadə və mürəkkəb** olur. Qapalı formalara müxtəlif mənşəli təpələr (xüsusilə moren təpələri) və çökəklər (məsələn, morenli sahələrdə çökəklər, karst qıfları, nəlbəkiləri və i. a.) aid edilir. Adətən belə formalar topoqrafik xəritədə qapalı horizontallarla ifadə edilir. Açıq formalara yarıqlar, qobular və başqa erozion formalar daxildir.

Relyefin sadə formaları bir, yaxud iki-üç elementdən ibarət olur, mürəkkəb formalar çoxelementli olmaqla, bir sıra müxtəlif morfoloji quruluşlu elementlərdən yaranmışdır.

Yuxarıda göstərilənlərlə yanaşı relyef forması **müsbət və mənfi** növlərə ayrılır. Bunların seçilməsi həmin formaların üfüqi (yaxud subhorizontal) səthə münasibətinə əsaslanır. Həmin (yəni üfüqi) səthdən ucalan (yüksələn) formalar müsbət, alçalan (yaxud aşağı olan) formalar isə mənfi formalara aid edilir. Hər iki forma mənşə etibarilə müxtəlifdir. Bundan əlavə müsbət və mənfi formaların yalnız bir sadə morfoloji göstəriciyə görə ayrılması vacibdir. Bir qayda olaraq müsbət forma denudasiya, mənfi forma isə akkumulyasiya sahəsidir. Deməli, bu iki formada müasir geomorfoloji proseslərin bir-birinin əksinə olan müxtəlif növləri baş verir.

Müsbət və mənfi relyef formaları həm endogen, həm də ekzogen mənşəli ola bilər. Lakin sadə müsbət və mənfi formalar əksər halda ekzogen mənşəli olur.

Ekzogen geomorfoloji proseslərin fəaliyyətinə görə relyef formaları əsas iki növə ayrılır: **1-akkumulyativ** formalar, **2-denudasion** formalar. Akkumulyativ formalar çöküntülərin toplanması nəticəsində yaranır (məsələn, moren təpəsi, yaxud tirəsi, barxan, dün və s.). Denudasion formalar materialın denudasiya amilləri vasitəsilə bir yerdən başqa yerə aparılması nəticəsində yaranır (məsələn, yarıqlar, səhralarda deflyasiya çökəkləri və s.).

Relyef formaları böyüklüyünə görə aşağıdakı formalara ayrılır: **1) planetar relyef** formaları, **2) meqaformalar**,

3) makroformalar, 4) mezoformalar, 5) mikroformalar, 6) nanoformaları.

Relyefin planetar formaları sahəsinə görə ən böyük formalarındır. Bunlar materikləri, orogen qurşaqları, okean yatağını, orta okean silsilələrini əhatə edir. Materiklər və okean çökəkləri planetar relyef formaları içərisində xüsusi mövqə tutur.

Materiklər planetimizin ən böyük müsbət relyef formalarıdır. Materiklərin əksər hissəsi qurudan ibarət olsa da, xeyli hissəsi (şelf və materik yamacı) okean suları ilə örtülür.

Okean yatağıdərinliyi 3 km-dən artıq olmaqla, Dünya okeanı dibinin əsas hissəsini tutur.

Orogen qurşaqlar əsasən Sakit okeanla Amerika (Şimali və Cənubi Amerika) Asiya və Avstraliya materikləri arasında yerləşən geniş bir qurşağı tutur. Bu qurşaqdan kənarda orogen zonalar nisbətən kiçik əraziyə malikdir. Bir çox hallarda isə materiklər bir başa okean yatağı ilə sərhədlənir (məsələn, Şimal Buzlu, Atlantik və Hind okeanı ətrafında).

Orta okean silsilələri. Yer kürəsində ən uzun və sahəsinə görə ən böyük ərazi tutan dağlıq qurşaqdır. Ayrı-ayrı okeanlardakı orta okean silsilələri bir-birinin davamını təşkil edir (Şərqi Hind okeanı silsiləsi müstəsnaqlıq təşkil edir).

Adətən, planetar relyef formalarının sahəsi milyon və on milyon km^2 -lə ölçülür.

Meqaformalar planetar relyef formalarını mürəkkəbləşdirən böyük formalarlardır. Bunlara materiklərdə Alp və Böyük Qafqaz kimi dağ sistemlərini, Qara dəniz, Meksika körfəzi, Yapon dənizi çökəklərini misal göstərmək olar. Relyefin meqaformaları on və yüz min km^2 sahəni tutur.

Makroformalar meqaformaların iri hissələrini təşkil edir. Onların sahələri yüzlərlə, minlərlə və bəzən on min km^2 -lə ölçülür. Makroformalara dağlıq ölkənin silsilələri və çökəkliklərini misal göstərmək olar.

Mezoformalara makroformaları mürəkkəbləşdirən yarğanlar, qobular, kiçik dərələr, tirələr və silsilələr, dağdaxili çökəklər aid edilir. Bunların sahəsi adətən bir neçə km^2 -dən bir neçə on km^2 -ə kimi olur.

Mikroformalar mezoformaların səthini mürəkkəbləş-

dirən daha kiçik relyef formalarıdır. Bura karst qıfı, erozion şırımlar, sahil bəndləri (tirələri) və s. misal ola bilər.

Nanorelyef (nano)—yunanca cırtıdan deməkdir) formaları olduqca kiçik olur. Bunlar çəmənlərdəki çimpizlər, kiçik erozion şırımlar, qum üzərindəki tirəciklər və s.-dən ibarətdir.

Müxtəlif relyef formalarının sahəsinə aid göstərilən rəqəmlər bir qədər şərti olsa da, onlar həmin formaların ən geniş yayılmış növlərinin ölçüsü haqda təsəvvür yaradır.

Adətən, relyefin böyük formaları (meqaformalar, makroformalar) tektonik hərəkətlərin (endogen qüvvələrin) təsiri nəticəsində yaranan formalarlardır. Bunlardan ən böyüklərini, yəni meqaformaları İ.P.Gerasimov **geotektur**, makroformaları isə morfostruktur adlandırır. Morfostrukturlar böyüklüyünə görə birinci, ikinci və i.a. dərəcələrə ayrılır.

Ekzogen geomorfoloji proseslərin əmələ gətirdiyi relyef formalarını (mezoformlar, mikroformalar) həmin alim **morfo-skulptur** adlandırır.

Relyefin morfometriyası

[Yer səthi reyefinin morfometriyasının (kəmiyyət göstəricilərinin) öyrənilməsi böyük əhəmiyyət kəsb edir. Morfometrik tədqiqatlar relyefin bir sıra mühüm xüsusiyyətlərini müəyyən etməklə yanaşı, həm də müxtəlif praktik məsələlərin həllində geniş istifadə edilir.]

(Relyefin ən mühüm morfometrik göstəricilərindən biri yer səthində hündürlüklərin paylanmasıdır.) Bu göstərici adətən topoqrafik və hipsometrik (ocean və dənizlərdə batimetrik) xəritələrdə əks edilir.

Dəqiq tərtib edilmiş xəritələr üzərində aparılan ölçü işləri və hesablamalar nəticəsində materiklərin orta yüksəkliyi, okeanların orta dərinliyi, yer səthinin orta hündürlüyü, quruda və okean dibində ən dərin çökəklərin dərinliyi, ən uca zirvələrin hündürlükləri müəyyən edilir. [Quruda yüksəkliklər, okean və dənizdə dərinliklər okean səviyyəsindən hesablanır (bunun hündürlüyü sıfır səviyyə qəbul edilmişdir). Aparılan hesablamalar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, yerin səthinin orta hündürlüyü—2450 m-dir.]

[Quruda ən uca zirvə Himalay dağlarındakı Comolunqma zirvəsi (8845 m), okeanda ən dərin çökəklik isə Sakit okeandakı Marian çökəkliyidir (11022 m). Yer səthi relyefinin ümumi amplitudu 19879 metrdir. Bu göstərici quruda 8999 metrə bərabərdir] (Comolunqma 8845 m, Turfan çökəkliyi -154 m).

Yaxın məsafədə yüksəkliklərin amplitudu böyük həddə çatdıqda 4-5 km və daha çox (7-8 km-ə qədər) relyefin kontrastlığı artır, bu isə səthin bir sıra başqa morfometrik göstəricilərinin (məs., səth meyilliyyəsinin, üfüqi və dərinlik parçalanmasının və i.ə.) artmasına və bununla əlaqədar olaraq müasir geomorfoloji proseslərin (eroziya, yamac prosesləri və s.) daha güclü getməsinə səbəb olur.

Quruda dəniz səviyyəsinə nisbətən yüksəkliklərin paylanmasına görə relyefin səviyyələri fərqlənir. [Okean səviyyəsindən (0-dan) 200 metr hündürlüyə qədər sahələr **ovalıq** adlanır (Qərbi Sibir, Kür-Araz, Xəzəryanı ovalıqlar və s.), hündürlüyü 200 metrdən artıq olan düzənliklərə **yüksək düzənlik**, düzənliklər üzərində ucalan geniş dalğalı təpəli sahələr isə **yüksəkliklər** adlanır. Düzənliklərdə və dağətəyində nisbi hündürlüyü 200 m-ə qədər olan, əksər halda dairəvi və oval şəkilli kiçik yüksəkliklərə **təpə** deyilir.

[Relyefin daha hündür sahələri **yayla** (bunun səthi adətən hamar olur), **dağlıq yayla** (yayla və dağlardan ibarət olur) və **dağlıq** relyef adlanır. Bunların dəniz səviyyəsindən hündürlüyü müxtəlifdir.)

Hündürlüyünə görə dağlar əsasən üç yerə ayrılır: **alçaq dağlar** (1000-1200 m-ə qədər), **orta dağlar** (1000-1200 m-dən 2000-2500 m-ə qədər) və **uca dağlar** (2500 m-dən hündür). Alçaq, orta və uca dağların yüksəklik həddinə aid göstərilən rəqəmlər qəti deyil. Bəzi müəlliflər 1000 m-ə qədər alçaq dağlıq, 1000-2000 metr arasında orta dağlıq (bəziləri isə orta dağlığı 1000-3000 metr yüksəkliklər arasında ayırır), verilən axırncı rəqəmlərdən yuxarı yüksək dağlıq ayırırlar. Bununla yanaşı 5000 m-dən yuxarı ən uca dağlar ayıran müəlliflər də vardır.

Okeanlarda dərinliyə görə aşağıdakı səviyyələri ayırırlar: **neritozana** (0-200 m dərinliklərdə), **batial** (200-3000 m), **abissal** (3000-6000 m) və **hipabissal** (6000 m-dən dərin).

{ Relyefin başqa mühüm morfometrik göstəriciləri səthin parçalanma sıxlığı (yaxud üfüqi parçalanma) və dərininə parçalanması, ümumi parçalanma, yer səthinin meylik dərəcəsi və s.-dir. }

Bu göstəricilər adətən irimiqyaslı topoqrafik xəritələrdə aparılan ölçü və hesablama işləri ilə kameral şəraitdə müəyyən edilir və hər bir elementə dair aşağıdakı xəritələr tərtib edilir.

Üfüqi parçalanma xəritəsi. Bu xəritəni tərtib edərkən tədqiqatın miqyasından asılı olaraq topoqrafik xəritə kvadratlara bölünür, yaxud xəritədəki kvadratlardan istifadə edilir. Hər kvadratın daxilində erozion formaların uzunluğu ölçülür. Alınan rəqəm kvadratın sahəsinə bölünür və həmin kvadratın ortasında yazılır. Sonra qəbul olunmuş bölgüyə (şkalaya) görə (bu yenə də tədqiqatın miqyasından və ərazinin relyef xüsusiyyətlərindən-dağlıq, yaxud düzənlik olmasından asılı olaraq müxtəlif hədlərdə götürülə bilər) kvadratlar ştrixlənir, yaxud rənglənir. Sıxlıq artdıqca ştrixlər, yaxud rənglər tünd verilməlidir. Üfüqi parçalanma xəritəsi izoxətlər vasitəsilə də tərtib edilir. Bu kvadratların daxilində yazılmış eyni qiymətli rəqəmləri olan nöqtələrin birləşdirilməsi üsulu ilə aparılır. Bu üfüqi parçalanma xəritəsi tərtibinin ən sadə üsuludur. Həmin xəritə başqa üsullarla da tərtib edilə bilər. Bunlardan biri suayırıcı xətlərlə ən yaxın erozion formanın (məsələn, dərənin talveqi) arasında məsafənin ölçülməsidir. Bu yolla parçalanma sıxlığı xəritəsi tərtib edilir.

Dərinlik parçalanma xəritəsi. Bu xəritəni tərtib etməyin əsas üsullarından biri topoqrafik xəritədə elementar hövzələrin ayrılması və hər hövzə daxilindəki kvadratlarda ən uca məntəqənin hündürlüyündən ən alçaq məntəqənin hündürlüyünü çıxıb, alınan rəqəmi kvadratın ortasında yazmaq, sonra isə birinci xəritədə olduğu kimi ştrixləmə, rəngləmə, yaxud izoxətlər üsulu ilə dərinlik parçalanma xəritəsinin, yaxud kartoqrammanın (bu hər kvadratı ştrixləmə, yaxud rəngləmə yolu ilə tərtib edilir) tərtib edilməsi üsuludur.

Səth meyilliyi xəritəsi. Səth meyilliyi xəritəsinin tərtib etmək üçün topoqrafik xəritədə səthin meyl bucağı α və $\text{tg-} \alpha$ bərabər olan kəmiyyət-(maillik) müəyyən edilir. Sonra müxtəlif meyilliyə malik olan sahələrin sərhədləri arasındakı sahələr ştrixlənir, yaxud rənglənir.

Bazis səthi xəritəsi. Bu xəritəni tərtib etmək üçün topoqrafik xəritədə dəre şəbəkəsi qaldırılır və həmin şəbəkədə 1,2,3 və s. dərəcəli qollar ayrılır. Daha sonra topoqrafik xəritədəki horizontalların eyni dərəcəli qolların birləşdiyi nöqtəni kəsdiyi sahənin mütləq yüksəkliyi müəyyən edilib, həmin kəşimə nöqtəsində yazılır. Eyni kəmiyyətli nöqtələr izoxətlərlə birləşdirilir və bazis səthi xəritəsi tərtib edilir. Daha böyük dərəcəli qollara əsasən tərtib edilən bazis səthi xəritəsi relyefin struktur formalarını, bəzi hallarda dərinlik tektonik strukturları müəyyən etməkdə böyük əhəmiyyət kəsb edir. Adətən ən kiçik dərəcəli qollara əsasən tərtib edilmiş bazis səthi xəritələri ilə topoqrafik xəritə arasında fərq çox az olur. Bu halda tərtib edilən xəritənin izoxətləri bir növ topoqrafik xəritədəki horizontallara uyğun gəlir (məsələn, birinci dərəcəli qollara əsasən tərtib olunan bazis səthi xəritəsi).

Morfometrik xəritələrin yuxarıda göstərilənlərdən savayı bir sıra başqa növləri də məlumdur. Bunlardan qalıq relyef xəritəsi, hidroqrafiya şəbəkəsi xəritəsinin təhlili, dəre, yarpaq, qobu şəbəkəsi tiplərinin təhlili və s. relyefin morfostruktur təhlilində olduqca faydalıdır. Bu üsullardan kompleks istifadə etməklə məlum olmayan, yaxud başqa üsullarla aşkar edilməsi çətin olan tektonik qırılmaları, gömülmüş strukturları, dərinlik tektonik quruluşun bəzi əlamətlərini müəyyən etmək mümkündür.

Morfometrik tədqiqatların nəticələri insanın təsərrüfat fəaliyyətinin bir sıra sahələrində (meliorasiya işlərində, müxtəlif məqsədli tikinti işlərində və i. a.) geniş istifadə edilir.

III FƏSİL

RELYEF – ENDOGEN VƏ EKZOGEN QÜVVƏLƏRİN QARŞILIQLI TƏSİRİ NƏTİCƏSİDİR

Ümumi məlumat

Yer qabığının geoloji strukturlarının relyefin əmələ gəlməsində böyük rolu vardır. Lakin biz hər hansı bir sahənin relyefini öyrənərkən geoloji strukturların relyefdə tam əksini müşahidə etmirik. Deməli, relyefin inkişafına və onun müəyyən formalarının əmələ gəlməsinə geoloji strukturları törədən endogen qüvvələr

vələrdən başqa digər qüvvələr də təsir göstərir. Bu qüvvələr ekzogen qüvvələrdir.

Ekzogen qüvvələrə aid olan eroziya prosesinin bütün növləri (buzlaq eroziyası-ekzarasiya, ablasıya, külək eroziyası-deflasiya, daha böyük amil olan axar suların eroziyası, dalğaların sahilləri yuması, abraziya, akkumulyasiya), endogen qüvvələrin (tektonik hərəkətlər, vulkanizm və s.) yaratdığı relyef formalarını qüvvətli dəyişdirir.

Ekzogen qüvvələrin yer səthinə təsiri nəticəsində tektonik (endogen) relyef müxtəlif dərəcədə dəyişir. Bu işdə vaxtın (zamanın) böyük əhəmiyyəti vardır. Uzun geoloji dövrlər ərzində ekzogen qüvvələr relyefə təsir göstərir və endogen qüvvələrin əmələ gətirdiyi ilkin relyef çox dəyişir, nəticədə ondan bir əsər qalmır (qırıxıq dağların peneplenləşməsi, çevrilmiş inversion relyef, quruda olan böyük tektonik çökəklərin kontinental, dənizdəkilərin isə dəniz çöküntüləri ilə dolması və s.).

Relyefin ekzogen qüvvələr tərəfindən dəyişdirilməsində daxili hərəkətlərin xarakterinin böyük əhəmiyyəti vardır. Dağlıq sahə uzun müddət qalxmaqda davam edirsə, denudasiya hər il onu müəyyən dərəcədə alçaltmasına baxmayaraq, o öz yüksəkliyini itirmir. Lakin onun tərkibində iştirak edən geoloji strukturlar və ilkin relyef formaları arasındakı kəsilmədən dəyişir. Müəyyən edilmişdir ki, yer qabığının inkişafında geoloji vaxt keçdikcə bir sahədə baş verən fəal tektonik hərəkətlərin intensivliyi azalır, dayanır və bəzən əks istiqamətli hərəkətlər də baş verir. Birinci halda, yəni tektonik hərəkətlər zəiflədikdə vaxt keçdikcə ekzogen qüvvələr onu tamamilə dəyişir, yüksək dağların yerində düzənliklər və alçaq təpəliklər əmələ gəlir.

Ekzogen amillərin relyefə təsiri əhəmiyyətli dərəcədə endogen qüvvələrin xarakteri ilə müəyyən edilir. Məsələn, yer səthində eroziyanın, yaxud akkumulyasiyanın mövcud olması hər şeydən əvvəl endogen relyefin xarakterindən və endogen qüvvələrin təsirindən asılıdır. Ekzogen proseslərin intensivliyinə və relyefi daha sürətlə dəyişməsinə endogen qüvvələrin (məsələn, tektonik qalxmanın qüvvətlənməsinin dərinləşdirici eroziyanı gücləndirməsi, dağətəyi çökəklərin əyilməsinin akkumulyasiyasını gücləndirməsi) böyük təsiri vardır.

Ayrı-ayrı amil və proseslərlə əlaqədar olaraq əmələ gələn və inkişaf edən relyef tipləri, formaları haqqında müvafiq fəsil-lərdə daha ətraflı məlumat veriləcək. Burada isə məqsəd yalnız onu qeyd etməkdir ki, yer səthinin relyefinə tək endogen və ek-zogen proseslərin nəticəsi kimi baxmaq düzgün deyil. Hər hansı bir sahənin relyefinə nəzər salsaq, hər iki kateqoriyaya aid olan qüvvələrin qarşılıqlı əlaqəsi, bir-birinə təsiri və yer qabığı relye-finin inkişafında birgə fəaliyyəti aydın görünür.

Süxurların xassələri və relyefin inkişafında onların əhəmiyyəti

Yer qabığı müxtəlif xassəli süxurlardan təşkil olunmuşdur. Relyefin inkişafında və formalaşmasında süxurların özləri bilava-sitə passiv rol oynayır. Lakin süxurlar çox müxtəlif xassələrə malik olduğuna görə, ekzogen amillərin fəaliyyətinə də müxtəlif dərəcədə məruz qalır və nəticədə dolayı da olsa mürəkkəb relyef formalarının yaranmasına səbəb olur. Süxurlar ekzogen qüvvələ-rin təsirinə məruz qalmalarına görə iki əsas qrupa–çoxdavamlı və azdavamlı süxurlara ayrılır.

Geomorfoloji nöqteyi-nəzərdən süxurların xarici amillərin dağıdıcı fəaliyyətinə davamlılığı aşağıdakı xassələrdən asılıdır: quruluşunun eyni və ya müxtəlif olması, istilik keçirməsi, suke-çirmə qabiliyyəti, çatlılığı, suda həll olması, kimyəvi davamlılığı və s. Bu qeyd edilən xassələrdən asılı olaraq müxtəlif süxurların aşınmaya, həll olmaya, eroziyaya və s. proseslərə qarşı davamlı-lığı müxtəlif olur. Buna görə də xarici amillərin yer səthinə təsiri nəticəsində müxtəlif relyef formaları və tipləri əmələ gəlir.

Yer səthində xarici amillərə çox davamlı olan süxurlar adə-tən, relyefin müsbət formalarını–yüksəklikləri, tirələri təşkil edir. Azdavamlı süxurlar yayılan sahələrdə isə çökəklər və dərələr yaranır.

Süxurların göstərilən xassələri fiziki aşınmanın intensivliyi-nə böyük təsir göstərir. Eyni tərkibli süxurlar fiziki aşınmaya qarşı davamlı olur, müxtəlif tərkibli və quruluşlu süxurlar isə asan aşınırlar. Süxurlarda fiziki aşınma (xüsusilə termik aşınma) laylılıq, çatlılıq, rəng və teksturdan asılı olaraq müxtəlif intensiv-likdə gedir.

Süxurların kimyəvi tərkibi və davamlılığı relyefin formalaşmasında görkəmli rol oynayır. Suda asan həll olan karbinatlı süxurlarda karstın geniş yayılması buna misal ola bilər. Vulkanik sahələrdə maqmanın kimyəvi tərkibinin fərqli olması relyefdə özünü göstərir. Əsaslı lavalar sıyıq olduğuna görə ətrafa asanlıqla axır, böyük lava yayalaları, çölləri əmələ gətirir. Turş lavalar qatı və az hərəkətedici olduğuna görə püskürmə mərkəzi ətrafında qalaqlanaraq ekstruziv günbəzlər əmələ gətirir ki, bu da relyefdə ətraf sahələrdən kəskin fərqlənir.

Süxurların sukeçirmə qabiliyyəti onun başlıca xassələrindən biridir. Bunun da geomorfoloji əhəmiyyəti böyükdür. Adətən, asan sukeçirən süxurlarda yağış suları yerin alt qatlarına süzülür və səthdə eroziya formaları inkişaf edə bilmir (Avstraliya da Nallarbor yaylası). Sukeçirməyən, yaxud çətin sukeçirən süxurlar üzərində atmosfer suları səth axını əmələ gətirərək erozion relyef formalarının geniş yayılmasına səbəb olur.

Relyefin əmələ gəlməsində denudasiyanın rolu

Aşınmış məhsulların öz yerindən başqa yerə aparılması prosesinə denudasiya deyilir. Denudasiya tektonik hərəkətlər və vulkan püskürməsi nəticəsində əmələ gələn bütün yüksəklikləri (dağları) müxtəlif yollarla aşındırır və alçaldır. Bütün ekzogen amillərin dağıdıcı fəaliyyəti denudasiya adlandırılır. Denudasiyanı təşkil edən bütün mürəkkəb proseslərdə daimi qüvvələrdən biri ağırlıq qüvvəsidir. Bu aşınmış məhsullara ya bilavasitə, yaxud da hərəkətdə olan hər hansı bir kütlənin vasitəsilə təsir göstərir, onun bir yerdən başqa yerə, başlıca olaraq yüksəkliklərdən çökekklərə və düzənlərə tərəf hərəkət etməsini, yerini dəyişməsini şərtləndirir. Denudasiya hərtərəfli və mürəkkəb bir prosesdir. O meylliyi 3-4° və artıq olan bütün yamaclarda səthin alçalmasına səbəb olur. Beləliklə, denudasiyanın fəaliyyəti tektonik qalxmaların yaratdığı relyef formalarının dəyişməsinə yönəlmişdir.

(Ağırlıq qüvvəsi öz əsasında ayrılmış bütün süxur hissələrinə təsir göstərir. Yamacın meylliyindən və ağırlıq qüvvəsinin təsirinə məruz qalan kütlənin xarakterindən asılı olaraq denudasiya özünü müxtəlif formalarda göstərir.) Adətən, dağlıq ölkələrdə öz əsasında ayrılmış süxur parçaları (qırıntıları) öz ağırlığı

altında yamac üzrə aşağı hərəkət edir. Yamacın meyllik dərəcə-sindən asılı olaraq süxur parçası (qırıntı) müxtəlif sürətlə əvvəlki yerindən müxtəlif məsafəyə hərəkət edir. Yamac çox dik olduq-da əsasından ayrılan qırıntılar ani bir vaxtda yamac aşağı yuvar-lanaraq meyllilik azalan yerlərdə toplanır (qalaqlanır) və «töküntü konusu» (ufantı konusu) əmələ gətirir. Demək olar ki, bütün dağ-lıq sahələrdə möhkəm və çatlı süxurlardan təşkil olmuş dik ya-macların ətəyində «töküntü konuslarına» rast gəlmək olar. «Tö-küntü konusun»da qırıntı materialın növləşməsi müşahidə edilir. Ən iri kəsəklər konusun aşağısında (ətəyində), ən xırdaları isə zirvəsində toplanır. Adətən, konusun zirvəsindən yuxarıda çox ensiz «daş çayı» yerləşir.

Yumşaq çöküntülər və torpaq örtüyü süxur parçaları qarşı-sında sanki qırışır (yığılır), həmin parçaların arxasında isə aydın seçilən şırım əmələ gəlir.

[Yamacla aşağı qırıntı məhsullar ya sahəvi, yaxud da xətti hərəkət edir. Lakin yamac üzrə aşağı getdikcə sahəvi hərəkət xətti hərəkətlə əvəz olunur. Hərəkət edən qırıntılar öz yataqlarına təsir göstərərək dayaz şırımlar əmələ gətirir. Dik yamaclarda əmə-lə gələn daş axınlarında hərəkət həmişə olur. Kənarından olan təsir bu hərəkəti sürətləndirə bilər.]

(Aşınma qabığı yamacın meylliliyi $3-4^{\circ}$ və bundan artıq olduq-da hərəkət edir.) Belə az meyli yamaclarda kütlənin hərəkətinə aşınma qabığını təşkil edən hissəciklərin həcmnin böyüməsi nə-ticəsində onların bir-birini itələməsi səbəb olur. Gecə soyuduqda hissəciklərin həcmi kiçilir və onların arasında kiçik boşluqlar əmələ gəlir. Hər bir hissəcik dayanmaq üçün özündən aşağıdakı hissəciyə söykənməli olur. Beləliklə, hər iki halda (həcmnin bö-yüməsi və kiçilməsi hallarında) hissəciklər və bütövlükdə aşınma qabığı, xüsusilə onun üst təbəqələri yamac aşağı hərəkət edir.

Bu hal çoxillik donuşluq sahələrində özünü daha aydın gös-tərir. Bundan əlavə, narın çöküntülərdən ibarət olan aşınma qabığı çox islandıqda genişlənməsi və ağırlığın artmasının təsiri nəticəsində nisbətən artıq sürətlə aşağı hərəkət edir. Aşınma qa-bığı suda asan islanan gil hissəciklərindən ibarət olduğu üçün, çox islandıq zaman sıyıqlaşır və yamac üzrə aşağı hərəkət etmə-si sürətlənir.]

[Bütöv (sahəvi) denudasiya əksərən yamacların yuxarı hissəsində baş verir, aşağı getdikcə isə xətti denudasıyaya çevrilir. Hətta bütöv kütlə olan aşınma qabığında da aşağı getdikcə xətti hərəkət baş verir.] Qeyd etmək lazımdır ki, yer səthində sahəvi denudasiya, xətti eroziya üstün olan yerlərdə (su eroziyası, buzlaq eroziyası-ekzarasiya, külək eroziyası sahəvi olduğu kimi xətti də ola bilər) az nəzərə çarpır.

[Dağ və dərə yamaclarının suayırıcıya tərəf geri çəkilməsində (səthinin daimi olaraq alçalması nəticəsində) və uzun geoloji vaxt ərzində dağların peneplenləşməsində (sahəvi denudasıyanın rolu vardır.)

(Tektonik qüvvələrin təsiri nəticəsində ərazi nə qədər çox yüksəyə qalxarsa, denudasıyanın fəaliyyəti də (intensivliyi) o qədər artır və peneplenləşmə sürətlənər. Nisbi yüksəklik fərqi artıqca yamacların meyilliyi, bununla bərabər denudasiya prosesinin enerjisi] və yamacın yeniləşməsi prosesinin intensivliyi də (artır.) Xətti eroziya sahəni sıx və dərin dərələrlə parçaladıqca denudasiya səthlərini artırır. Buna görə də daha intensiv və kəskin parçalanmış sahələrdə denudasiya prosesi daha fəal geomorfoloji proses kimi relyefə təsir göstərir, onu dəyişdirir və ümumiyyətlə, relyefin təkamülündə mühüm rol oynayır.

Relyef və iqlim

[Relyefin inkişafında və əmələ gəlməsində iqlimin rolu böyükdür. İqlim xarici (ekzogen) amillər sırasında ən mühüm yer tutmaqla, relyefə bilavasitə təsir göstərir. Yer səthi qatına təsir göstərən bu amil çox müxtəlif hadisə və proseslər törədərək, olduqca mürəkkəb relyef formalarının yaranmasına səbəb olur. İqlim və relyef arasında mürəkkəb əlaqə vardır. Onların birbirinə qarşılıqlı təsiri, yer səthində relyef əmələ gəlməsi prosesindən uzaq olan digər prosesləri də müəyyən edir.

İqlim relyefə təsir etdiyi kimi, relyef də iqlimə təsir edir. O, eyni zamanda dolayı yolla öz-özünə də təsir göstərir. İqlim amilləri yeni relyef formaları əmələ gətirməklə ərazini çox parçalayır və bu parçalanmış sahələrin özünəməxsus mikroiqliminin yaranmasına səbəb olur. Beləliklə, bu iki amil-iqlim və relyef nəinki birbirinə, hətta biri başqası vasitəsilə özünə də təsir göstərir.

(Yer qabığının geomorfoloji landşaftları birbaşa iqlimin təsiri nəticəsində yaranmışdır.) Hər bir iqlim qurşağında özünəməxsus relyef əmələ gətirən amillər mövcuddur. Başqa sözlə desək, ayrı-ayrı iqlim qurşaqlarında relyefin inkişafı (xarici amillərin təsiri ilə) müxtəlif istiqamətlərdə gedir.

(Relyef əmələ gəlməsində iqlimin rolunun təsnifatını A.Penk vermişdir. O üç əsas iqlim tipi ayırmışdır: 1) nival; 2) humid (rütubətli); 3) arid (quru və isti).)

(İ.S.Şukin relyef əmələ gəlməsində iqlimin mürəkkəb fəaliyyətini nəzərə alaraq onun daha dəqiq təsnifatını vermiş və baş verən proseslərin mahiyyətini göstərmişdir.)

(1) **Nival iqlim** – bütün fəsillərdə yağıntıların sülb halında (qar) düşməsi ilə xarakterizə olunur. (Yer səthinə düşən sülb yağıntısının miqdarı qısa yay fəslində əriyən həcmdən xeyli artıq olduğuna görə toplanaraq, buzlaq əmələ gətirir. Nival iqlimdə daimi qar xətti qütblərdə dəniz səviyyəsinə qədər düşür, quruda böyük sahə tutan qalın buzlaq kütləsi əmələ gəlir (Qrenlandiya, Antarktida və s.). Adətən, qalın buzlaq örtüyünün relyefi onun altında yatan qurunun relyefinə uyğun gəlir.

(Nival iqlimə qar xəttindən yüksəyə qalxan dağlarda da rast gəlmək olur. Adətən, yüksək dağların nival iqlimi sahəsində buzlaq relyef formaları: karlar, tabağaoxşar dərələr (troqlar), iti yallar, piramidaya oxşar zirvələr və s. əmələ gəlir.)

Qütb iqlimi, yaxud çoxillik donuşluq qruntları iqlimi – kontinental tundralar zonası üçün (Şərqi Sibir) xarakterikdir. Bu iqlim uzun sürən sərt qışı, qısa və sərin yayı, yağıntılarının azlığı (300 mm-dən az), çox buludluluğu, günəş radiasiyasının az intensivliyi və güclü küləklərlə səciyyəlenir. Qütb iqlimi zonasında qalınlığı bir neçə yüz metrə çatan çoxillik donuşluq qatı yerləşir. Bu hadisə ilə relyefin xüsusi mikro və mezoformaları əlaqədardır. (Bu iqlim şəraitində bütün il boyu, hətta yayda belə fiziki aşınma qüvvətli gedir və bol iri qırıntılı məhsul toplanır. Kimyəvi aşınma isə olduqca zəif gedir.) Bu zonanın dağlarında soliflüksiya və şaxta aşınması dağüstü terrasların (qolslar) və hamarlanmış səthlərin əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Qışda küləyin qarı sovurması nəticəsində şaxta açıq qalan qrunnun səthində çatlar əmələ gətirir. Yazda çatlara dolan sular

gəcələr donur və onları genişləndirir, həm də yeni çatlar sistemi-nin yaranmasına səbəb olur. Bu proses nəticəsində qrunտ çox parçalanır, yer səthində «daş çoxbucaqlıları», daş zolaqları və s. əmələ gəlir.

Çoxillik donuşluq şəraitində sular əhəngdaşı qatlarında karst əmələ gətirə bilmir. Bunun əvəzinə həmin zonada termokarst hadisəsi – müəyyən dərinlikdə donuşluğun əriməsi və üst qatın uçaraq çökəklər yaratması hadisəsi baş verir.

2) **Humid iqlim** – il ərzində düşən yağıntıların buxarlanmadan və yerə hopan sulardan çox olması ilə xarakterizə olunur. Yağış suları yamacla axaraq səthi denudasiyaya səbəb olur və eroziyanın müxtəlif növlərini törədir. Humid iqlimlərdə relyefin eroziya formaları geniş yayılmışdır.

Humid iqlimi üç yarımtipə ayırmaq olar:

a) **Mülayim enliklərin humid iqlimi** – həmin qurşağın daha şimal (şimal yarımkürəsində) və cənub (cənub yarımkürəsində) zonaları üçün xarakterikdir. Hər il qışda qar örtüyü əmələ gəlir və bir neçə ay suyun torpağa keçməsi dayanır. Qarlar əriyəndə, çaylar daşır. Onlar böyük dağıdıcı və toplayıcı iş görür. İllik yağıntılar 300–650 mm arasında dəyişir, hətta bundan da artıq olur. Qışda temperatur -20° – -25° -yə düşür, iyul ayında $+10^{\circ}$ ilə $+20^{\circ}$ arasında dəyişir. Yayda kimyəvi aşınma çox qüvvətli gedir. Ağac bitkilərinin (iynəyarpaqlı və enliyarpaqlı) və çəmən-lərin yayılması yağan eroziyasının inkişafına mane olur. Eroziya şəbəkəsi orta sıxlığa malikdir. Karbonatlı süxurlarda karst hadi-səsi inkişaf edir. Əksər halda karstın örtülü forması yayılmışdır ki, bu da üstdən karstlaşmayan süxur qatları ilə örtülmüşdür.

b) **Mülayim enliklərin semihumid iqlimi** – kəskin fərqlənən rütubətli və quru dövrlərə bölünür (musson iq-lim sahələri, subtropiklər və s. Rusiya çölləri iqlimini də bu tipə aid etmək olar). Rütubətli dövrdə eroziya və kimyəvi aşınma, qu-rağ dövrdə isə fiziki (termik) aşınma sürətlə gedir. Relyefin formalaşmasında daimi axar sularla bərabər, müvəqqəti axar su-lar da böyük fəaliyyət göstərir. Çöllər zonasında müvəqqəti axar sular xətti eroziyanı (yağan eroziyasını) inkişaf etdirərək, ərazini çox parçalayır.

c) **Ekvatorial meşələrin humid iqlimi**. Bu iq-

lim zonasında illik yağıntıların miqdarı 1500–2000 mm və daha artıq olur. Temperaturun illik amplitudu (materik daxilində 6° , dəniz sahillərində 1° – 2°) sutkalıq amplitudundan xeyli az olur. Torpağın və qayaların səthində bu fərq daha yüksəkdir. Orta illik temperatur $+23^{\circ}$ – $+28^{\circ}$ -dir. Belə bir şəraitdə fiziki aşınma olduqca zəif, kimyəvi aşınma isə çox sürətlə gedir.

Aşınma qabığı çox qalın olur və qırmızı torpaqlar inkişaf edir. Çox zəngin bitki örtüyü səthi axarı azaldır, xətti eroziya yaxşı inkişaf edə bilmir. Bu zonanın çaylarında da eroziya zəif gedir. Bunun səbəbi çaylarda asılı və diple aparılan materialın az olmasıdır. Ekvatorial meşələrin kənar yarımzonalarında (savanalarda) iqlim göstərilənlərdən xeyli fərqli olduğuna görə, burada relyef əmələ gəlməsi prosesi başqa istiqamətdə gedir.

3) **Arid iqlim**—yağıntıların azlığı (150–200 mm-dən az), havanın çox quruluğu, buxarlanmanın intensivliyi, səmanın açıqlığı, havanın qışda və gecələr xeyli soyuması ilə xarakterizə olunur. Belə iqlim şəraitində bitki örtüyü ya çox seyrək olur, yaxud da tamamilə olmur. Külək heç bir maneəyə rast gəlmədən quru və kövrək süxurları sovurur. Külək səhrada defilyasiyanı (sovrulmanı), akkumulyasiyanı və korroziyanı (yonmanı) şərtləndirən başlıca amildir. Bu proseslərin nəticəsində mürəkkəb relyef formaları yaranır.

Arid iqlim iki yarım tipə ayrılır:

a) **Tamarid iqlim**—passatlar zonasının tropik səhralar iqlimidir. Yağıntıları çox az olub, ildə, bəzən bir neçə ildə bir dəfə düşür. Nadir hallarda çox qüvvətli leysan yağışlar yağdığına görə güclü səth axını əmələ gəlir. Səhrada bu axınlar qutuyabənzər, lakin bir-birindən çox aralı yerləşən, səhra daxilində qurtaran erozion dərələr, şırımlar əmələ gətirir. Belə səhralar axmaz hövzələrdir. İntensiv aşınma nəticəsində əmələ gələn külli miqdarda qırıntı materiallar səhra daxilində qalır (külək yalnız narın tozları xaricə çıxara bilir). Səhralarda relyefin əsas formaları qapalı, axmaz hövzələrdir. Bunların bir çoxu tektonik mənşəli olsa da, onların əmələ gəlməsində külək böyük rol oynayır.

b) **Semiarid iqlim**—mülayim enlik səhralarının iqlimidir. Bu iqlim zonasında yağıntıların miqdarı bir qədər artıq olub, hər il müəyyən (qısa) dövrdə düşür. Müvəqqəti yağışlar zamanı

sahəvi və xətti eroziya inkişaf edərək, relyefin dəyişməsinə təsir göstərir. Xətti eroziya çox inkişaf etdikdə xüsusi relyef tipi—«pis torpaqlar» (bedland) əmələ gəlir. Adətən, semiarid iqlim səhralarında qumlar tez bərkiyir və onların hərəkəti dayanır.

Endogen proseslər və onların relyef əmələgəlməsində rolu

Endogen proseslər Yer səthi relyefinin yaranmasında fəal iştirak edən əsas amildir. Bu proseslərin təsiri altında Yer səthi relyefinin həm planetar və regional, həm də bir çox lokal formaları yaranır. Lakin relyefin planetar formalarının yaranması əsasən endogen proseslərlə birbaşa bağlıdır. Bu formalara hər şeydən əvvəl materiklər və okean çökəklikləri və bunların səthində yerləşən böyük (meqa) formalar aiddir (platforma düzənlikləri, yaylaları, orogen qurşaqlar, orta okean silsilələri, okean dibinin çökəklikləri və i. a.).

Endogen qüvvələr yerin dərin qatlarında (mantiyada) gedən mürəkkəb proseslərin nəticəsi olub, Yer qabığı quruluşuna və onun səth relyefinə bilavasitə təsir göstərir. Bu proseslər həm Yer qabığının əsas tiplərini (materik, okean və keçid tiplər), həm də onun böyük və kiçik struktur formalarını (tektonik strukturları) yaradır.

Beləliklə, endogen proseslərin məcmusu Yer səthində həcminə (ölçüsünə) və morfologiyasına görə olduqca müxtəlif relyef formaları yaratmaqla yanaşı, ekzogen proseslərin xüsusiyyətinə və intensivliyinə böyük təsir göstərir. Endogen proseslər Yer səthi relyefinə birbaşa təsirini tektonik hərəkətlər, maqmatizm və zəlzələlər nəticəsində göstərir.

Morfostruktur anlayışı haqqında

Əmələ gəlməsi əsasən endogen proseslərin fəaliyyəti ilə bağlı olub, yer səthində müəyyən geoloji strukturlara, yaxud onların məcmusuna uyğun gələn relyef formalarını İ.P.Gerasimov **morfostruktur** adlandırmışdır.

Təbiidir ki, hər hansı bir relyef formasının yaranmasında endogen proseslərlə yanaşı ekzogen proseslər də iştirak edir. Buna görə yer səthində sırf endogen mənşəli relyef formasına rast gəl-

mək çətindir. Ekzogen proseslərlə dəyişilməmiş (yaxud əsasən dəyişilmiş) endogen mənşəli relyef formalarına çox intensiv, cavan (məsələn, dördüncü dövr yaşlı) qırıqlıq, yaxud aktiv fəaliyyətdə olan maqmatik proseslər sahəsində rast gəlmək mümkündür.

Endogen qüvvələrin təsiri ilə dəyişmə dərəcəsiindən, başqa sözlə, geoloji strukturlara uyğunluğu (nə dərəcə tuş gəlməsinədən) dərəcəsiindən asılı olaraq Y.A.Meşeryakov morfostrukturların aşağıdakı əsas növlərini (yaxud tiplərini) ayırır:

1. Struktura uyğun morfostruktur.

2. Struktura tam uyğun olmayan, dəyişilmiş, yaxud uyğunsuzluq yaradan morfostruktur.

3. Strukturla əkslik təşkil edən «çevrilmiş» morfostruktur (bunu bəzən inversion da adlandırırlar).

Düzgün morfostruktura denudasiyanın az təsir göstərdiyi cavan antiklinal, monoklinal dağları və tirələri, sinklinal dərələri, yaxud struktur platoları (lay düzənlikləri və yaylaları), cavan qırılma sahələrində yaranmış relyef formalarını misal göstərmək olar.

Struktura tam tuş gəlməyən morfostruktura bir qanadı, yaxud uzanma istiqaməti üzrə bir hissəsi relyefdə əksini tapmayan morfostrukturlar aid edilir. Bu növ morfostrukturların özü də, relyef ilə strukturun uyğunsuzluğu dərəcəsiindən asılı olaraq bir neçə növə ayrıla bilər.

Çevrilmiş morfostruktura relyef ilə geoloji struktur arasında əks münasibət olan sahələr aid edilir. Bu halda müsbət struktura yer səthində mənfi relyef forması və bunun əksinə olaraq, mənfi struktura relyefin müsbət forması uyğun gəlir. Məsələn, antiklinal strukturun oxu üzrə dərin çay dərəsi əmələ gəldikdə, yaxud sinklinal struktur ətraflardan ucalan dağ əmələ gətirdikdə relyef ilə struktur arasında tam əksilik yaranır.

Endogen qüvvələrin yaratdığı ən böyük relyef formalarını İ.P.Gerasimov **geotektura** (materiklər, okean çökəkləri, orogen qurşaqlar), onu təşkil edən ayrı-ayrı böyük tektonik relyef formalarını isə **morfostruktur** (Alp, Qafqaz dağları, Qara dəniz çökəkliyi və s.), morfostrukturların üzərində ekzogen amillərin fəaliyyəti ilə yaranan formaları isə morfoskulptura (çay də-

rəsi, yargan, barxan, gətirmə konusu və s.) adlandırır.

O.K.Leontyev geotektura anlayışı əvəzinə **planetar morfostruktur** anlayışını irəli sürür. Morfostruktur həcmindən asılı olaraq bir sıra dərəcələrə ayrılır (I, II, III və s.). Ən kiçik morfostruktur bölünməz olub, tək antiklinal, monoklinal, braxiform, yaxud sinklinal qarışıqlığa, kiçik qırılma strukturuna müvafiq gəlir.

Relyefin morfostruktur təhlili zamanı geoloji strukturla yer səthi relyefinin münasibəti hərtərəfli və dəqiq öyrənilməlidir.

II HİSSƏ

IV FƏSİL TEKTONİK HƏRƏKƏTLƏRİN RELYEF ƏMƏLƏ GƏLMƏSİNDƏ ROLU

[Yer qabığı relyefinin əmələ gəlməsində endogen proseslərdən tektonik hərəkətlərin rolu böyükdür. Tektonik hərəkətlər nəticəsində dənizlərdə, göllərdə və quruda əmələ gələn və əksər hallarda üfüqi vəziyyətdə yatan (çöküntü qatlarının normal yatım şəraiti pozulur və müxtəlif geoloji strukturlar əmələ gəlir.)

[Tektonik hərəkətlərin aktivliyi və xarakteri cəhətdən platformalar və geosinklinalar (yer qabığı tavalarının təmas zonaları) bir-birindən kəskin fərqlənir. Tektonik hərəkətlər platformalarda geoloji vaxt etibarlı ilə özünü olduqca zəif (qalxma və enmə amplitudu az olur), orogen qurşaqlarda isə daha fəal göstərir. Burada qalxma və enmə amplitudu qısa geoloji vaxtda böyük həddə çatır.]

Tektonik hərəkətlər platforma və geosinklinallarda relyefin formalaşmasına və inkişafına müxtəlif şəkildə təsir göstərir. Bu vəziyyət geoloji vaxt keçdikcə dəyişir, yəni daha qədim geoloji dövrlərdə geosinklinal rejimə malik olan sahələr sonralar platformaya çevrilir. Yer qabığının geotektonik inkişafı mürəkkəb olduğu kimi, onun relyefi də çox mürəkkəb olur və bunun başlıca səbəbi ayrı-ayrı sahələrdə tektonik hərəkətlərin xarakterinin (qırışıqlı, faylı, üfüqi və şaquli hərəkətlər), davamlılığının və sürətinin müxtəlif olmasıdır.

[Yer səthində olan böyük geomorfoloji vahidlər (dağlar, yaylalar, silsilələr, çökəklər və hətta bəzi düzənliklər) bilavasitə tektonik hərəkətlər nəticəsində əmələ gəlmişdir.]

[Yer qabığı daim hərəkətdədir. Bu hərəkətin istiqaməti, xarakteri və sürəti relyefdə öz əksini tapır.] Yer qabığı relyefinin əsas formalarını əmələ gətirən tektonik amilə heç vaxt passiv bir amil kimi baxmaq olmaz. Lakin bu məsələyə tektonik hərəkətlərin əmələ gətirdiyi strukturların relyefdə özünü nə dərəcədə əks

etdirməsi baxımdan yanaşdıqda, o bir qədər mürəkkəbləşir.

[Yer qabığında qədim geoloji eralarda baş vermiş tektonik hərəkətlərin əmələ gətirdiyi strukturlar və bunlara müvafiq gələn relyefin böyük formaları sonrakı eralarda xarici amillər tərəfindən tamamilə dəyişilmişdir. Məsələn, kaledon və hersin dağ əmələgəlmə mərhələlərində yaranmış yüksək dağlar hazırda peneplen şəklində, yaxud təpəlik və alçaq dağlıq, yayla şəklində qalmışdır. Bir çox yerlərdə isə onların yerində böyük abraziya düzənlikləri və ovalıqlar yerləşir.]

Neotektonik mərhələdə yenidən fəallaşan kaledon və hersin qırıxıqlığı sahələrində yalnız faylı (qaymalı) dağ silsilələri və qraben tipli dağarası, dağdaxili çökəklər yaranmışdır. Bunların hər ikisi öz morfoloji quruluşuna görə cavan qırıxıq və qırıxıq-faylı hərəkətlərin yaratdığı formalardan kəskin fərqlənir.

[Tektonik hərəkətlərin üç əsas tipi ayrılır: şaqli rəqsi hərəkətlər, qırıxıq əmələ gətirən üfqi hərəkətlər və qırılma əmələ gətirən (faylı) hərəkətlər. Neogen və dördüncü dövrdə baş verən tektonik hərəkətlərin məcmusu neotektonik hərəkətlər adlanır.

Şaqli rəqsi (épeyrogenik) hərəkətlərin relyef əmələ gəlməsində olduqca böyük rolu var. Bu hərəkətlər istiqamətinə (qalxma, enmə), miqyasına (yayılma sahəsinə) görə fərqlənir və çox müxtəlif miqyaslı relyef formaları əmələ gətirir.]

{Ən yüksək dərəcəli şaqli hərəkətlər böyük strukturların sərhədindən asılı olmayaraq, Yer qabığının çox geniş sahələrini əhatə etməklə, relyefin ən böyük formalarını (materikləri, okean yatağını) yaradır. Adətən müxtəlif istiqamətli şaqli hərəkətlərin hakim olduğu birinci dərəcəli planetar relyef formaları Yer qabığının xassəsinə görə bir-birindən kəskin fərqlənir.

İkinci dərəcəli şaqli hərəkətlər platforma və orogen qurşaqlarda yerləşən iri müsbət və mənfi relyef formalarını əmələ gətirir. Platformalardakı antekliz-yüksəkliklərin və sineklizlər-çökəklərin, orogen qurşaqlarda yerləşən dağ sistemlərinin və böyük dağarası çökəklərin, yaylaların yaranması bu hərəkətlərlə izah edilir.

Üçüncü dərəcəli şaqli hərəkətlərin yayıldığı sahə nisbətən kiçik olur. Bu hərəkətlər nəticəsində qırıxıq-faylı və stolvari-faylı dağlar və çökəklər yaranır. Qeyd etmək lazımdır ki, son za-

manlar qırıxıq-faylı və faylı dağlıq qurşaqların əmələ gəlməsini tektonik hərəkətlərin tamamilə başqa növü ilə əlaqələndirirlər. Bu litosfer tavalarının üfüqi yerdəyişməsi (hərəkəti) nəticəsində istər müasir orogen sahələrdə, istərsə də fəal tektonik zonalarda tangensial təzyiqin törətdiyi mürəkkəb hərəkətlərdir.]

Müasir geotektonika elmində qırıxıq əmələ gətirən hərəkətlərin təbiətinə və xarakterinə dair əsas iki fikir mövcuddur. Birinci fikrə görə qırıxıq əmələ gəlməsinin əsas səbəbi şaquli hərəkətlər, ikinci fikrə görə isə üfüqi hərəkətlərdir.

Şaquli hərəkətlər zamanı Yer səthinin qabarması (qalxması) nəticəsində, qalxan sahələrin yamaclarında qravitasiya təsiri altında qırıxıq əmələ gəlir.

Lakin həddən artıq sıxılmış, böyrü üstə aşmış və izoklinal qırıxıqların, eləcə də bir çox zonalarda müəyyən edilmiş tektonik örtüklərin yaranmasını tək şaquli hərəkətlərin, yaxud qalxmaların yamaclarında qravitasiya qüvvəsinin təsiri ilə izah etmək mümkün deyil. Bu növ qırıxıqların və tektonik örtüklərin (xüsusilə böyük miqyasda) əmələ gəlməsini yalnız üfüqi hərəkətlərin təsiri ilə izah etmək mümkündür.

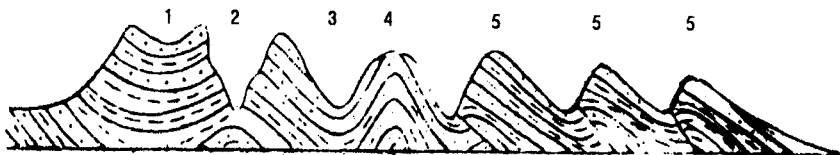
Ən böyük dərəcəli şaquli tektonik hərəkətlər materik və okeanların paylanması və konfigurasiyasını, dənizlərin transqressiyasını və reqressiyasını şərtləndirir.

Müasir dövrdə geotektonika elmində tektonik hərəkətlərin təbiətinə aid müxtəlif fikirlərin mövcud olmasına baxmayaraq, şaquli hərəkətlərin relyefin ən böyük planetar formalarının yaranmasında rolu şübhəsizdir.

Qırıxıqlıq və onu əmələ gətirən hərəkətlərin relyef əmələgəlməsində rolu. Qırıxıq strukturların relyefdə təzahürü. Qırıxıq tektonik strukturlar başlıca olaraq orogen qurşaqlar üçün səciyyəvidir. Çox mürəkkəb inkişaf yolu keçmiş və milyon, on milyon illər ərzində ekzogen amillərin təsirinə məruz qalmış, peneplenləşmiş qədim orogen qurşaqlarda qırıxıq strukturları denudasiya çox hallarda əsasına qədər kəsmişdir. Buna görə həmin qurşaqların qırıxıq tektonik strukturları müasir relyefdə öz əksini tapmır. Cavan orogen qurşaqlarda olan qırıxıq strukturlar, xüsusilə neogen-dördüncü dövrdə yaranmış qırıxıqlar isə relyefdə bu və yaxud

digər dərəcədə təzahür edir və öz morfologiyasına uyğun relyef formaları əmələ gətirir.

Qırıxıq strukturların relyef əmələ gəlməsində rolu, həmçinin həmin strukturları təşkil edən süxurların xassəsindən (litoloji tərkibindən, denudasiyaya davamlılığından) çox asılıdır. Adətən denudasiya proseslərinə az davamlı olan süxurlardan təşkil olmuş qırıxıqlar qısa geoloji vaxt ərzində dağlara, relyefdə ya zəif təzahür edir, yaxud relyef forması əmələ gətirmir. Daha davamlı süxurlardan qurulmuş qırıxıqlar isə uzun müddət özünə məxsus relyef formasını saxlayır. Bundan əlavə, qırıxıqların tektonik fəallığı da onların relyefdə təzahür etməsinin əsas səbəblərindən biridir.



Şəkil 1. Tektonik strukturların relyefdə təzahürü:

1. Sinklinal plato; 2. Antiklinal dərə; 3. Sinklinal dərə;
4. Antiklinal tirə; 5. Monoklinal tirələr.

Ən sadə tektonik qırıxıqlar antiklinal və sinklinallardır. Simmetrik quruluşlu antiklinal və sinklinal strukturlara adətən az rast gəlinir və bunlar denudasiya prosesləri təsirinə az məruz qaldıqda Yer səthində simmetrik tirələr və dərələr (çökəklər) yaradır. Lakin çox hallarda antiklinal qırıxıqları tektonik qırılmalar kəsir, onların ox müstəvisi bu və yaxud başqa qanada meyl edir, yan təzyiq nəticəsində antiklinal qırıxıq qırılma üzrə aşır, üstə gəlmə əmələ gətirir. Beləliklə, yer səthində ən çox asimmetrik quruluşlu antiklinal qırıxıqlar yaranır. Orogen zonalarda maqmatizm prosesləri də qırıxıq strukturların morfologiyasını dəyişdirir və onları mürəkkəbləşdirir. Buna görə də qırıxıq strukturların relyefdə təzahürü olduqca mürəkkəbdir.

Daha böyük və tərkibcə mürəkkəb qırıxıq strukturlar **antiklinorium** və **sinklinorium** adlanır. Antiklinoriumlar Yer səthində böyük dağ silsilələri, sinklinoriumlar isə çökəklər əmələ gətirir. Bir neçə antiklinorium və sinklinoriumlardan ibar-

rət olan daha böyük qalxmalar meqaantiklinorium adlanır. Meqaantiklinoriumlara Yer səthində böyük dağ sistemləri (məsələn, Böyük Qafqaz, Alp dağları və s.) müvafiq gəlir. Bir neçə antiklinorium və sinklinoriumu əhatə edən böyük tektonik əyilmə zonaları meqasinklinorium adlanır. Bunlara dağ sistemlərini ayıran böyük dağarası çökəklər müvafiq gəlir (məs., Cənubi Qafqazda Rion-Kür dağarası çökəkliyi).

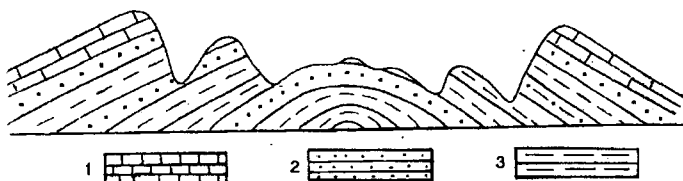
Qırıxıq strukturların məcmuundan təşkil olmuş dağ sistemləri və silsilələri eroziya-denudasiya prosesləri təsirinə məruz qaldıqca fərdi strukturların relyefdə təzahürü xarakter cəhətlərini itirir, onlar erozion dərələrlə və başqa ekzogen relyef formaları ilə çox parçalanır və beləliklə, struktur-denudasion relyefin müxtəlif tipləri yaranır. Belə relyef üçün həm struktur, həm də erozion-denudasion relyef formalarının məcmusu səciyyəvidir. Dağlıq sahələrdə qırıxıqlarla relyefin münasibəti olduqca mürəkkəbdir. Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, yalnız cavan qırıxıqlar Yer səthində özünə məxsus relyef formaları yaradır. Antiklinal qırıxığa yer səthində tirələr, sinklinallara isə həmin ölçüdə dərələr uyğun gəldikdə, düz tektonik relyef (yaxud düzgün morfostruktur) əmələ gəlir. Təbiətdə əksər halda eroziya-denudasiya prosesləri tərəfindən bu və yaxud digər dərəcədə dəyişilmiş antiklinal qırıxıqlara rast gəlirik. Çox hallarda antiklinal qırıxığın tağı boyu çay dərəsi uzanır və bunun nəticəsində struktur ilə relyefin arasında münasibət pozulur-müsbət struktur sahəsində mənfi relyef forması yaranır (şəkil 1). Səth formasının struktur ilə belə uyğunsuz münasibəti nəticəsində yaranan relyef «çevrilmiş» relyef (yaxud inversion relyef) adlanır. Bu halda bir qayda olaraq antiklinala paralel uzanan sinklinallara relyefin müsbət, forması (sinklinal dağlar, ya tirələr) uyğun gəlir. Qırıxıqlarla relyefin münasibətini araşdıraraq Y.A.Meşşeryakov düzgün, keçid (strukturun bir hissəsi, yaxud qanadı denudasiya prosesləri təsiri ilə yuyulub dağıldıqda) və çevrilmiş (inversion) morfostrukturular ayırır.

Antiklinal qırıxıqların morfologiyasından (uzunluğundan, enindən, şaquli amplitudundan) və onun quruluşundan, möhkəm və yumşaq çöküntülərin növbələşməsindən asılı olaraq bir qırıxıq üzərində denudasiya təsiri ilə mürəkkəb relyef formaları yaranır. İntensiv qırıxıqlıq sahələrində antiklinallar çox sıxıldığından en-

siz olur və relyefdə bəzən uzunsov daraqvari tirələr əmələ gətirir.

Monoklinal strukturda süxur layları bir tərəfə eyni yatımlı olur və yer səthi topoqrafiyası lay səthi topoqrafiyasına uyğun gəlir, süxur qatlarının başını dik yamacda yer səthi kəsir. Monoklinal strukturda müxtəlif davamlığı olan laylar növbələşdikdə daha möhkəm laylar strukturun uzanma istiqamətində uzanan tirələr əmələ gətirir. Eroziya və denudasiyanın təsiri altında monoklinal strukturlar sahəsində xüsusi struktur relyef tipi-kuest relyefi əmələ gəlir.

Kuest tirəsinin yamacları asimmetrik quruluşda olur. Az maili yamac möhkəm layların yatımına uyğundur (struktur yamac), dik yamac (astruktur yamac) isə layların başını kəsir.



Şəkil 2. Monoantiklinal qırıxq sahəsində relyefin struktur elementləri ilə əlaqəsi: 1. Əhəngdaşı; 2. Qumdaşı; 3. Gil.

Kuest tirələri ərazinin mütləq yüksəkliyindən, kuest strukturların böyüklüyündən, ərazinin parçalanma dərəcəsindən, kuesti təşkil edən möhkəm və yumşaq süxur qatlarının qalınlığından asılı olaraq çox müxtəlif olur. Mərkəzi Qafqazın şimal yamacında kuestlər böyük məsafədə uzanan yüksək dağlıq və orta dağlıq silsilələr əmələ gətirdiyi halda (Qayalı silsilə və başqaları), çox yerdə nisbi hündürlüyü 10 m, yaxud 100 m olan qısa tirələr yaradır. Kuest relyef tipi Böyük Qafqazın şimal yamacından başqa Krım dağlarının şimal ətəyində, Paris hövzəsinin şərqi və cənub-şərqində və bir çox başqa yerlərdə xüsusi «geomorfoloji landsaft» yaradır.

Şaquli strukturlarda süxurlar çox böyük bucaq altında yatar, hətta «başı üstə» dayanır. Bunlara dağlıq sahələrdə və qırıxqların çox sıxıldığı yerlərdə rast gəlinir. Belə strukturlar səthdə böyük relyef amplitudu əmələ gətirir. Möhkəm süxurlar gec

dağılır, yumşaq süxurlar isə asan yuyulur və onların yerində mənfı relyef formaları əmələ gəlir.

Periklinal strukturlarda laylar hər tərəfə yatır. Müxtəlif xassəli süxurların növbələşməsindən ibarət olan belə strukturlar aşındıqda, onun ədəklərində konsentrik dairələr şəklində yerləşən tirələr (kuestlər) əmələ gəlir.

Braxiantiklinallarda (duz günbəzləri və s. diapir qırışıqlarında) laylar günbəzdə az maili, qırışığın qanadlarında isə dik yatır. Belə şəraitdə eroziyanın təsiri nəticəsində möhkəm süxurlar üzərində tirələr, yumşaq süxurlar üzərində isə çökəklər əmələ gəlir.

Yer qabığının geoloji strukturları içərisində qırılmalar xüsusi yer tutur. Qırılmalara həm platforma, həm də geosinklinal sahələrdə rast gəlmək olar.

Qırılmalar özlərinin xarakterindən asılı olaraq relyefə az və ya çox təsir göstərərək, onun böyük formalarını təşkil edir. Yer qabığında qırılmalara tək halda, yaxud da bir neçə qırılma sistemi şəklində rast gəlinir. Qırılmalar sistemi sahəsində yer qabığı müxtəlif formalı massivlərə (qaymalara) bölünür. Belə sahələr qırılma strukturu sahələri adlanır.

Qırılmalar pilləvari səth əmələ gətirir. Qırılıb düşmüş sahələr qırılıb qalxmış sahələrlə növbələşdikdə qraben və horstlar əmələ gəlir. Bunların növbələşməsi isə yer səthində çökəklərin və yüksəkliklərin əmələ gəlməsinə səbəb olur. Qırılmaların amplitudu böyük olduqda (əgər onlar möhkəm süxurları kəsirsə) relyef çox girintili-çıxıntılı (parçalanmış) olur.

Böyük qırılmalar zonasında vulkanlar cərgəsi, isti bulaqlar və s. yerləşir.

Tektonik qırılmalar yer səthində geniş yayılmaqla, həm geosinklinal, həm də platforma sahələrində iri morfostrukturların sərhədi boyu uzanır, çox hallarda isə onları müxtəlif istiqamətdə kəsib keçir. Planetar qırılmalar sistemi min, hətta on min kilometrə uzanaraq, materikləri və okeanları kəsir.

Yuxarıda göstərilən qırışq və faylı strukturlarla yanaşı, yer səthində üfüqi strukturlar da geniş yayılmışdır. Üfüqi strukturlarda layların ilkin yatım şəraiti, demək olar ki, dəyişmiş, lakin onlar şaquli yerdəyişməyə məruz qalır.

Üfüqi strukturlar ən çox platformaların (xüsusilə qədim platformaların) çökmə və vulkanogen qatları örtüyü üçün səciyyəvidir.

Yer səthində üfüqi strukturlar əsasən hamar düzənliklər və yaylalar, həmçinin stolvari sahələr əmələ gətirir. Bunlara Üst-yurd platosunu, Turqay stolvari ölkəsini, Qvineya-Sudan ölkəsində, Böyük Səhranın şimal hissəsində geniş yayılmış stolvari yayla və yüksəklikləri misal göstərmək olar.

Stolvari strukturlar erozion parçalanmaya məruz qaldıqda yastı yaylalar yaranır. Bu yaylalarda çayların suayırıcıları hamar, dərələrin yamacı isə dik, sıldırım-pilləli olur. Stolvari yaylaların səthi adətən möhkəm süxur qatı ilə zirehlənir və bu onları eroziya və denudasiya təsirindən uzun müddət qoruyur.

Stolvari sahələr uzun geoloji dövrlər ərzində tektonik cəhətdən sakit olduqda, eroziya-denudasiya onları parçalayır, vaxt keçdikcə mənfi relyef formaları sahəsi genişlənir, müsbət relyef formaları (stolvari platolar) kiçilir və geniş yayla (stolvari plato) yerində şahid (qalıq) yüksəkliklər yaranır. Adətən qalıq yüksəkliklərin səthi lay səthinə uyğun olaraq hamar, yamacları isə dik olur. Bu formalar Afrikada xüsusilə geniş yayılmışdır.

Stolvari ölkələrin səthini təşkil edən çöküntü qatlarında möhkəm və yumşaq süxur layları bir neçə dəfə növbələşdikdə pilləli yamaclar yaranır (struktur terraslar).

Yuxarıda qısa səciyyəsi verilən dağ süxurlarının müxtəlif növlü deformasiyaları, dağlıq və yüksəkliklərin ümumi quruluşunu və relyefinin əsas xüsusiyyətlərini təşkil edir. Lakin yer səthində ekzogen proseslərin təsirinə məruz qalmayan dağlıq sahə olmadığından, tektonik və ekzogen proseslərin qarşılıqlı təsiri olduqca mürəkkəb morfoloji quruluşda dağlıq sahələr yaradır.

Qırıxq dağlar

Hər hansı bir dağlıq sahənin relyefi həmin sahədə baş verən tektonik hərəkətlərin xarakterindən asılı olduğu kimi, qırıxq dağların relyefi də tektonik hərəkətlərin gərginliyindən və əmələ gətirdikləri formaların xüsusiyyətlərindən (sadə və mürəkkəbliyindən) asılıdır.

Qırıxlıqların yerləşməsindən və morfoloji xüsusiyyətlərin-

dən asılı olaraq yer səthində qırıxıq dağların bir neçə tipinə rast gəlinir.

Monoantiklinal dağlar. Bunlar qırıxıq dağların ən sadə tipi olub, bir antiklinal qırıxıqdan ibarətdir. Yer səthində belə dağlar az yayılmışdır. Onlara qədim və cavan qırıxıqlıq sahələrdə təsadüf edilir. Belə dağlara Şimali Amerikada Blək Hils (Qara Təpələr) dağını, Böyük Britaniyada Pennin, Orta Asiyada Böyük Balxan dağlarını və s. misal göstərmək olar. Monoantiklinal dağlara Alp qırıxıqlığı zonasının dağarası və öndağ depressiyalarında yerləşən bir çox alçaq dağları və tirələri aid etmək olar. Bunlara Kür çökəkliyində, Tacik depressiyasında və başqa yerlərdə də rast gəlinir.

Monoantiklinal dağların morfolojiyası, onları təşkil edən antiklinal qırıxığın tektonik quruluşundan və çöküntülərin litoloji xüsusiyyətlərindən asılı olaraq müxtəlif olur. Adətən, belə dağlar cavan qırıxıq sahələrdə daha sadə quruluşlu olduğu halda, qədim qırıxıqlıq sahələrində xeyli mürəkkəb relyefi ilə seçilir. Antiklinal qırıxıq simmetrik quruluşda olduqda dağlar da simmetrik olur, qırıxıq tektonik qırılmalarla pozulduqda isə onların simmetriyası pozulur.

Bunu izah etmək üçün monoantiklinal dağın morfolojiyası nəzərdən keçirək. Monoantiklinal qırıxığın tağ hissəsi eroziya ilə parçalanmadıqda onlar çox sadə relyefə malik olur. Bu halda topoqrafik səth lay səthinə uyğun gəlir. Lakin təbiətdə yaxşı qalmış tektonik dağlara olduqca az təsadüf edilir. Əksər halda başqa dağlar kimi, monoantiklinal qırıxıq dağlar da çox parçalanır. Parçalanmanın dərəcəsi yerli iqlim şəraitindən, süxurların litoloji xüsusiyyətlərindən çox asılıdır (şəkil 2).

Monoantiklinal qırıxıq bir-biri ilə növbələşən möhkəm və yumşaq (kövrək) laylardan təşkil olunmuşdur. Onun tağ hissəsi qalan sahələrdən daha əvvəl və çox yüksəyə qalxdığı üçün tez aşınaraq, eroziya vasitəsilə daha çox parçalanır. Bu parçalanmanın sürətlənməsinə qırıxığın tağ hissəsinin tektonik çatlarla çox parçalanmasının da xeyli təsiri vardır. Qırıxığın qalın əhəngdaşı və qumdaşından ibarət olan zireh örtüyü tağ hissədə yuyulmasına baxmayaraq, onun qanadlarında yuyulmadan qorunur. Tağ hissənin özünün intensiv yuyulması da növbəti möhkəm qata çatana

qədər davam edir. Monoantiklinal qırışıqın özəyində kristallik və başqa maqmatik süxurlar eroziya ilə açıldıqda, orada daha mürəkkəb və kəskin relyef formaları (qayalı yüksəkliklər və s.) əmələ gəlir. Belə qırışıqın özəyində yerləşən möhkəm süxurlar daha dərinlikdə yatdıqda qırışıqın tağ hissəsi çox dərin yuyulur, ətraflardan konsentrik və ovalşəkili (dik yamacları içəri düşən) tirələrlə əhatələnir. Birinci və ikinci hallarda monoantiklinal dağ bir neçə əsas morfoloji elementdən ibarət olur:

1) qırışıqın tağ hissəsində olan möhkəm lay üzərində əmələ gəlmiş daxili günbəzvəri, yaxud uzunsov yayla (yaxud parçalanmış dağlıq);

2) qırışıqın qanadlarında yuyulmadan saxlanmış və möhkəm süxurlardan təşkil olunmuş, kənara az meyilli, daxilə isə dik düşən (layların açılmış başı), konsentrik dairə şəklində (yaxud yanlardan basıq) yerləşən kuest tirəsi;

3) kuestin dik daxili yamacı ilə mərkəzi yayla arasında yerləşən asimmetrik quruluşlu dərələr;

4) kənar kuesti və ya kuestləri yarıb keçən yarma dərələr.

Qırışıqların xüsusiyyətindən əlavə, qırışıq dağlıq ölkələrin relyefinin daha da mürəkkəb olmasını, uzununa və eninə (kəndələn) tektonik qırılmaların, qırışıqın günbəzində kristallik və maqmatik süxurların üzə çıxmasının, nəhayət, qırışıq dağlığın çox müxtəlif litoloji xüsusiyyətli laylardan təşkil olunmasının böyük təsiri var.

Bu xüsusiyyətlərə görə dağlıq sahələr iki yerə: sadə və mürəkkəb dağlıq sahələrə ayrılır. Sadə dağlıq sahələr çökmə süxur laylarından, mürəkkəb sahələr isə həm çökmə, həm də kristallik və maqmatik süxurlardan təşkil olunaraq, müxtəlif istiqamətli tektonik qırılmalarla parçalanır.

Faylı dağlar

Yer səthində olan dağların bir çoxu böyük tektonik qırılmalar üzrə baş verən hərəkətlərlə qırılıb-qalxma və qırılıb-düşmələrlə əlaqədar yaranmışdır. Bunlar iki tipə ayrılır: 1) qırışıq-faylı dağlar; 2) faylı dağlar.

Qırışıq - faylı dağlara qırışıqlıq zonalarında təsadüf edilir. Bu dağların relyefinin inkişafında bir neçə əsas mər-

hələ qeyd edilir. Birinci mərhələdə onlar qırıxıq dağ sistemləri olmuş, uzun geoloji dövrlərdə tektonik hərəkətlər zəiflədiyinə görə denudasiya proseslərinin təsiri ilə peneplenləşmiş, sonra isə tektonik hərəkətlər fəallaşdıqda yenidən qalxaraq, müxtəlif hündürlüklü dağlara çevrilmişdir. Axırncı qalxma prosesi artıq qırıxıq əmələ gəlməsi ilə müşayiət olunmur, dağların ayrı-ayrı zonaları bir-birindən qırılmalarla ayrılır. Bu dağların relyefində ilk mərhələlərdə yaranmış və tamamilə denudasiya prosesi tərəfindən kəsilmiş qırıxıqlıq, istər dağların struktur xüsusiyyətində, istərsə də geomorfoloji quruluşunda və relyef formalarının inkişafında görkəmli yer tutmur. Orta Avropanın hersin qırıxıqlığı dağlarının bir qismi, Şərqi Asiyada yansan (ienşan) strukturları zonasında yerləşən dağların bir çoxu qırıxıq-faylı dağlara aiddir. Belə dağlar, həmçinin Sibirin cənubunda, Orta Asiyada, Şimali Amerika Kordilyerlərinin şərq zonasında geniş yayılmışdır. Ural, Appalaçlar və s. qırıxıq-faylı dağlar sırasına aid edilir. Bu dağlar, alp qırıxıqlığı dağlarından xeyli alçaq olmaqla, üfüqi və şaquli parçalanmasına görə onlardan geri qalır. Çox vaxt bu dağlarda alp tipli relyefə rast gəlinmir. Bu həm də dağların yerləşdiyi iqlim qurşağı ilə əlaqədardır. Bu dağların bəzən çox yüksək olmasının səbəbi fəallaşmış, alp orogenezi zamanı orogen xeyli yüksəyə qalxmalarıdır. Odur ki, belə dağlara cavanlaşmış dağlar da deyilir.

Yer qabığının fəallaşmış zonalarında yerləşən qırıxıq-faylı dağlar yüksəkliyinə görə heç də alp qırıxıqlığı zonası dağlarından geri qalmır. Bu dağlara Tyan-Şan, Kunlun, Altay, Alay-Türküstan dağları və s. daxildir. İqlimi çox quru olan sahələrdə yerləşməsinə baxmayaraq, bu dağlar çox yüksəyə qalxdıqlarına görə alp tipli relyefə malikdirlər. Bu dağların relyefinin başlıca xüsusiyyətlərindən biri də müxtəlif yüksəkliklərdə, hətta yüksək dağlıq zonada geniş hamar səthlərin və yüksəyə qalxmış peneplenlərin olmasıdır. Burada yerləşən yüksək hamar yaylalar dik sıldırım yamaclarla təzad təşkil edir.

Faylı dağlar. Yer səthinin qırılmalarla əhatə olunmuş sahələri dəniz səviyyəsindən xeyli yüksəyə qalxdıqda faylı dağlar əmələ gətirir. Faylı dağları stolvari faylı dağlar da adlandırırlar. Bu dağlar, səthi üfüqi yatan laylardan təşkil olunmuş qədim kristallik sahələrdə yerləşən düzənliklərin qırılmalar üzrə

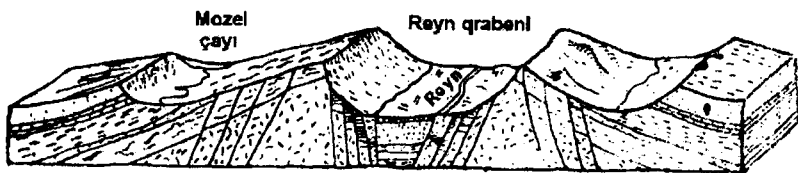
müxtəlif yüksəkliklərə qalxması nəticəsində əmələ gəlir. Bəzən denudasiya nazik çökmə süxur örtüyünü apardıqda, kristallik süxurlar səthə çıxır. Faylı dağlar zonasında relyefin müsbət formaları horst strukturlarına, dərələr və çökəkliklər isə qraben quruluşlu çökəklərə uyğun gəlir. Bəzən qraben çökəklər su ilə dolaraq, göl, dəniz və körfəz əmələ gətirir.

Faylı dağlara Avstraliyada Flinders dağlarını, Qərbi Avropada Hars, Vogez və Şvarsvaldi, Cənubi Amerikada Syerra-Kordovani, İspaniyada Mərkəzi Kordilyerləri, Mərkəzi Asiyada Alaşan və İnşan dağlarını və s. misal göstərmək olar.

Yer səthində ən tipik qırılmalar zonaları Şərqi Afrikada və Ərəbistanın Aralıq dənizi sahillərində, Şimali Amerikada Kanada qalxanı ətrafında, qismən Fennoskandiyada, Sibirdə, Avstraliyada və s. sahələrdə yerləşir. Afrika ilə Ərəbistan yarımadası arasında Qırmızı dəniz, Şərqi Afrikada Rudolf, Albert, Tanqanika, Nyasa gölləri, Ön Asiyada Ölü dənizi, Sibirdə Baykal gölü, Şimali Amerikada Böyük göllər, Cənubi İsveçdə, Finlandiyada və s. yerləşən bir çox böyük göllər qraben çökəkliklərində yerləşirlər.

Qırılıb-düşmə amplitudundan asılı olaraq qraben çökəkliklərinin dərinliyi bir neçə on metrədən 1–2 km-ə qədər, hətta bundan da artıq ola bilər (Qırmızı dəniz, Tanqanika və Baykal çökəklikləri).

Bəzi qrabenlər çox quru iqlim zonasında yerləşdiyinə görə dibi su ilə örtülü olmur. Bunlar, adətən, dəniz səviyyəsindən alçaqda yerləşən çökəkliklər əmələ gətirir. Tipik qrabenlərə eyni zamanda Yuxarı Reyn dərəsini də misal göstərmək olar (şəkil 3). Burada allüvial çöküntülərin qalın qatı toplanmışdır. Yamaclarda toplanan çöküntülər qrabeni əhatə edən alçaq pillələri örtmüşdür.



Şəkil 3. Reyn qrabeni.

Neotektonik hərəkətlərin relyef əmələ gəlməsində rolu

Relyefin əmələ gəlməsində tektonik hərəkətlərin geomorfoloji əhəmiyyətindən danışdıqda neotektonik (yeni tektonik) hərəkətlərə xüsusi diqqət verilməlidir. Neotektonika anlayışını birinci dəfə sovet alimi S.S.Şuls irəli sürmüş və məşhur geoloq V.A.Obruçev tərəfindən elmi surətdə əsaslandırılmışdır. Yer səthi relyefinin hazırda müşahidə edilən əsas formalarının yaranmasında neogen və dördüncü dövrü əhatə edən neotektonik hərəkətlər böyük rol oynamışdır. Neotektonik hərəkətlər Yer küresinin hər yerində baş vermişdir. Bu ya kiçik sahələrdə difrensial yerli hərəkətlər, yaxud da daha böyük əraziləri tutan rəqsi hərəkətlər (qalxma və enmə) halında özünü göstərir.

Neotektonik hərəkətlər relyef əmələ gəlməsinə iki yolla təsir edə bilər: 1) topoqrafik səthin bilavasidə deformasiyası; 2) xarici amillərin təsir zonasının dəyişməsi (yeni geomorfoloji səviyyələrin yaranması).

Relyefin əmələ gəlməsində neotektonik hərəkətlər, xüsusilə cavan dağlıq sahələrdə özünü daha aydın göstərir. Qafqaz, Orta Asiya və dünyanın başqa dağlıq sahələri buna misal ola bilər.

Bəzi alimlərin fikrincə Baş Qafqaz dağları neotektonik hərəkətlər nəticəsində 2500–4000 m yüksəkliyə qalxmış, Kür və Rion çökəkləri 2000–7000 m enmiş və cavan çöküntülərlə dolmuşdur. Orta Asiyada Pamir və Tyan-Şan dağları 6000 m, Apenin dağları isə 1500 m qalxmışdır. Yalnız dördüncü dövrdə Qafqaz 1–1,5 km, Himalay dağları 2–3 km yüksəyə qalxmışdır.

Dağlıq sahələrdə neotektonik qalxmalar intensiv getdiyinə görə, burada dib eroziya daha qüvvətli olur, cox dərin, hətta dar və kanyonvari dərələr əmələ gəlir. Ümumiyyətlə, müasir dərələrin əksəriyyəti neotektonik mərhələdə əmələ gəlmiş, qədim dərələr isə bu mərhələdə öz morfoloji əlamətlərini xeyli dəyişmişdir.

Neotektonik hərəkətlər nəticəsində baş verən qalxma və çökmə hadisələri okean, dəniz və göllərin sahil xəttinin dəyişməsinə, yeni səviyyədə abraziyon və akkumlyativ relyef formalarının əmələ gəlməsinə, Dünya Okeanının, ayrı-ayrı dəniz və göllərin sahil xəttinin dəyişməsinə, səbəb olmuşdur.

Neotektonik hərəkətlərin öyrənilməsində, xüsusilə dağlıq sahələrdə və dəniz sahillərində əsasən geomorfoloji üsullardan, tektonik öyilmə sahələrində isə geoloji üsullardan istifadə edilir.

Neotektonik hərəkətlərin əsas geomorfoloji əlamətləri iqlim tərəddüdü ilə əlaqədar olmayan dəniz və çay terrasları, qədim düzəlmə səthlərinin, dəniz və çay terraslarının deformasiyası, su ilə örtülmüş dəniz sahil formaları, dəniz səviyyəsindən xeyli yüksəyə qalxmış və ya enmiş mərcan rifləri, antesedent dərələr və s.dır.

Neotektonik hərəkətlərin fəallığı özünü relyefin başqa xüsusiyyətlərində də dolayı yolla da olsa göstərir. Adətən neotektonik mərhələdə intensiv qalxmış dağlıq ölkələrdə relyefin enerjisi böyük olur, dağ yamacları dik olmaqla, dərin çay dərələri ilə kəsilir, yamacın meyilliyi çox olur, nisbi və mütləq yüksəklik amplitudu böyük həddə çatır, yüksəklik landşaft qurşaqları spektri daha dolğunluğu ilə səciyyələnir və i. a.

Neotektonik hərəkətlər müasir dövrdə də relyefə təsir göstərir və tektonik hərəkətlərin bütün məlum növləri şəklində (rəqsi, qırıxıqlıq və qırılma əmələ gətirən) təzahür edir. Müasir tektonik hərəkətlərə V.Y.Xain tarixi dövrdə baş verən və hazırda davam edən hərəkətləri aid edir. Bu hərəkətlər arxeoloji, tarixi məlumatlara əsasən və yüksək dəqiqlikdə aparılan təkrar nivelirləmə yolu ilə öyrənilir.

Yüksək dəqiqlikdə aparılan geodeziya ölçü işləri nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, müasir tektonik hərəkətlərin yayılma sahələri neotektonik hərəkətlərin yayılma sahələrinə əsasən uyğun gəlir. Müsbət morfostrukturlar qalxmağa mənfi morfostrukturlar isə enməyə məruz qalır. Müasir tektonik qalxmaların sürəti Alp-Himalay orogen zonalarında ildə bir neçə mm ilə 10 mm (və artıq) arasında dəyişir. Düzənlik sahələrdə isə enmə və qalxma sürəti əksər hallarda ildə 1-2 mm-dir (bəzən 3 mm-dən artıq).

V FƏSİL

MAQMATİZM VƏ ONUN RELYEF ƏMƏLƏ GƏLMƏSİNDƏ ROLU

• Maqmatizm prosesi, endogen proseslər içərisində relyef əmələ gətirmə roluna görə hər yerdə müxtəlif şəkildə baş verən tektonik hərəkətlərə nisbətən geri qalsa da, özünəməxsus relyef formaları yaradır. Maqmatizm, geniş sahələri tutan tektonik hərəkətlərdən fərqli olaraq, Yer qabığının yalnız dərinlik qırılmaları ilə kəsilən müəyyən zonaları üçün səciyyəvidir.

• Maqmatizm proseslərinin daha geniş yayıldığı sahələr kontinental və okean rift zonaları, Kolliziya və Subduksiya zonaları, mantiyanın «qaynar» sahələri üzərində yerləşən okean tavası, Alp qırışıqlığı və orogen qurşaqlarının ayrı-ayrı sahələridir.

Nadir hallarda göstərilən qurşaqlardan kənarda vulkan sahələrinə təsadüf etmək mümkündür. Okean dibində isə sualtı silsilələrdən kənarda da maqmatik proses geniş yayılmışdır. Keçmiş geoloji dövrlərdə maqmatizm daha geniş ərazilərdə baş vermişdi. Kontinental və okean riftləri Yer qabığının dartılma zonaları olduğundan burada qabığın bütövlüyü pozulur, dərinlik tektonik qırılmaları yaranır və həmin qırılmalar üzrə dərinlikdə yerləşən maqmatik kütlələr ya bilavasitə yer səthinə çıxır və böyük sahələri əhatə edir, ya da ayrı-ayrı sahələrdə lokalizə olub, vulkanlar cərgəsi yaradır. Çox hallarda, xüsusilə orogen zonalarda maqmatik kütlə Yer səthinə çıxmadan, səthdən müəyyən dərinlikdə soyuyan, müxtəlif morfoloji quruluşu olan intruziv kütlələr əmələ gətirir.

İntruziv maqmatizmin relyefə təsiri

Yer qabığına daxil olan maqmatik kütlələrin təzyiqi az olduqda, onlar bilavasitə yer səthinə çıxma bilmir və müəyyən dərinliklərdə soyuyur. Adətən intruziv maqmatik kütlələr səthə yaxınlaşdıqda onu qabardır və müxtəlif həcmli yüksəkliklər, təpələr əmələ gətirir. Vaxt keçdikcə bu kütlələrin səthinə örtən çökmə süxur qatları eroziya və denudasiya prosesləri ilə yuyulub aparılır və intruziv kütlələrin səthi açılır. Aşınma və denudasiya daha davamlı olduğundan, onların ətrafında yerləşən az davamlı çöküntü

süxur qatları yayılan sahələrin səthi açıldıqca, maqmatik kütlələr yer səthində müxtəlif müsbət relyef formaları əmələ gətirir. Bu formalar öz morfoloji quruluşuna görə intruziv maqmatik kütlənin morfolojiyasına uyğun gəlir.

•Maqmatik kütlə yer qabığının yuxarı qatlarını şaquli, yaxud maili kəsən uzun tektonik çatlara dolub, orada bərkiyir və damar şəklində uzanır. Bu damarlar çökmə süxur laylarında olduğu kimi, müəyyən uzanma və yatım elementləri ilə səciyyələnir və əsasən iki növü olur: 1.Lay damarları (lay intruzivi), 2.Kəsən damar .

• Lay damarları, səthi açıldıqca meyilli yatımda olursa, ensiz daraqvari tirə əmələ gətirir. Geniş sahələrdə təkrarlanan lay intruzivləri üfüqi vəziyyətdə yatdıqda, həmin sahədə, eroziya və denudasiya nəticəsində geniş pilləvari relyef yaradır. Buna ən tipik misal Orta Sibir yaylasındaki trapp formasıyası yayıldığı ərazidir.

• Kəsən damarı denudasiya prosesləri açdıqda, Yer səthində qala divarlarına bənzəri olan, divar şəkilli, çox ensiz (bıçaqvari) tirələr yaranır. Belə formaları, hətta vulkan qurğularının yamaclarında da müşahidə etmək mümkündür. Bir-biri ilə kəsişən damarlar sıx yerləşdikdə genişlənən səthdə şəhər xarabalıqlarını xatırladan relyef əmələ gəlir.

Daha böyük ölçüyə malik və dərinə getdikcə genişlənən intruziv kütlələr batolit adlanır. Batolitlər yer səthini qabardaraq böyük, uzunsov yüksəkliklər, hətta dağlar əmələ gətirir. Orogen sahələrdə bir çox antiklinoriumların özəyində böyük batolit kütlələri yerləşir. Orta Asiyada Zərəfşan silsiləsi, Zaqafqaziyada Konqur-Alagöz massivi, ABŞ-da Syerra Nevada dağlarında böyük qranit batolitləri buna misal ola bilər.

Yer qabığının ən yuxarı qatına daxil olan günbəzvari, yaxud göbələk formalı intruziv kütlə lakkolit adlanır.

• Lakkolitlər maqmanın yer qabığının üst təbəqələrinə daxil olması və burada çökmə süxur qatları arasında soyuması nəticəsində əmələ gələn formadır. Prinsip etibarı ilə lakkoliti yarımçıq (inkışaf etməmiş) vulkan adlandırmaq olar. Maqmatik kütlənin yer səthindən hansı dərinlikdə soyumasından, həcmindən və formasından asılı olaraq müxtəlif relyef formaları əmələ gəlir.

Maqma yer səthinə yaxın soyuduqda, üstə yatan çöküntü süxur laylarını müxtəlif dərəcədə qabardır və laylar hər tərəfə yatan günbəzvari qırıxıq əmələ gətirir. Lakkolit yüksəkliyinin təg hissəsində laylar kiçik bucaq altında, ətəyində isə böyük bucaq altında yatır, bəzən başı üstə qoyulmuş vəziyyətdə olur.

Soyumuş maqmatik kütlənin üzərində yatan çökmə süxur layları, xarici amillərin təsiri nəticəsində yuyulduqda, lakkolit üzə çıxır. Çox vaxt yalnız üstü yuyulmuş lakkolitlərə, az hallarda isə çökmə süxur örtüyü tamamilə yuyulmuş lakkolitlərə rast gəlmək olur. Maqmatik kütlənin formasından asılı olaraq, müsbət relyef formaları şiş, yaxud yastı və günbəzəoxşar təpələr formasında olur. Lakkolitlər yer səthində çox hündür dağlar əmələ gətirə bilmir. Onların nisbi yüksəkliyi 100-200 m-dən 500-900 m-ə qədər olur.

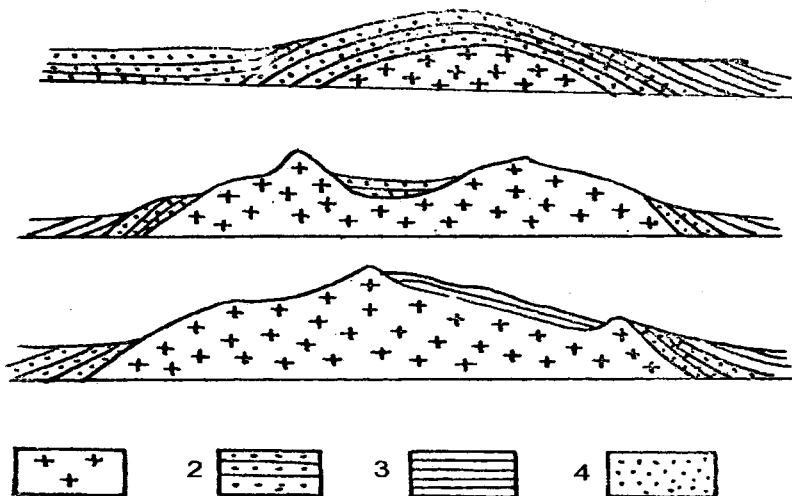
Morfologiyasına görə bəzən lakkolitlər və ekstruziv təpələr bir-birinə bənzəyir. Onları fərqləndirən cəhət odur ki, lakkolitin ətəyində çöküntü süxurları qırıxmış halda olaraq, intruziv kütlə üzərində yatır, ekstruziv sahəsində isə həmin laylar bu kütlənin altına keçir.

Bəzən mürəkkəb quruluşda olan lakkolitlərdə də layların intruziv kütlə altına keçməsi müşahidə olunur.

Yer səthində geomorfoloji cəhətdən tipik olan lakkolitlərə Şimali Qafqazda Pyatigorsk ətrafında, Krımın cənub sahilində, Şimali Amerikada Yuta ştatında (Henri Mountins lakkolitləri) rast gəlmək mümkündür.

Lakkolitlər Şimali Qafqazın maili düzənlik və yaylalarında çox mənzərəli geomorfoloji landşaft əmələ gətirmişdir. Burada ən böyük lakkolitlər Beştav və Maşuk dağlarıdır (nisbi amplitudu 700-900 m), qalan lakkolitlər (Razvalka, Jeleznaya, Zolotoy Kurqan, Verblyud, Sablya və s.) nisbətən alçaq dağlar və təpələrdən ibarətdir. Krımda ən məşhur lakkolit, çöküntü örtüyü tamamilə yuyulmuş Ayıdağdır (şəkil 4).

Dağlıq rayonlarda lakkolitlər geomorfoloji cəhətdən az görkəmli olur.



Şəkil 4. Şimali Qafqazda lakkolitlər. 1. Maqmatik süxurlar;
2. Tabaşır çöküntüləri; 3. Eosen çöküntüləri; 4. Travertinlər.

Beləliklə, intruziv maqmatizm yer səthi relyefinə iki yolla təsir edir. Birinci yol, bilavasitə intruziv kütlənin yer qabığının yuxarı qatlarına daxil olması və səthi qabartması nəticəsində yeni müsbət relyef forması yaratmasıdır. Bu intruziv maqmatizmin relyefə fəal təsiridir.

İkinci yol, müəyyən dərinlikdə yerləşən intruziv kütlələr üzərində yatan çökmə süxur örtüyü denudasiya vasitəsilə dağılıb aparıldıqdan sonra, ekzogen amillərin təsirinə qarşı daha davamlı olan maqmatik süxurlar kütləsinin (batolitlər, lakkolitlər, damarlar, ştoklar) yer səthində özünəməxsus müsbət relyef formaları kimi qalmasıdır (bu passiv yoldur, başqa prosesin nəticəsində maqmatik kütlənin relyefdə özünü göstərməsidir).

Effuziv maqmatizmin (vulkanizmin) relyefə təsiri.

Vulkanizm haqqında ümumi anlayış

Vulkan mənşəli relyef formaları Yer səthinin müəyyən zona və sahələrində geniş yayılaraq, relyefin başqa genetik tiplərindən istər zahiri görünüşünə (morfologiyasına), istərsə də əmələ gəlməsinə və onu təşkil edən süxur qatlarının xarakterinə görə kəs-

kin fərqlənir. Bundan başqa, vulkanik sahələrin özü də morfologiyasına görə bir-birindən müəyyən dərəcədə fərqlənir. Bu, başlıca olaraq vulkan püskürməsinin xarakterindən, vulkan məhsullarının xassələrindən, vulkanik sahənin hansı iqlim qurşağında yerləşməsindən və geoloji yaşından asılıdır. Göstərilən amillərin müxtəlifliyi ilə əlaqədar olaraq, yer səthinin ayrı-ayrı vulkanik sahələrində müxtəlif morfoloji xüsusiyyətə malik vulkan relyef formalarına rast gəlmək olar. Bu məsələləri daha aydın təsəvvür etmək üçün vulkanizmin bəzi ümumi məsələləri ilə qısaca tanış olaq.

Vulkanizm dedikdə, yerin dərinliklərində baş verən mürəkkəb proseslər nəticəsində əmələ gələn, qazlarla doymuş ərinti mineral kütlənin–maqmanın və onun törəmələrinin yer səthinə püskürməsi, yaxud yer qabığının yuxarı qatlarına daxil olması proseslərinin məcmusu nəzərdə tutulur.

Yer səthində bir-birindən çox uzaqlarda yerləşən vulkanik sahələrdə vulkan süxurlarının eyni olması, alimlərdə belə fikir yaratmışdır ki, guya bütün vulkanlar bir maqmatik ocaqdan qidalanır. Belə təsəvvür, həm də kainatın və Yerin əmələ gəlməsi haqqında uzun müddət elmdə hökm sürən Kant və Laplas nəzəriyyəsi ilə müəyyən dərəcədə uzlaşırdı.

O.J.Şmidt tərəfindən irəli sürülmüş kosmoqoniya nəzəriyyəsi, yeri ilkin soyuq və bərk bir kütlə hesab edir.

Sonralar Yer, daxilində olan radioaktiv maddələrin parçalanması nəticəsində istiləşir. Geofiziklər müəyyən etmişlər ki, 50–100 km dərinlikdə, Yerin peridot mantiyasının üst təbəqələrində istilikkeçirmə qabiliyyəti azdır, lakin daxilə gedikçə o artır. Buna görə, milyard illər keçməsinə baxmayaraq, Yer öz daxili istiliyini itirmir. Yer qabığının müxtəlif dərinliklərində istilik keçirmə qabiliyyəti eyni olmadığına görə, ən böyük temperatur qradienti mantiyanın üst təbəqələrində, təxminən 1000 km dərinlikdə yerləşən qatda olmalıdır. Yer əmələ gəlmədən 2–3 milyard il sonra onun bu qatında 50–200 km–dən 500–700 km dərinliyə qədər elə bir qurşaq yarandı ki, həmin qurşaqda temperatur ultrasəs süxurların əriməsi həddinə çatdı. E.A.Lyubimova tərəfindən diferensiasiya qurşağı adlandırılan bu qurşaqda, maqmatik ocaqların əmələ gəlməsinə şərait yarandı və maddələrin dife-

rensiasiyası sial yer qabığının yaranmasına gətirib çıxartdı.

Ərimə qurşağı yer qabığında bütöv deyil. Ərimə və maddənin diferensiasiyası təzyiq azalan sahələrdə baş verir ki, bu da bir qayda olaraq dərinlik qırılma xətləri zonasına uyğun gəlir. Maddələrin diferensiasiyası qurşağının alt sərhədi 600-700 km dərinlikdə yerləşir. Burada dərinlik tektonik qırılmalar qurtarır. Bir çox vulkan ocaqlarının dərinliyi və həcmi artıq müəyyən edilmişdir. Q.S.Qorşkov müəyyən etmişdir ki, Kamçatkadakı Klyuçev vulkanını qidalandıran maqmatik ocaq 50-70 km dərinlikdə yerləşir. Onun diametri 25-35 km, odlu maye maqmanın həcmi isə təxminən 10-20 min km^3 -dir.

Beləliklə, hazırda müəyyən edilmişdir ki, vulkanlar ayrı-ayrı maqmatik ocaqlardan qidalanır. Onları qidalandıran maqmatik ocaq 600-700 km-ə qədər dərinlikdə, peridotit- mantiyanın üst qatının bərk kütləsi daxilində yerləşir.

Maqma hövzəsinin yer səthindən dərinliyi və həcmi müxtəlifdir. Həmin hövzələr yer səthi ilə müxtəlif yollarla əlaqədardır. Maqma çıxaran yollar boru şəkilli, uzun çat formalı olaraq yer səthində bir və ya bir neçə vulkan əmələ gətirir. Bir maqmatik ocaq yer səthində bir və ya bir neçə vulkan əmələ gətirərək bir, yaxud bir neçə vulkanı (vulkan qrupunu) qidalandıra bilər. Eyni zamanda bir-birinə yaxın yerləşən vulkanlar müxtəlif ocaqlarla əlaqədar ola bilər. Birinci hala Şimali Qafqazda Beştau lakkolitlərini misal göstərmək olar. Çox vaxt yaxın məsafədə yerləşən vulkanların püskürmə məhsullarının müxtəlif olması, onların sərbəst ocaqlardan qidalanmasını göstərir.

Vulkan püskürməsinin səbəbinin öyrənilməsi əsas məsələlərdən biridir. Bəzi alimlər maqmanı passiv kütlə kimi xarakterizə edir, püskürmənin başlanmasında onun rolunun olmadığını söyləyirlər. E.Züss belə hesab edirdi ki, yerin dərinliyində olan yanar maqma kütləsi yer qabığının yığılması nəticəsində yanlardan sıxışdırılır və mexaniki olaraq yer səthinə çıxarılır. Bəzi alimlər püskürmə prosesinin əsas səbəbini maqmanın fəallığında, bəziləri maqmadakı qazlarda, bəziləri isə maqmadan ayrılan su buxarında görürlər.

Eyni zamanda hər bir konkret şəraitdə bu üç amilin biri daha aktiv ola bilər. Məsələn, bəzi vulkan püskürmələrinin partlayışla

başlaması qazların fəallığı ilə, çox lava püskürən vulkanların püskürməsi maqmanın daha çox fəallığı ilə izah edilir.

Vulkanizm prosesində Yer qabığını kəsən dərinlik qırılmaları sistemlərini, litosferin ayrı-ayrı tavalarını hərəkətə gətirən mantiyadakı konvektiv cərəyanları, yer qabığının sıxılması və dartılması zonalarını, eləcə də subduksiya zonası adlanan dibi okean çökəklərini, onlara yanaşan adalar qövsü və orogen zonalarında gedən mürekkəb geotektonik proseslərin məcmusunu nəzərdən qaçıрмаq olmaz. Okean dibində vulkan zonaları əsasən rift və transform qırılmalar zonalarına müvafiq gəlir. Bəzi alimlərin fikrincə, mantiyanın müəyyən hissələrində yüz milyon illər ərzində öz mövqeyini dəyişməyən qaynar (qızmar) nöqtələr var ki, bunların səthə proyeksiyasında daim fəal vulkanlar yerləşir.

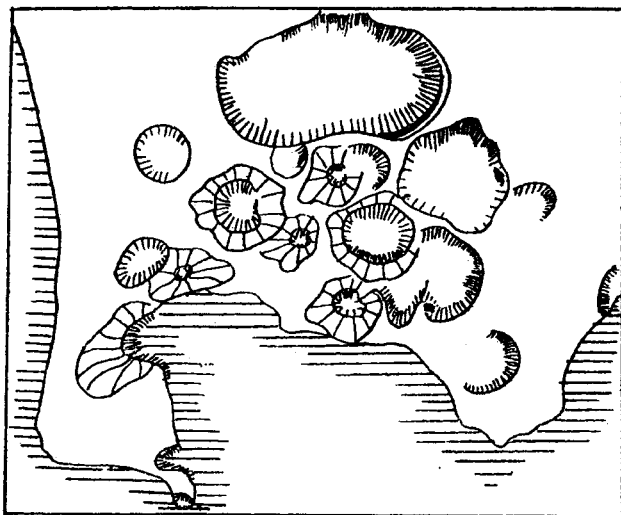
Adətən püskürmə üç tipə ayrılır: 1.sahəvi; 2.xətti; 3.mərkəzi.

Sahəvi püskürmə–Yerin inkişafının ilk mərhələlərində, hələ yer qabığı çox nazik olduğu bir vaxtda baş verərək, geniş sahələrdə maqmanın səthə çıxması ilə nəticələnmişdir. Bu yolla püskürmə, yer qabığının qalınlığı artdığına görə, sonrakı dövrlərdə artıq baş verə bilməzdi.

Xətti püskürmə–qədim geoloji dövrlərdə çox geniş yayılmış püskürmə tipidir. Buna hazırda az təsadüf edilir. Püskürmə adətən dərinlik çatları üzrə baş vermiş, yer səthinə çıxan lava və başqa piroklastik məhsullar böyük örtük əmələ gətirmişdir (Dekanyaylası, Həbəşistan, Orta Sibir və s.). Xətti püskürmə hazırda yalnız İslandiya adasında müşahidə edilir.

Mərkəzi püskürmə–ən çox üçüncü və xüsusilə dördüncü dövr üçün xarakter püskürmə tipidir. Maqmatik ocaq yer səthi ilə dairəvi, yaxud bir qədər basıq boru vasitəsilə əlaqədar olur. Yer səthinə çıxan lava və qırıntı məhsul bu borunun kənarına toplanır və hər tərəfə yatan laylar əmələ gətirir. Püskürmə uzun müddət davam etdikdə borunun ətrafında başı deşik konus formalı yüksəklik (vulkan dağı) əmələ gəlir. Konusun zirvəsində, çıxarıcı borunun ucunda qıfa oxşar çökək yerləşir ki, bu krater adlanır. Mərkəz püskürmələr zamanı bəzən mənfi relyef forması–qıfaoxşar çökək əmələ gəlir (şəkil 5). Bunlar püskürmə partlayışla baş verdikdə, lava və başqa qırıntı məhsulların yer səthinə az çıxdığı zaman əmələ gəlir. Belə çökəklər su ilə dolduqda,

onun yerində dairəvi göllər yaranır.

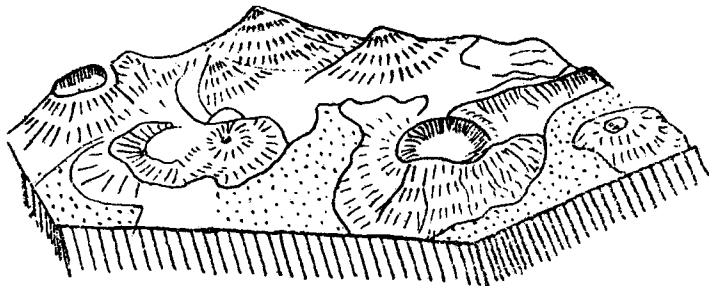


Şəkil 5. Neapol şəhəri yaxınlığında Fileqrey vulkan sahəsi.

Müəyyən edilmişdir ki, mərkəz püskürmələr əsasən iki mərhələdə baş verir: eksploziv (partlayış) və effuziv (axma-maye lavanın axması). Eksploziv mərhələdə, hələ yerin müəyyən dərinliyində maqmadan ayrılan qazlar borunu açır, sonra həmin boru üzrə yerin səthinə vulkan məhsulu (lava və qırıntı məhsulları) çıxır. Bəzən isə püskürmə çox güclü partlayışla qurtarır. Bu halda yerin səthində müsbət relyef forması əmələ gəlmir.

Maqmatik ocağın xarakterindən və onun üzərində yerləşən yer qabığının üst təbəqəsinin dərinlik tektonik çatlarla parçalanma dərəcəsiindən asılı olaraq, yer səthində vulkanlar tək, qrup halında, bir xətt üzrə və səpələnmiş halda (bir neçə kəsişən xətlər üzrə) yerləşə bilər. Yer səthində vulkanların sıx yerləşməsi xüsusi vulkanik sahə əmələ gətirir. Adətən belə sahələr vulkanik landşaft adlanır (şəkil 6). Vulkanik landşaft, fəaliyyətdə olan vulkanik landşafta və sönmüş vulkanik landşafta ayrılır. Bunlar xarici morfoloji xüsusiyyətlərinə, vulkanik landşaftın müasir dinamikasına və inkişafına görə fərqlənir. Sönmüş vulkan

landşaftında vulkan aparatları eroziya və denudasiya ilə çox parçalanmış olduğu halda, fəaliyyətdə olan vulkanik sahələrdə vulkanik relyef formaları bu prosesə az məruz qalmışdır.



Şəkil 6. Vulkanik landşaft.

Vulkan püskürmələri yer səthinə çıxan məhsulun xarakterinə görə əsas iki tipə ayrılır:

1. Effuziv püskürmə–yer səthinə çıxan məhsul maye lavadır.
2. Eksploziv püskürmə–yer səthinə əsasən qırıntı məhsul atılır. Əksər vulkanlarda püskürmənin hər iki tipi müşahidə olunur və bu tiplərdən biri üstünlük təşkil edir.

Effuziv vulkan fəaliyyəti də üç yarım tipə ayrılır: 1–təpə, mərkəzi püskürmə; 2–yan püskürmə; 3–ekssentrik püskürmə. Birinci halda lava vulkanın əsas boğazından çıxır, ikinci halda əsas boğazdan yan boğazlar ayrılmış olur ki, bunlar vulkanın yamacında səthə çıxış tapır (tüfeyli kraterlər). Üçüncü halda isə əsas vulkan boğazından asılı olmayaraq, lava və qazlar vulkanın ətəyində və yamacında özünə yeni yol açıb, yer səthinə çıxır.

Vulkan püskürmələrinin müxtəlif növlü olması özünü vulkan qurğularının morfologiyasında və əmələ gətirdikləri relyefin bəzi əlamətdar xüsusiyyətlərində əks etdirir. Xarakterinə görə püskürmə aşağıdakı tiplərə ayrılır:

İslandiya tipi – lavanın çatlar boyu sakit püskürməsi ilə xarakterizə olunur. Püskürülən əsas lava çox sıyıq olduğundan, püskürmə sakit keçir və lava çatlar ətrafında çox geniş əraziyə yayılır. Çatlar boyu onlarla püskürmə mərkəzi yerləşir, kiçik vulkan külü və bombaları konusu yaranır;

Havay tipi – İslandiya tipində olduğu kimi püskürmə sakit

keçir, sıyıqlar fəvvərə vurur. Lakin əvvəlki tipdən fərqli olaraq püskürmə əsas bir mərkəzdə yerləşən çatlarda baş verir. Lava fəvvərələri püskürmənin başlıca növüdür. Lava çatlardan, yaxud əsas gətirici borudan səthə çıxaraq, geniş sahələrdə yayılır. Lava sıyıq olduğundan vulkanik dağın zirvəsi yastı olur (plato şəklində) və burada içərisində qaynar lava gölü olan kraterlər, quyular yerləşir;

Stromboli tipində – püskürmə daim mərkəzdə-kraterdən baş verir. Əsasən bazalt və andezit lavaları püskürür. Kraterdən hərdən bir lava fəvvərə vurur. Lakin əsasən qazlarla zəngin qatı lava püskürür, buna görə də vulkan daim fəaliyyətdə olmaqla, əsasən partlayışla müşayiət olunur. Püskürmə ritmik, çox vaxt isə arası-kəsilmədən partlayışla davam edir, ayrılan su buxarı və qazlar lavanı parçalayır, qaynar şlak və bombalar şəklində havaya atır, lakin vulkan külü əmələ gəlmir. Strombolidən başqa Meksikada Parikutin vulkanı da bu tipə aiddir;

Vulkano tipi – güclü dövrü partlayışla püskürür. Əsasən çox qatı andezit, dasit və traxit lavalar, çox nadir hallarda bazalt lavası ayrılır. Lava çox qatı olduğundan, o vulkan aparatının boğazının (borunun) yuxarı hissəsində və kraterdə tıxac əmələ gətirir. Bu tıxac altında toplanan qazlar partlayışa səbəb olur. Bəzən püskürmə zamanı baş verən güclü qaz partlayışı vulkan aparatını dağdır;

Vezuvi tipinə – dövrü partlayışla püskürən vulkanlar aiddir. Partlayış 40-50 ildən bir baş verir. Qalan vaxt vulkan sakit olur. Yer səthinə əsasən piroklastik məhsullar atılır, az hallarda isə qatı lava püskürür. Güclü partlayış zamanı vulkan aparatı (konusvari dağ) partlayır, vulkan aparatının aşağısından qalxan lava və aparatın yuxarı hissəsini təşkil edən müxtəlif vulkan məhsulları çox xırdalanır, kül, pemza və ləpillər şəklində havaya sovrulur. Vulkan külü çox qızmar olur və hava axınları (cərəyanları) ilə uzaqlara aparılır;

Pele tipi – Martinika adasındakı (Kiçik Antil adaları) Mon-Pele vulkanının püskürməsi üçün səciyyəvidir (1902-1903-cü illər). Bu püskürmə üçün səciyyəvi hal, ekstruzivin və qaynar qarışıq kütlələrin (uçqun-sel materialı kimi) yaranmasıdır. Ekstruziv, vulkan borusunda soyumuş qatı lavanın yuxarı sıxışdırılması

nəticəsində əmələ gəlir. Bu, vulkan kraterindən xeyli hündür (ucalan), şiş qaya şəklində yüksəklik yaradır.

Vulkan aparatında toplanan qazlar həmin tıxacın kənarlarında böyük qüvvə ilə səthə çıxır, tıxacı parçalayır və vulkanın yamacı ilə ətraf düzənliyə qədər qaynar lava kəsəkləri, pemza, kül qatışığı aşağı axır, öz yolunda rast gəldiyi hər şeyi məhv edir. Bu püskürmə tipi Qvatemalada Santa-Mariya, Kamçatkada Bezımyanı sopkasında və i.a. müşahidə edilmişdir.

Mərkəzi püskürmədən əmələ gələn vulkan formalarının tipləri

Vulkan fəaliyyətinin davamlılığından, püskürmənin tipindən, püskürmə zamanı yer səthinə çıxan məhsulların xüsusiyyətindən və vulkanın hansı iqlim qurşağında yerləşməsindən asılı olaraq, yer səthində vulkan aparatları müxtəlif morfoloji quruluşa malik olur. Vulkanların əsasən aşağıdakı formaları ayrılır.

Maar–yer səthində digər xarici vulkan aparatı tiplərinə nisbətən az yayılmışdır, onlar müasir və sönmüş vulkanizm zonalarından çox uzaqlarda yerləşir. Lakin bəzi hallarda yer qabığının müasir oynaq sahələrində də rast gəlinir. O, bütün başqa vulkanik relyef formalarından fərqli olaraq, mənfi relyef formasıdır. Maar dairəvi, bəzən oval şəkilli, qıfaoxşar çökəklikdir. Diametri 200–300 m–dən 2000–3000 m–ə qədər (3200 m) dəyişir. Maar çökəyinin maksimal dərinliyi 400 m–ə yaxındır, çoxunun dərinliyi isə 50–60 m ilə 150–200 m arasında dəyişir. Bu qıfaoxşar çökəyin kənarlarında bəzən alçaq bəndlərə rast gəlinir, maarların çoxunda isə bəndlər heç olmur.

Maarlar vulkan püskürməsindən əmələ gələn formalar içərisində ən sadəsidir.

Maar çökəklər vulkanın bir fazalı güclü partlayışla bayıra qaz atması nəticəsində əmələ gəlir. Bayıra lava və başqa piroklastik məhsul atılmır. Lava ya yer səthindən çox dərinə vulkan borusunda soyuyub bərkiyir, ya da vulkan ocağı gücsüz olduğuna görə qazlar ayrıldıqdan sonra vulkan aparatı borusu ilə qalxan lavanı altdan təyziqlə təmin edə bilmir. Buna görə maarların ətrafında, hətta vulkan borusunun üst hissəsində, vulkan məhsullarına çox yerdə heç rast gəlinmir.

Maarla vulkan ocağı arasında yerləşən boru çox vaxt soyumuş maqma ilə tutulur. Borunun üst hissəsi, tərkibində müxtəlif minerallar olan tuflarla dolur. Çox vaxt bu tuflar ətraf süxurlardan möhkəm olduqda, eroziya və denudasiyaya az məruz qalır və yer səthində müsbət relyef forması əmələ gətirir. Bu vəziyyətə yalnız əvvəllər maar olan sahələr çox dərin hamarlanmaya məruz qaldıqda təsadüf edilir.

Kimberlir boruları adlanan bu aparatlar Cənubi Afrikada və Yakutiya da zəngin almaz yataqlarına malikdir. Rütubətli iqlim sahələrində maarlar su ilə dolaraq göllər əmələ gətirir. Bəzən səhv olaraq dəfərlə püskürən vulkanlarda dərin partlayış kraterlərini də maar adlandırırlar.

Tipik maarlara Reyn Şist dağlarında Mozel və Kill çayları arasında yerləşən Eyfel maarlarını (burada olan 25 maarın çoxu qurudur), Almaniyada Şvab Alblarında (Vurtembergdə) olan maarları (burada 127 maar vardır), Mərkəzi Fransa massivindəki Overndə olan maarları (burada 7 maar məlumdur) misal göstərmək olar. Bundan başqa Nikaraquada, Yava və Yeni Zelandiyada, Cənubi Afrikada Kimberlidə və Rusiya Federasiyasında Yakutiyanın qərbində bir çox maar vardır.

Ümumiyyətlə, maarlar inkişaf etməmiş birfazlı vulkanların yərüsti aparatlarıdır.

Ekstruziv günbəzlər. Bunlar vulkanik sahələrdə çox yayılaraq böyük ərazi tutan relyef formaları sırasına daxil deyildir. Ekstruziv günbəzlər, qatı turş lava püskürməsi zamanı yaranır. Özü də, püskürmə birfazlı olur, vulkanın boğazından çıxan qatı lava axıb ətrafa yayıla bilmir və vulkanın borusu üzərində yüksələn yastı, günbəzəoxşar təpələr əmələ gətirir. Püskürmə zamanı partlayış baş verdikdə ekstruziyanı təşkil edən lava tıxacının səthi piroklastik məhsullarla örtülür. Vulkan borusundan səthə çıxan lava nə qədər qatı olsa da, öz ağırlıq qüvvəsi altında yastılaşıb və borunun ətrafını (olduqca yaxın məsafədə) örtür və ekstruzivin təpəsi yastılaşıb. Adətən ekstruziv günbəz əmələ gətirən birfazlı püskürmə zamanı krater əmələ gəlmir.

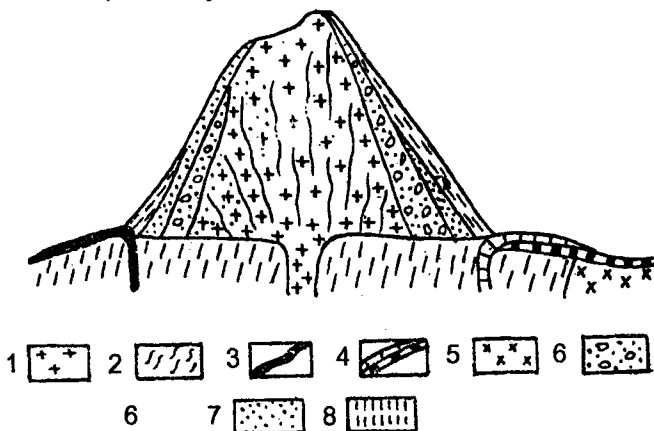
Ekstruziv günbəzlər çoxfazlı vulkanların püskürməsinin müəyyən mərhələsində, onların kraterlərində və yamaclarında tüfeyli konuslar şəklində də əmələ gəlir. Bəzən qatı lava püs-

kürmüş nəhəng vulkan konuslarını da ekstruziv adlandırırlar. Lakin ekstruziv günbəzlərlə, günbəzvari nəhəng vulkanlar arasında yalnız genetik oxşarlıq vardır. Morfoloji cəhətdən isə onlar kəskin fərqlənirlər.

Ekstruzivlər vulkan borusunda tıxac kimi qalmış qatı lava sütununun aşağıdan böyük təzyiqlə yuxarı sıxışdırılması nəticəsində də yaranır.

Bir qayda olaraq ekstruziv günbəzlərin yamaclarının profili digər vulkan konuslarının profilindən kəskin fərqlənir və aşağı hissədə çox dik olur. Ekstruziv təpələrin nisbi hündürlüyü 150-200 m-ə, bəzən isə 400 m-ə çatır.

Cavaxetiya və Cənubi Qafqaz vulkan yaylalarında yerləşən bir çox traxit günbəzləri, relyefdə özlərini daha tipik göstərən Naxçıvan ekstruzivləri (İlandağ, Nəhəcir, Sirab və s.) xüsusi geomorfoloji landşaft əmələ gətirir. Naxçıvan MR ərazisində yerləşən ekstruzivlərin bir çoxu xarici görünüşü etibarlı ilə çöküntü süxur örtüyü yuyulmuş lakkolitlərdən az fərqlənir. Qazax, Tovuz rayonları ərazilərində də belə relyef formalarına rast gəlmək mümkündür (Göyəzən, Qızıl Qaya, Koroğlu və s.). Ekstruziv günbəzlərə Çexiyada, ABŞ-da, Mərkəzi Fransa massivində (şəkil 7), Aleut adalarında, Xokkaydo adasında və s. yerlərdə rast gəlinir.



Şəkil 7. Mərkəzi Fransa massivində Pyü-de-Dom traxit günbəzi:
1. traxitlər; 2. kristallik şistlər; 3. bazalt lavası; 4. labradorit lavaları;
5. qranitlər; 6. vulkan brekçiləri; 7. vulkan tufu; 8. yamac səpintiləri.

Qalxanvari vulkanlar. Qalxanvari vulkanlar olduqca sıyıq əsası maqma püskürməsindən əmələ gəlir. Bu vulkanlardan püskürən lava, vulkanın boğazından uzaqlara axır və lava qatları arasında piroklastik məhsul qatları olmur. Lava əsasən ətrafa yayıldığına görə qalxanvari vulkanlar alçaq olur. Onların diametri onlarla kilometrlərə çatır. Qalxanvari vulkanların yamacları az maili olaraq, əksər halda vulkan konusunun ətəyində 2° -yə yaxın, orta və yuxarı hissələrində $6-8^{\circ}$, nadir hallarda 10° -yə çatır. Yalnız krateri əhatə edən bəndin daxili yamacında meylik 30° -yə çata bilər, belə bəndlərə isə qalxanvari vulkanların bəzilərində heç rast gəlinmir.

Qalxanvari vulkanları morfologiyası və böyüklüyünə görə iki yarım tipə bölmək olar: 1.İslandiya; 2.Havay. İslandiya qalxanvari vulkanına Kalotta-Dinqya vulkanını, Havay adasında isə Mouna-Loa, Mouna-Kea, Hualalai, Koala, Kilauea vulkanlarını misal göstərmək olar.

İslandiya qalxanvari vulkanları nisbətən kiçik (ətəyində diametri 19 km, hündürlüyü 500 m) və alçaq olur. Krateri ətrafdan alçaq, daxili yamacı xeyli dik, hündürlüyü 10-15 m olan dairəvi bənd əhatə edir. Yamacların meyilliyi $2-3^{\circ}$, ən çox dik yerlərində isə $6-8^{\circ}$ -dən artıq deyildir. İslandiyanın qalxanvari vulkanlarını bəzi tədqiqatçılar monogen, bəziləri isə poligen vulkanlar hesab edirlər. Tarixi dövrdə bu vulkanların püskürməsi məlum deyil.

Havay adasında qalxanvari vulkanlar böyük həcmli və yüksək olmaları ilə fərqlənirlər. Bu vulkanlar fəaliyyətdə olmaqla, tez-tez püskürürlər (Hualalaidən başqa). Bunların dəniz səviyyəsindən hündürlüyü 4170 m-ə (Mouna-Loa), 3986 m-ə (Mouna-Kea), çatır. Həmin vulkanların sualtı hissəsinin hündürlüyü isə 5000 m-ə qədərdir.

Beləliklə, Havay adası vulkanlarının ümumi hündürlüyü 9000 m-dir. Lakin buna baxmayaraq, vulkanların yamaclarında meylik $3-5^{\circ}$ -dən artıq deyil, yalnız yamacın orta hissələrində meylik 10° -ə çatır.

Havay adası vulkanlarında lava artıq vulkanın əsas kraterinə qədər qalxa bilmir, yan kraterlərdən püskürür. Kilaueada qaynar lava gölü vardır. Lavadan qaz qabarcıqları ayrıldığına görə o, qaynamaqda olan sıyıq kütləni xatırladır. Bu vulkanlarda yan kra-

terlərin əmələ gəlməsi və davam etməkdə olan püskürmə, onların ilk, daha sadə relyefini daha da mürəkkəbləşdirir.

Havay tipli vulkanların zirvəsi çox geniş platodan ibarətdir. Plato səthində nisbətən kiçik krater və quyular yerləşir. Krater platosunun səthi çatlarla kəsilmişdir. Püskürmə çox halda krater platosundakı çatlardan, yaxud onların kəsişdiyi yerlərdən baş verir.

Qırıntı süxurlarından əmələ gəlmiş konuslar vulkan partlayışla püskürdükdə yer səthinə müxtəlif böyüklükdə qırıntı məhsulları atır. Bunlar əksərən dik yamaçlı ($25-30^\circ$) kiçik kraterli konuslar əmələ gətirir. Belə konuslar ən çox böyük vulkanların yamaclarında, püskürmə nəticəsində əmələ gəlir. Təkcə qırıntı məhsullarından təşkil olunan konusların yüksəkliyi 200-300 m-dən artıq olmur. Konusun ətəyində diametri də təxminən bu qədərdir.

Laylı, yaxud mürəkkəb vulkanlar (stratovulkanlar). Yer səthində rast gəlen vulkanların əksəriyyəti poligen laylı vulkanlardan ibarətdir. Bu vulkanlar yer səthində yüksək və böyük sahə tutan konus formalı dağlar əmələ gətirir. Laylı vulkan konusları püskürmənin uzun müddət təkrarlanması nəticəsində yaranır. Digər monogen vulkanlardan fərqli olaraq, laylı vulkanların quruluşunda lavalar və qırıntı məhsulları (tuflar, vulkan brekçisi və s.) iştirak etdiyi üçün, bir-biri ilə növbələnən laylar əmələ gətirir. Konusu təşkil edən laylar periklinal yatımlıdır. Onlar konusun kraterindən (təpəsindən) hər tərəfə yatır. Layların yatım bucağı böyük olmaqla, konusun zirvəsində $30-35^\circ$ (bəzən də bir qədər artıq), yamaclarında $15-30^\circ$, ətəyində isə $15-20^\circ$ -dən az olur. Bununla əlaqədar olaraq stratovulkanın yamacı batıq profilə malikdir. Vulkan konusunun morfologiyası püskürmə məhsulları və püskürmənin xarakterindən, yamaclarda yan kraterlərin əmələ gəlməsindən asılı olaraq, çox mürəkkəb olur.

Konusun təpəsində krater yerləşir. Krater kiçik olduqda konus çox şiş formada, krater geniş olduqda isə konusun təpəsi kəsilmiş formada olur. Kraterin bir tərəfi alçaq olduqda lava bir yamaca axaraq konusun simmetriyasını pozur.

Kraterlər və kalderalar

Vulkan konusunun təpəsində, vulkanın oxu (boğazı) üzərində qıfaoxşar çökək yerləşir ki, bu krater adlanır. Krater vulkanik dağın xarakter morfoloji elementi olaraq, vulkanik sahədə mənfi relyef formasını təşkil edir. Vulkanın püskürməsi xarakterindən, bayıra atılan məhsulların xassəsindən, vulkanın yaşından asılı olaraq, kraterlər müxtəlif ölçüdə və müxtəlif morfoloji xüsusiyyətdə olurlar.

Lavadan təşkil olmuş vulkanda kraterin yamacı sıldırımli olub, dibinə və kənarlarına kəskin əyri ilə keçir. Qırıntı məhsullarından təşkil olunmuş vulkanlarda kraterin yamacları az maili olur. Bundan əlavə vulkanı, yaxud krateri əmələ gətirən sonuncu püskürmənin yaşı, onun morfologiyasına təsir göstərir. Qədim vulkan kraterləri xarici amillərin təsirindən dağılır və tipik formasını dəyişir, hətta lava karterlərinin daxili yamacları öz dikliyini tədricən itirir. Vulkanın yamacında inkişaf edən reqressiv eroziya, buzlaqlar və s. kraterin simmetriyasını pozur. Bəzən kraterin qarşı yamacları eyni hündürlükdə olmadıqda və təkrar püskürmələr nəticəsində krater vulkanın oxuna nisbətən öz yerini dəyişdikdə, eksentrik krater əmələ gəlir.

Kraterlərin dibi müxtəlif morfoloji quruluşda ola bilər. Onların dibi bəzən simmetrik çökək, düz və pilləli olur. Pillələr, kraterin dibindən çıxan sıyıq lavanın müxtəlif səviyyədə soyuması nəticəsində əmələ gəlir.

Rütubətli iqlim sahələrində olan kraterin dibində göl yerləşir (krater gölü). Bu əsasən sönmüş vulkanların kraterində müşahidə edilir. Fəaliyyətdə olan vulkanlarda sakitlik fasiləsi uzun olduqda kraterin dibində göl əmələ gələ bilər. Bəzi kraterlərdə lava gölünə təsadüf etmək olur (Kilauea). Fəaliyyətdə olan bir çox vulkan kraterinin dibindən qaz və buxar ayrılır (fumorallar, solfatarlar).

Kraterlərin böyüklüyü də müxtəlifdir. Bəzən çox iri vulkanların krateri olduqca kiçik, alçaq vulkanların krateri isə çox böyük olur. Əksər vulkanlarda kraterlərin diametri 2 km-ə, dərinlikləri isə 200-500 m-ə çatır.

Çox böyük kraterlər **kalder**¹ adlanır. Ən böyük kalderlərin

¹ İspan dilində qazan deməkdir.

eni və uzunluğunu bəzən 20–25 km, sahəsi 300–400 km², dərinliyi isə 500–600 m, hətta 800 m-ə çatır. Ən böyük kalderlərə misal olaraq Yaponiyada Aso-San, Ayra (24x23 km), İvusuki, Kikan, Kamçatkada Uzon, Karım, Ksudaç, Afrikada Nqoronqoro vulkanlarının kalderlərini göstərmək olar.

Əmələ gəlmələrinə görə kalderlər 3 tipə bölünür:

Partlayış kalderləri. Bunlar vulkan konusunun üst hissəsinin, o cümlədən əvvəlki kraterin partlayış nəticəsində dağılması və genişlənməsindən əmələ gəlir. Partlayış kalderi çox vaxt vulkan oxuna, o cümlədən konusa nisbətən eksentrik formada yerləşir. Bəzən partlayış kalderin bir yamacını tamamilə dağda bilər. Belə olduqda yamacların morfologiyasına görə as-simmetrik quruluşlu kalderlər əmələ gəlir;

Uçqun kalderləri. Bunlar vulkan konusu altında, səthdən bir neçə km dərinlikdə, püskürmə zamanı müəyyən proseslər nəticəsində əmələ gələn boşluğun üzərində yerləşən konusun ox hissəsinin və ya bir tərəfinin çökməsi nəticəsində əmələ gəlir. Bu tip kalderlərə az təsadüf olunur;

Eroziya kalderlər. Bunlar regressiv eroziya nəticəsində kraterin divarının bir tərəfinin açılması və sonra eroziyanın təsiri altında genişlənməsi və dərinləşməsi yolu ilə əmələ gəlir. Bu tip kalderlərə nadir halda rast gəlmək olar.

Vulkanın fəaliyyətindən asılı olaraq, bəzən böyük krater daxilində ikinci və üçüncü dərəcəli, sanki bir-birinə geyindirilmiş kraterlərə rast gəlmək olar. Buna Kamçatkadakı Kraşennikov vulkanının bir-biri ilə birləşmiş hər iki konusunun zirvəsində yerləşən ikiqat və üçqat kraterlər misal ola bilər.

Bəzən kraterlər dəniz səviyyəsində yerləşdikdə onların bir tərəfi ya partlayış, yaxud abraziyanın təsiri ilə dağılır. Ona görə bu kraterlər nal və ya aypara forması alaraq, buxtaya (kiçik körfəzə) çevrilir (Müqəddəs Pavel vulkanı adası).

Tüfeyli konuslar

Bir çox stratovulkan konuslarının yamaclarında yerləşən ikinci dərəcəli kiçik konuslar, tüfeyli konuslar adlanır. Onlar əsas konus çıxarıcı borusu ilə qidalanır.

Tüfeyli konuslar, vulkanın boğazında soyumuş lava möhkəm

tıxac əmələ gətirdikdən sonra, növbəti püskürmə zamanı əsas konusun yamaclarında, təzyiq daha az olan yerlərdə yaranan çatlarla əlaqədar olaraq əmələ gəlir. Onlar əsas konusun yamacında bir xətt üzrə, yaxud pərakəndə halda yerləşir.

Tüfeyli konusların nisbi yüksəkliyi 100-200 m arasında dəyişir və az hallarda 200 m-dən artıq olur. Bəzən vulkan konusları yamaclarında yüzlərlə tüfeyli konusa rast gəlinir. (Etna vulkan yamacında). Tüfeyli konusları olan vulkanların əksəriyyətində, təpədə yerləşən kraterdə püskürmə olmur. Kratersiz vulkan konuslarına tək-tək hallarda rast gəlinir.

Lava axınları və örtükləri

Vulkanik sahələrdə lava axınları və örtükləri müxtəlif relyef formaları əmələ gətirir. Vulkanların ətəyində və hətta onlardan xeyli aralı yerləşən vulkan mənşəli yaylalar əksər halda lava örtüklərindən əmələ gəlir.

Vulkanın əsas və yan kraterlərindən püskürən lava kimyəvi tərkibindən və fiziki xassələrindən asılı olaraq, ya bilavasitə konusun yamacında bərkiyir, ya da dil şəklində konusdan çox uzaqlara axaraq lava axınları əmələ gətirir. Vulkan konusunun ətrafı düzənlik olduqda sıyıq lava bu düzənlik üzrə yayılaraq, böyük sahədə lava örtükləri yaradır. Əlbəttə, daha qatı olan turş lavalalar vulkan konusundan çox uzaqlara axıb gedə bilmir. Buna görə onlar konusun yamaclarında və ətəyində qalaqlanaraq, yamacları və xüsusilə qurtaracağı dik olan dillər şəklində soyuyur.

Turş lavalalar konus yaxınlığında qalaqlanaraq yamaclara və axıcı (soyuyana qədər) əsas lavalalar isə daha uzaqlara yayılır. Bu prosesə istər püskürən lavanın həcmi (miqdarı), istərsə də temperaturu böyük təsir göstərir. Sıyıq lava az püskürdükdə vulkan konusu yamaclarında soyuyur, püskürən lavanın həcmi çox olduqda sürətlə daha geniş sahəyə yayılır.

Bir çox vulkanların növbəti püskürməsindən sonra səthə yayılan lavanın qalınlığı və yayıldığı ərazinin sahəsi ölçülərək həcmi hesablanır. Müəyyən edilmişdir ki, müxtəlif vulkanlarda püskürmənin gücündən asılı olaraq yer səthinə 1-2 km³, bəzən isə 4-5 km³-ə qədər lava çıxır. Çat boyu baş verən qüvvətli püskürmə zamanı bayıra atılan lavanın həcmi daha çox olur.

Məs.:1783-cü ildə İslandiya Laki çat vulkanın püskürməsi zamanı yer səthinə həcmi 12 km^3 -ə çatan lava atılmış və bu 565 km^2 sahədə yayılaraq, lava örtüyü əmələ gətirmişdir.

Müxtəlif vulkanların püskürməsi zamanı aparılan müşahidələr göstərir ki, lavanın tipindən asılı olaraq, bayıra atılan lavanın sürəti saatda bir neçə yüz metrə tutmuş $40-60 \text{ km}$ -ə qədər dəyişir, püskürmə mərkəzindən uzaqlaşdıqca lava axınının hərəkət sürəti azalır. Məsələn, Etna vulkanının 1865-ci ildə püskürməsi zamanı krater yaxınlığında lavanın sürəti 10 m/san , kraterdən 5 km aralı isə 3 m/san olmuşdur.

Kraterdən bayıra çıxan lavanın tərkibində olan qazlar sürətlə ondan ayrılır və lava tez soyumağa başlayır, öz sıyıqlığını itirir. Lavanın soyuması axının üzərindən və kənarlarından başlayır. Hərəkətdə olan lavanın üzərində və kənarlarında şlak qabığı adlanan qaysaq əmələ gəlir. Əvvəlcə nazik olan bu qaysaq tez-tez qırılır, vaxt keçdikcə bərkiyir və qalınlaşır. Lavanın hava ilə təmasda olduğu bütün səthində qaysaq yaranır. Qaysağın içərisində isə közərməş lava sıyıq olur. Püskürmə davam etdikdə bəzən nazik bərk qabıq davam gətirmir və axının daxilindəki qaynar lava müxtəlif yerlərdən çıxır, sonra isə soyuyaraq, kələ-kötür səth əmələ gətirir.

Püskürmə davam etdikcə istər vulkandan aralı yerləşən sahələrin, istərsə də vulkanik dağın özünün topoqrafiyası dəyişir. Adətən, qismən sakit püskürmələr vulkanik dağın həcmi (yüksekliyini, diametrini) böyüdür. Təkrar lava axınları və üst-üstə yatan lava örtükləri ərazinin mütləq hündürlüyünü artırır. Bəzən uzun müddət davam edən çat boyu püskürmələr bayıra o qədər məhsul atır ki, minlərlə, hətta yüz minlərlə kvadrat kilometr sahədə onun qalınlığı min metrə belə artıq olur. Təbiidir ki, ərazinin dəniz səviyyəsindən yüksəkliyi də vulkanik süxur laylarının qalınlığı qədər artmalıdır.

Vulkan fəaliyyəti yalnız vulkan dağlarının yüksəkliyinin artması ilə yox, bəzən onun azalması ilə nəticələnə bilər. Vulkan fəaliyyətinin müəyyən mərhələsində güclü partlayışların, məsələn, yalnız qaz püskürməsi nəticəsində vulkan konusunun yuxarı hissəsi uçulub dağılır və onun yerində olduqca böyük çökəklik-kalder əmələ gəlir. Püskürmənin xarakterindən asılı olaraq vul-

kan relyefinin səth forması mürəkkəbləşir. Bəzən qonşu konusların həcmi böyüyür və onlar birləşir. Beləliklə, cüt (qoşa) vulkan dağı əmələ gəlir. Bəzən də, təkrar püskürmə zamanı əsas krater öz yerini vulkanın oxuna nisbətən dəyişir və vulkan konusunun simmetriyası pozulur. Vulkan dağının yamaclarında tüfeyli konusların, böyük çatların və yan kraterlərin əmələ gəlməsi onun morfologiyasında ciddi dəyişiklik əmələ gətirir.

Çat boyu püskürmədən əmələ gələn səth formaları

Yer səthindəki müxtəlif vulkan sahələrində mərkəz püskürmə ilə yanaşı, çatboyu püskürmə də müşahidə olunur. Çatboyu püskürmə hazırda ən çox İslandiya adasında müşahidə edilir. Bir çox sönmüş vulkan sahələrində çatboyu püskürmə keçmiş geoloji dövrlərdə baş vermişdir.

Hazırda İslandiya fəaliyyətdə olan çat vulkanlarından ən məşhuru Eldiqa və Laki vulkanlarıdır. Bunların hər birinin uzunluğu 30 km-dən artıq olaraq, eni 500-600 m-ə, dərinliyi 200-270 m-ə çatır. Çatlar tektonik qırılma üzrə yerləşərək, yer səthində böyük bir kanala bənzəyir. Çatların yamacları çox diki.

Tektonik çatlar boyu püskürmə çox mərhələli olduqda yer səthinə də çoxlu maqmatik kütlə atılır. Dekan, Orta Sibir, Kolumbiya, Efiopiya, İslandiya, Cənubi Zaqafqaziya, Şərqi Anadolu vulkanik yaylalarında lava və piroklastik süxurlar böyük qalınlığa malikdir. Dekan yaylasında bunların qalınlığı 2000 m-ə, sahəsi 650 min km²-ə çatır.

Lava yaylaları

Cavan vulkan sahələrində ən geniş yayılmış relyef forması lava yaylarıdır. Böyük lava yaylarının əksəriyyəti çatboyu püskürmə nəticəsində əmələ gəlmişdir. Platforma sahələrində lava yayları daha geniş ərazini tutur. Yer səthində daha böyük ərazi tutan lava yaylarından: sahəsi 1,5 milyon km² olan Sibir trapp yaylasını, sahəsi 650 min km²-ə çatan Dekan trapp yaylasını, sahəsi 500 min km² olan Kolumbiya lava yaylasını və s. göstərmək olar. Bunlardan əlavə İslandiya, İrlandiyanın şimalında (Antrim yaylası), Pataqoniyada, Cənubi Qafqazda, Suriya və Efiopiyada sahəsi 5-10 min km²-dən tutmuş 100-200 min km²-ə

çatan lava yaylaları yerləşir.

Yuxarıda adları qeyd edilən lava yaylaları bir-birindən çox uzaqda və müxtəlif iqlim qurşaqlarında yerləşmələrinə, nəhayət onların bir qisminin çox qədim, bir qisminin isə çox cavan olmasına baxmayaraq, relyefinə görə aralarında bir oxşarlıq vardır. Bu oxşarlıq ondan ibarətdir ki, lava yaylalarının hamısı dərin kanyonvari və astanalı dərələrlə parçalanmışdır. Yaylalar kənar sahələrdən lava, tuf-lava qatlarının əmələ gətirdiyi dik, pilləli yamaclarla ayrılır. Lava örtüyü relyefi kənar ərazilərin daha kəskin parçalanmış relyefindən öz sadəliyi, bəzən pilləli düzən səthi ilə aydın seçilir. Bundan əlavə, lava yaylaları öz hidroloji və hidrogeoloji xüsusiyyətlərinə görə başqa mənşəli relyef formalarından fərqlənir.

Lava yaylalarının mənşəyinin eyni olmasına baxmayaraq, onlar bir-birindən müəyyən dərəcədə fərqlənirlər. Bu fərqi müxtəlif səbəblər törədir. Onlardan ən əsası, lava yaylasının geoloji yaşı və yerləşdiyi ərazinin iqlim şəraitidir. Adətən, daha qədim lava yaylaları uzun müddət eroziya və denudasiyaya məruz qaldıqlarına görə onların ilkin səthi çox dəyişir. Humid iqlim qurşağında yerləşən qədim lava yaylası sıx çay şəbəkəsi ilə parçalanır.

Dərin kanyonvari dərələr lava yaylasını stolvari ölkəyə çevirir (bunu arid ölkələrin stolvari sahələrindən fərqləndirmək lazımdır). Bundan əlavə qədim lava yaylaları tektonik hərəkətlər nəticəsində öz ilkin yüksəkliyini və səth meylini dəyişir. Hətta müəyyən dərəcədə qırıxıqlığa məruz qalır.

Soyuq iqlim qurşaqlarında yerləşən lava yaylalarının səthi fiziki aşınmanın və buzlaqların təsiri nəticəsində çox dəyişir. Göstərilən səbəblərdən denudasiyaya ən çox məruz qalmış yaylalara Pataqoniya, Orta Sibir və Dekan vulkanik yaylalarını misal göstərmək olar.

Pataqoniyada vaxtilə geniş ərazini tutan lava yaylasının hazırda yalnız fraqmentləri qalmışdır. Bunlar bir-birindən aralı yerləşən, səthi lava ilə örtülü stolvari dağlardan ibarətdir.

Dekan yaylası intensiv erozion parçalanmaya məruz qalmış və özünün ilkin səth formasını çox dəyişmişdir. Sibir trapp yaylası da təxminən bu vəziyyətdədir. Burada eroziya ilə yanaşı fiziki

aşınma da xeyli böyük fəaliyyət göstərir. Bəzi yerlərdə dördüncü dövr buzlaqlarının da dağıdıcı fəaliyyəti görünür.

Cavan lava yaylalarından morfoloji cəhətdən ən yaxşı qalanı Kolumbiya, İslandiya və Cənubi Qafqaz yaylarıdır. Çox cavan olmalarına baxmayaraq, bu yaylaların da ilkin relyefi xeyli dəyişmişdir. Lakin bu dəyişikliklər həmin yaylaların ümumi fonunda yalnız relyefin kiçik **nəqşlərini** təşkil edir.

Lavanın eyni tərkibli olmaması vulkanik sahələrdə müxtəlif, ilkin və törəmə mikrorelyef formaları yaradır. Lava səthinin **teksturu** maqmada qazların ilkin həcmindən və maqmadan ayrılma dərəcəsindən asılıdır. Səthdə əmələ gətirdikləri formalara (soyuma və çatlarla parçalanması xüsusiyyətlərinə) görə kəsəkli, dalğavari, kəndirvari, sütunvari, yastıqvari lavalar ayrılır. Yastıqvari lavalar sualtı püskürmələr zamanı, kəsəkli lavalar lavanın qar və buz üzərinə axdığı zaman soyuma xüsusiyyətlərindən asılı olaraq yaranır. Sütunvari lavalar soyuma çatlarının səthə perpendikulyar yerləşməsindən yaranır və pentaqonal, yaxud ortoqonal olur. Belə lava axınlarının səthi nəhəng döşəməni xatırladır. Yastıqvari lavalar isə qıvrım mikrorelyef əmələ gətirir.

Vulkanik sahələrin hidroqrafiyası

Vulkanik sahələr hidroqrafik xüsusiyyətlərinə görə başqa sahələrdən xeyli fərqlənərək, müəyyən dərəcədə karst sahələrini xatırladır. Lava axınları və örtükləri fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərindən asılı olaraq, məsaməli olur.

Sıyıq əsası lavalar (bazalt və andezit-bazalt lavaları) səthdən soyuyaraq, çoxüzümlü sütunvari hissələrə parçalanır, hər sütunun arasında olan çatın eni bir neçə millimetr və santimetr olur.

Kəsəkli lavalar müxtəlif istiqamətli çatlarla daha sıx parçalanır. Tufogen və başqa piroklastik vulkan məhsulları nə qədər bərk birləşsələr də, yüksək məsaməli olur.

Təbiidir ki, belə şəraitdə, çatlarla çox parçalanmış yüksək məsaməli vulkan çöküntülərindən əmələ gəlmiş ərazi səthinə düşən yağış suları, qarların və buzların əriməsindən əmələ gələn sular səth axını əmələ gətirə bilmir. Həmin sular məsamə və çatlarla süzülərək yeraltı suları əmələ gətirir. Vulkanik ərazinin sahəsindən, vulkan çöküntülərinin qalınlığından, əraziyə düşən

yağıntıların miqdarından asılı olaraq vulkan sahələrində yeraltı su ehtiyatları müxtəlif olur. Vulkan süxurları çatlarına süzülən sular sukeçirməyən qatlara çatana qədər şaquli, yaxud ona yaxın istiqamətdə sirkulyasiya edir, su keçirməyən lay səthinə çatdıqda onun meylliliyinə uyğun olaraq yeraltı axın əmələ gətirir və vulkan sahəsini kəsən kanyonların yamaclarında, yaxud vulkan sahəsinin kənarlarında gursulu bulaqlar və yeraltı çaylar şəklində yer səthinə çıxır.

[Karst sahələrində olduğu kimi, vulkan sahələrində də çay şəbəkəsi nisbətən zəif inkişaf edir, hətta kənardan bu sahəyə daxil olan kiçik çayların suyu lava qatlarına süzülərək yer altına keçir.]

Vulkan sahələrindən axan çayların səviyyə rejimi başqa ərazilərin çaylarının səviyyə rejimindən il boyu nisbətən az təbəddüd etməsinə görə seçilir. Bundan əlavə, vulkan sahəsi çayları leysan yağışlarından sonra çox bulanmır, onların suyu həmişə təmiz və şəffaf olur.

Vulkan sahələrində müxtəlif mənşəli göllər çox yayılmışdır. Bunların bir qismi kraterlərdə yerləşir. Onlar dairəvi formada olmaqla, sahilləri az girintili-çıxıntılıdır. Krater gölləri xeyli dərin ola bilər. Lakin bəzən kraterlərdə yerləşən göllərin kənarlarından və dibindən su süzüldüyünə görə, onlar dayaz olur və kraterin bir küncündə, çökəkdə yerləşirlər. Krater göllərinin sahəsi bir neçə hektardan tutmuş bir neçə kvadrat kilometrə qədər dəyişir.

Krater göllərindən başqa, vulkan sahələrində çoxlu bənd göllərinə də təsadüf etmək olar. Bu göllərin bəzisi qarşısı vulkan məhsulları ilə kəsilmiş qədim çay dərələrində yerləşir. Belə göllər uzunsov olmaqla, dərinliyi on metrnlərlə ölçülür. Bənd göllərinin başqa bir qismi lava örtüyü səthində müxtəlif səbəbdən əmələ gələn çökəklərdə və nisbətən qədim lava örtüyü üzərində əmələ gəlmiş dayaz çay yataqlarının cavan püskürmə məhsulları ilə qarşısı kəsildikdə əmələ gəlir.

Vulkanik sahələrdə relyefin destruksiya formaları

[Vulkan mənşəli relyef, müsbət relyef forması kimi formalaşmağa başladığı andan müxtəlif xarici amillərin təsirinə məruz

qalır. Vulkan yerləşdiyi qurşağın iqlimindən asılı olaraq eroziyaya, deflyasiyaya, abraziyaya, qar və buzların təsirinə məruz qalır. Lakin vulkan fəaliyyətinin aktiv mərhələsində bu amillər nə qədər qüvvətli olsalar da, onun morfologiyasında əhəmiyyətli bir dəyişiklik yarada bilmirlər. Bu mərhələdə vulkan konusu yamacında əmələ gəlmiş kiçik radial şırımlar və böyük **bar-rankolar** təkrar püskürmə zamanı lava, vulkan külü, bombaları, ləpilləri və başqa qırıntı məhsulları ilə dolur. Püskürmə partlayışla baş verdikdə konus üzərinə atılan külli miqdarda qırıntı məhsulları konusun yamacındakı erozion formaları ani bir vaxtda dolduraraq, onların izlərini tamamilə itirir, vulkan konusu yenidən öz tipik vulkonogen formasını bərpa edir. Bu hal, əlbəttə, kiçik fasiləli sakitlik dövrü keçirməklə, aktiv fəaliyyətdə olan vulkanlar üçün xasdır. Fasilə çox uzun, təkrar püskürmənin yer səthinə atdığı qırıntı məhsulun və lavanın həcmi az olduqda, iri və dərin erozion şırımların izi tamamilə itmir. Vulkan konusu tədricən öz tipik vulkanogen formasını dəyişir.

Xarici amillər müxtəlif olduğuna görə, onlar vulkan konusu üzərində müxtəlif destruksiya mikorelyef formaları əmələ gətirir və ayrı-ayrı iqlim şəraitində vulkan konusunun əks təkamülü müxtəlif yollarla gedir. Lakin bu yollar nə qədər müxtəlif olsa da, sabit tektonik şəraitdə və vulkan fəaliyyəti təkrarlanmadıqda, onun tamamilə dağılıb məhv olması ilə nəticələnir.

Daimi qar və buzlaqlar soyuq iqlim qurşaqlarında, mülayim və isti qurşaqlarda isə yüksəkliyi qar xəttindən yuxarı qalxan vulkan konuslarını aşındırır, onun kraterində və yamaclarında buzlaq relyef formaları əmələ gətirir.

Küləklər, vulkan relyefinin dəyişməsində və evolyusiyasında müəyyən rol oynayır. Bu özünü arid iqlim sahələrində daha aydın göstərir. Yüksək dağlıq sahələrdə küləklər çox sürətli olur. Dağıdıcı küləklər ən çox yumşaq qırıntı məhsullarından əmələ gəlmiş vulkan konuslarına təsir edir. Bəzən külək sovrulması nəticəsində kraterin yanları açılır. Sovrulan məhsullar kraterə dolaraq onu dayazlaşdırır, nəticədə vulkan konusunun zirvəsi hamarlanır. Bəzi vulkanların zirvəsində bu yolla əmələ gələn düz səthdə, hətta kiçik qum təpələri də əmələ gəlir (Qvatemalada Cənubi Tolimak vulkanın krateri).

[Vulkan krateri küləkdən başqa buzlağın təsirindən, kraterdə yerləşən gölün səviyyəsinin qalxmasından, kraterin bir tərəfinin yuyulmasından, yaxud vulkan konusunun yamacından irəliləyən repressiv eroziya şırımının kraterin bir yamacını açmasından və s. asılı olaraq dağıla bilər. Krater vulkanın partlayışla püskürməsi nəticəsində də dağıla bilər.] Lakin bu axırıncı halda konusun zirvəsi tamamilə başqa morfoloji quruluşda olur.

Vulkan relyefinin evolyusiyasında qravitasiya hadisələrinin də müəyyən rolu vardır. Adətən konusun yamacı çox dik və əsasən qırıntı məhsullarından (kül, bomba, ləpilli) və s. təşkil olunmuşda qravitasiya hadisəsi daha fəal bir amil kimi özünü göstərir.

Qeyd etmək lazımdır ki, bu göstərilən xarici amillər vulkan relyefi formalarının evolyusiyasında müəyyən rol oynayır, lakin onlar eroziya amili qədər vulkan sahəsi relyefinin evolyusiyasında iştirak edə bilmir. Buna görə də, vulkan relyefinin evolyusiyasında axıra qədər iştirak edən və stabil tektonik şəraitdə vulkan relyefini kökünə qədər dağıdıb məhv edən ən başlıca amil səth sularının (qismən yeraltı sular) erozion fəaliyyətidir. Onlar bu fəaliyyətə vulkan püskürməsinin yer səthində müsbət forma (yüksəklik, vulkan konusu) əmələ gəldiyi andan başlayır. Vulkan fəaliyyəti effuziv xarakter daşdıqda və konusun yamacları möhkəm lava ilə örtüldükdə, ilk vaxtlar yağış suları erozion forma əmələ gətirə bilmir. [Lavalar möhkəm olmaqla bərabər, yüksək hopdurucu qabiliyyətə malikdir.] Buna görə də lavalardan təşkil olunmuş konuslarda erozion formalar çox ləng inkişaf edir. Lakin [uzun vaxt ərzində lavalər nə qədər davamlı olsalar da, səth suları vulkan konusunun yamaclarını və zirvəsini tədricən dağıdır və alçalır.]

Yamacları lavalardan təşkil olunmuş vulkan konuslarında erozion şırımlar (bunlar **barranko** adlanır) dərinləşir və onları ayıran yamac hissəsi uzun müddət özünün ilk formasını saxlayır. Vaxt keçdikcə erozion şırım çox dərinləşir, onları ayıran və lava ilə örtülmüş yamaclar tədricən aşınma və eroziyanın təsiri altında ensizləşir və səthi düz maili olan ensiz tirələrə çevrilir. Erozion şırım lava qatı altında yatan tufogen qata çatdıqda daha sürətlə dərinləşir və konus daha tez dağılır. Laylı vulkanlarda bu proses davam etdikcə (əgər vulkan fəaliyyətdən düşmüşsə), hər püs-

kürmə kompleksi yamacdan tamamilə aparıldıqdan sonra, erozion tsikl yeni səviyyədə yenə təkrar olunur. Lakin bu sxemi daxili və xarici amillər dəfələrlə pozur və mürəkkəbləşdirir.

Eksplziv püskürmə konusları eroziyaya qarşı daha az davamlı olan məhsullardan təşkil olunduğuna görə, onların yamaclarında əmələ gəldikləri andan erozion formalar inkişaf etməyə başlayır. Yumşaq qırıntı məhsullardan təşkil olunan konus yamacında seyrək dərin və sıx erozion şırımlar əmələ gəlir, nəticədə onun yerində alçaq günbəzvari, yaxud təpəli relyef yaranır.

Barranko—vulkan konusu yamacında eroziya nəticəsində əmələ gəlmiş V şəkilli ensiz və dik yamaclı erozion şırımlara deyilir. Bu şırımlar əksərən konus yamacının ortalarında əmələ gəlməyə başlayır və vaxt keçdikcə reqressiv eroziya nəticəsində krater yalına qədər çatır. Barranko yamacın yuxarılarında ensiz və nisbətən dayaz, qabarıq orta hissəsində dərin, ətəyində isə geniş olur. Bəzən dibi düz, yamacında isə 2–3 terras olan erozion şırımlara rast gəlinir. Əvvəllər vulkan konusu yamacında erozion şırımlar tək-tək yerləşərək, onun relyefini o qədər də dəyişdirmir. Vaxt keçdikcə onların sayı artır, eyni zamanda həcmliəri genişlənir və vulkan konusu yamacında salamat yer qalmır.

Erozion şırımlar dərinləşməklə bərabər, həm də genişlənir və şırımlararası suayırıcıları son dərəcə ensizləşdirib, iti yallı tiyələrə çevirir. Genişlənməkdə olan bir neçə şırım (artıq bu mərhələdə onlara dərə demək olar) vulkan konusu yamacı relyefinin əsas formalarını təşkil edir. Vulkan konusu xeyli alçaldıqdan və erozion şırım müəyyən inkişaf mərhələləri keçərək dərəyə çevrildikdən sonra barrankoya uyğun gəlmir, formasından asılı olaraq dar dərə, kanyonvari dərə və s. adlanır.

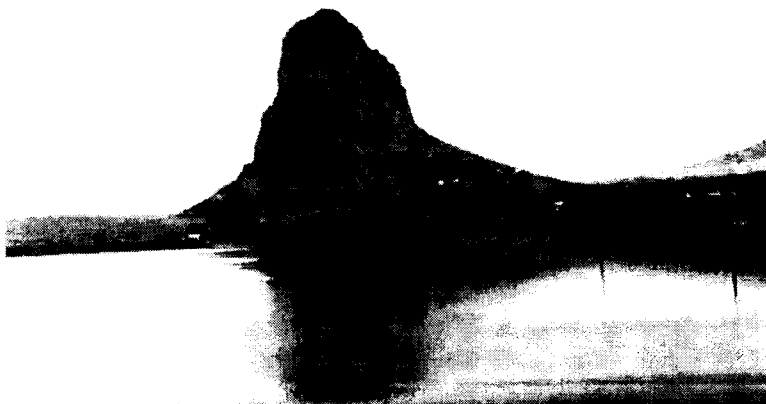
Nekk—vulkan konusu çox aşınıb dağıldıqda, onun borusunda (boğazında) əmələ gəlmiş, olduqca möhkəm, aşınmaya qarşı davamlı lava tıxacının əmələ gətirdiyi əksər hallarda sütunvari formada olan şiş dağa və ya təpəyə deyilir. Nekk öz morfoloji quruluşuna görə bəzən ekstruziv təpələri və lakkolitləri xatırladır. Lakin bunların mənşəyi (daha doğrusu, əmələ gəlmə yolları) müxtəlifdir.

Qafqazda ən tipik nekk Azərbaycanın Qazax və Tovuz rayonları ərazisində yerləşir. Hər iki rayonda qədim, üst tabaşır

yaşlı vulkan konusları uzun müddət denudasiyaya məruz qalaraq, müxtəlif dərəcədə aşınmış və onların boğazında yerləşən möhkəm lava tıxacları nisbi yüksəkliyi 100-250 m olan sütunvari, yaxud yarımsütunvari təpələr əmələ gətirmişdir.

Göstərilən rayonlardakı neklədən məs., Qazax rayonundakı Göyüzən dağı zəif maili düzənlik fonunda çox kəskin forma əmələ gətirir.

Tovuz rayonundakı Qızılqaya, Koroğlu, Kiçik Qızılqaya və s. neklər ətrafdan tam təcrid olunmasalar da, dalğalı, təpəli dağətəyi relyefdə özünü kəskin göstərən müsbət formalar əmələ gətirir. Xarici görünüşünə görə bu ərazi bir qədər Şimali Qafqaz lakkolitləri landşaftını və Naxçıvan ekstruzivlərini xatırladır.



Şəkil 8. Göyüzən dağı.

Göstərilənlərdən başqa Krımda Qaradağ vulkan sahəsində Seytandaş, Sfinks, Şeytanbarmaq və s. nekləri var.

Xaricdə neklərə AFR-də Şvab, Albında Konrad qayasını, Overində (Mərkəzi Fransa Massivi) dik yamaclı Korneyl, Sen-Mişel və Ekyuil qayalarını, Yeni Meksikada Teylor dağlarındakı nekləri və s. misal göstərmək olar.

Bəzən möhkəm lava tıxaclarına hələ öz formasını çox yaxşı saxlamış nisbətən cavan, hətta yeni sönmüş vulkanların köhnə krateri içərisində də rast gəlinir. Belə tıxaclar partlayışla püskürən vulkan kraterində də olur. Partlayışın arxası ilə vulkan borusu

üzrə hərəkət edən qatı və alçaq temperaturlu lava səthə axa bilmir, krater dibindən bir qədər yuxarı qalxaraq sütun əmələ gətirir. Buna Krakatau və bir çox başqa vulkanlarda rast gəlmək olar. Lakin bu formalar vulkan relyefinin destruktiv formalarına aid edilmir.

Dayka –vulkan dağı eroziya və denudasiyaya məruz qalarkən, onun yamaclarında qırıntı məhsullara nisbətən daha davamlı olan və müxtəlif istiqamətlərdə yamacı kəsən müsbət relyef formasıdır. Daykaların uzanma istiqamətindən, bir-biri ilə kəsişməsindən və sayından asılı olaraq, vulkan konusu yamacında olduqca müxtəlif, bəzən mürəkkəb mikrorelyef formaları əmələ gəlir. Şaquli daykalar qədim qala divarlarını, bir-biri ilə kəsişən daykalar isə qədim şəhər və qala xarabalıqlarını xatırladır. Vulkan relyefinin belə destruksiya formalarına ən çox Etnanın yamaclarında, Kırmda Qaradağın yamaclarında və bir çox başqa vulkan konuları yamaclarında rast gəlmək olar.

Dəniz və okeanlarda əmələ gələn vulkan dağları abraziyaya məruz qalır. Abraziya bəzən kiçik vulkan adalarının dəniz səviyyəsindən yuxarı qalxan hissəsini tamamilə kəsir və krateri doldurur. Belə halda vulkanın zirvəsi kəsilmiş səth ilə qurtarır. Sualtı püskürmə nəticəsində əmələ gələrək, qısa bir vaxtda dəniz səviyyəsindən bir neçə on metr yüksəyə qalxan, bir neçə ay, yaxud bir il ərzində dəniz dalğalarının abraziyası nəticəsində yox olan vulkanlara İslandiyanın cənub sahilində, Aralıq dənizində Siciliya adasından cənub-qərbdə rast gəlmək olar.

Relyefin versiyası. Effuziv püskürmə zamanı kraterdən axan sıyıq əsası lava ətrafa yayılaraq geniş lava çölləri, yaxud lava yaylaları əmələ gətirir. Püskürmə sahəsi ətrafında relyef çox parçalanmış olduqda, sıyıq lava dərələrə dolur. Bunun nəticəsində dərin V şəkilli və geniş mürəkkəb dərələr müxtəlif qalınlıqda lava axınları ilə dolur. Bu dərələrin suayırıcıları denudasiyaya az davamlı çöküntülərdən təşkil olunduğuna görə suayırıcıların alçalması lava örtüyü səthinə nisbətən daha sürətlə gedir.

Lava örtüyünün az maili və düz səthinin eroziya nəticəsində aşınıb alçalması çox zəif gedir. Belə bir şəraitdə müəyyən geoloji vaxt keçdikdən sonra, əvvəlki suayırıcıların səviyyəsi xeyli aşağı düşür.

Lava yaylaları lava örtüyünün qalınlığından və eroziyaya qarşı yüksək davamlılığından asılı olmayaraq, vaxt keçdikcə əsas dərələrdən irəliləyən repressiv eroziyanın təsiri ilə parçalanır. Lava yaylasında dərə-çay şəbəkəsi sıxlaşır, dərinləşir və genişlənir. Dərələr əksər halda kanyon tipli dərələr olur.

Çayların yatağı lavalardan çıxdıqda altı yatan süxurları daha tez yuyur, dərələrin dərinləşməsi sürətlənir. Bu prosesin müəyyən mərhələsində vahid lava yaylası ayrı-ayrı hissələrə parçalanaraq, masa sahə əmələ gətirir.

Vaxt keçdikcə çayların yan eroziyası və çay qollarının repressiv eroziyası lava örtüyünü tamamilə dağdır, nəticədə vulkan relyefindən, lava örtüyündən və onun əmələ gətirdiyi relyef formasından bir əsər qalmır.

Postvulkanik (vulkanizmdən sonrakı) hadisələr

Maqma ocağı enerjisini püskürmələrə sərf etdikdən sonra, kraterdən yer səthinə lava və yumşaq qırıntı məhsul atılmır. Maqma ocağında temperatur xeyli azalır. Lakin buna baxmayaraq, hələ yüksək temperaturu olan maqmatik ocaqdan müxtəlif qazlar, su buxarı, hətta su ayrılaraq, kraterdə və vulkan konusu yamaclarında yer səthinə çıxır. Bu proseslər vulkan püskürməsi dayandıqdan sonra uzun müddət davam edə bilər. Həmin proseslərin cəmi postvulkanik hadisələr adlanır.

Solfatarlar və mofetlərin fəaliyyəti ilə heç bir relyef forması əlaqədar olmadığına görə, yalnız axırncı iki hadisə haqqında məlumat verilir: termal mineral və qazlı bulaqlar. Bu bulaqlar mənşəyi etibarlı ilə yuvenil (maqmadan ayrılan ilkin su) və səthdən çatlarla dərinliyə keçib, orada qızaraq, yenidən səthə çıxan sularla əlaqədardır. Onların temperaturu müxtəlif ola bilər. Adətən, ərazidə havanın orta temperaturundan artıq olur. Bulaqların suyu dərinə həll etdikləri maddələri (CaCO_3 , SiO_2) səthə çökdürərək, kiçik təpəciklər əmələ gətirir. Termal bulaqlar yer səthində bir çox vulkan sahələrində, o cümlədən Azərbaycanda (İstisu), Kamçatkada və başqa ərazilərdə geniş yayılmışdır.

Qeyzərlər. Vulkan kraterində, konusun yamaclarında və çat vulkanlarında dövrü fəaliyyətdə olan su-buxar fəvvarəsi **qeyzər** adlanır. Termal bulaqlara nisbətən az yayılmışdır. Ən

məşhur qeyzerlər İslandiya, ABŞ-da Yellouston Milli Parkında, Yeni Zelandiyada Şimal adasında, Kamçatkada Qeyzerli-Çay dərəsində yerləşir. Göstərilən qeyzerlər içərisində ən böyüyü və maraqlısı Yellouston Milli Parkı qeyzerləridir. Burada 100-ə qədər fəaliyyətdə olan qeyzer vardır. Bunlar müəyyən fasilələrlə ritmik fəvvarə vurur.

Qeyzerlərin bəzilərinə güclü su fəvvarəsinin hündürlüyü 30-40 m-ə, bəzən 60-70 m-ə çatır. Yeni Zelandiyada Vaymanqu qeyzeri bir püskürmə zamanı qaynar suyu 457 m yüksəyə atmışdır.

Qeyzerlər yüksək temperaturlu olduğuna görə, çoxlu miqdar CaCO_3 və başqa maddələri həll edir. Fəvvarə vurduqda su tez soyuyur və tərkibində olan karbonatlar ayrılaraq, travertin örtüyü əmələ gətirir. Bəzən qeyzerin çökdürdüyü travertinlər, tuflar olduqca mürəkkəb formada, mikroyef formaları, terraslar, CaCO_3 axınları, şəlalələri, hovuzları və s. əmələ gəlir.

Palçıq vulkanlarının relyef formaları

Palçıq vulkanları püskürən zaman yer səthinə sıyıq, bəzən qatı palçıq çıxarır. Palçıq vulkanı püskürmə məhsulları gil, qum, iri qırıntı və kəsəklərin su, qaz, bəzən də neftlə qarışığından ibarətdir. Palçıq vulkanları əksər halda antiklinal və braxiantiklinal qırıxıqların tağında, bəzən qanadında olan tektonik qırılmalar üzrə yerləşir. Palçıq vulkanları çox gilli, xüsusən plastik gilli qatların yayıldığı neftli-qazlı qırıxıqlıq sahələrdə yayılmışdır.

Palçıq vulkanlarının əmələ gəlməsi haqqında müxtəlif fikirlər mövcuddur. Q.V.Abix və S.A.Kovalevski palçıq vulkanlarının maqmatik vulkanizmlə əlaqəsi olmasını göstərir. Bəzi müəlliflər palçıq vulkanlarının mənşəyini neftli qatların yüksək qaz təzyiqi ilə əlaqələndirirlər. N.S.Şatskinin fikrincə palçıq vulkanları tektonik və qaz təzyiqi yüksək olan diferensial üfüqi tektonik hərəkətlərlə əlaqədar olaraq əmələ gəlir.

İ.M.Qubkin və onun ardıcılıarı cənub-şərqi Qafqazda palçıq vulkanlarının əmələ gəlməsini və onların fəaliyyətini diapir qırıxıqlığı, mezo-kaynazoy çöküntülərinin neftli-qazlılığı və əlverişli hidrogeoloji şəraitlə əlaqələndirirlər.

D.A.Lilienberq Qobustan və Abşeronun palçıq vulkanlarını

geomorfoloji xüsusiyyətlərinə görə iki əsas tipə ayırır: 1.Konusvari palçıq vulkanları; 2.Sopka çölləri.

Konusvari palçıq vulkanları düzgün kəsilmiş konus formaya malikdir. Hündürlüyü 300-400 m-ə, ətəyində diametri 5-6 km-ə çatır. Belə böyük konusvari vulkanlara cənub-şərqi Qobustanda Torağay, Böyük Kənizə, Güzdək Bozdağını misal göstərmək olar. Böyük konusvari vulkanların təpəsində krater düzənliyi (platosu) yerləşir. Bu düzənliklər qabarıq, düz və batıq formada ola bilər. Adətən, krater düzənliyinin səthi mürəkkəb mikro-relyefi ilə seçilir. Bir çox kraterlərdə dairəvi bəndlər, onların daxilində sıyıq və qatı palçıq, su, qaz, neftli su atan palçıq sopkaları, qrifonlar və salzalar yerləşir. Palçıq sopkaları, adətən, düzgün konus formasında olub, təpəsindəki deşikdən (kratercikdən) sıyıq və bəzən qatı iri qırıntı məhsulları atır. Bu püskürmə müəyyən fasilə ilə baş verir və aralıq nisbətən güclü olur. Sıyıq palçıq əks halda sopkanın hündürlüyü bir qədər artdıqda onun bir yamacına axır. Belə kiçik sopkalar konusvari palçıq vulkanları kraterində qaydasız halda yerləşir. Onların hündürlüyü 5-6 m-ə qədər ola bilər.

Palçıq vulkanları çox asan yuyulan yumşaq və çatlı qırıntı məhsullardan təşkil olunduğuna görə, onların yamacı tez parçalanır. Lakin Qobustan və Abşeronda, eləcə də Kerç və Taman yarımadalarında iqlim quru olduğundan, konusvari palçıq vulkanları uzun müddət müsbət relyef forması kimi qalır.

Sopka çölü konusvari palçıq vulkanlarına nisbətən daha geniş sahəni tutur, lakin nisbi hündürlüyü 40-50 m-dən artıq olmur. Bəzi sopka çöllərinin uzunluğu və eni bir neçə km, sahəsi isə 8-10 km²-ə çatır. Cənub-şərqi Qafqazda ən böyük sopka çölü Gicəki dağından cənubda yerləşən Qoduxqıran palçıq vulkanıdır (8 km²). Bundan əlavə, Axtarma-Paşalı palçıq vulkanının sahəsi 10 km²-ə bərabərdir.

Sopka çöllərini əmələ gətirən və geniş sahə tutan palçıq vulkanlarında püskürmə bir mərkəz borudan baş vermir. Bunlar sahəvi püskürmə nəticəsində əmələ gəlir. Adətən, bu vulkanların sahəsinin 80-90%-i üzərində külli miqdarda palçıq sopkaları olan krater düzənliyi yerləşir. Krater düzənliyi ətrafından bir, yaxud bir neçə konsentrik dairə şəklində yerləşmiş bəndlərlə əhatələnir.

nir. Bəndlərin yüksəkliyi 2-3 m-ə qədər olur. Onların arasında aypara şəklində duzlu göllər yerləşir. Göllərin dərinliyi 0,5-1 m-dən 3-4 m-ə qədər ola bilər.

Təkrar püskürmələrin palçıq axınları daha qədim axınlardan istər səthin morfologiyasına, istərsə də rənginə görə aydın seçilir. Ayrı-ayrı axınlar arasında hündürlüyü 0,5-1 m, bəzən 1,5-2 m-ə çatan pillə əmələ gəlir. Bundan əlavə, qədim palçıq axınlarının üzəri bitki örtüyü ilə bu və ya digər dərəcədə örtülü olduğu halda, cavan axınlarda tək-tək yerləşən şoran bitkilərinə rast gəlinir. Qədim axınlar üzərində xətti eroziya izləri aydın görünür, cavan axınlar isə müəyyən vaxt yağış sularını, demək olar ki, tamamilə uda bilir.

Vulkanların coğrafi yayılması

Vulkanlar yer səthində tək-tək, qrup şəklində və düz xətt üzrə yerləşirlər. Tək vulkanlar vulkan dağı, qrupla yerləşmiş vulkanlar vulkan sahəsi, yaxud landşaftı, xətt üzrə yerləşən vulkanlar isə vulkan sıra dağı əmələ gətirir.

Vulkanlar yer qabığında müəyyən zonalar üzrə yayılaraq, qabığın inkişaf qanunauyğunluqları ilə bağlıdır. Ən aktiv müasir vulkanizm, eləcə də fəaliyyətdə olmayan, yaxın geoloji keçmişdə sönmüş vulkanlar cavan dağlıq qurşaqlarda orogen yayılmışdır. Orogen qurşaqlardan kənarlarda, platforma sahələrində rast gəlinən vulkanlar və bütöv vulkanik sahələr həmin ərazilərdə olan tektonik qırılmalar-riftlər zonası ilə əlaqədardır.

Müasir dövrdə yer səthində olan bir neçə min vulkandan 700-dən artığı fəaliyyətdə olan vulkanlardır. Bunların müəyyən hissəsi su altında, 275-i şimal yarımkürəsində, 155-i isə cənub yarımkürəsində yerləşir. Fəaliyyətdə olan vulkanların 400-dən çoxu Sakit okean ətrafında və daxilində, 100-dən çoxu isə Hind və Atlantik okean sektorlarında yerləşir.

Sualtı vulkanların böyük əksəriyyəti orta okean silsilələrinin rift zonalarında, bir qismi isə riftlərdən kənar tektonik qırılmalar zonasındadır. Say etibarı ilə fəaliyyətdə olan və yaxın keçmişdə sönmüş vulkanların əksəriyyəti Sakit okeanı əhatə edən Kordilyer-And dağlıq qurşağında və müasir Şərqi Asiya geosinklinal qurşağında yerləşir. Şimalda hər iki qurşaq bir-birinə Aleut ada-

ları qövsü ilə birləşir, cənubda isə onları geniş «**o k e a n t a v a - s ı**» ayırır.

İkinci böyük qurşaq Alp-Himalay qurşağıdır. Bu, qərbdə Azor adalarından başlayıb, Aralıq dənizindən, Ön Asiya dağlıq yaylalarından və Himalay, Qərbi Hind-Çin dağlarından keçərək cənub-şərqdə Malay arxipelaqı sahəsində Şərqi Asiya vulkan qurşağı ilə birləşir. Göstərilən qurşaqlarda vulkan sahələri arası-kəsilməz areal əmələ gətirə bilmir. Bu qurşaqların ayrı-ayrı sektorlarının geoloji inkişaf xüsusiyyətindən asılı olaraq, bəzi yerlərində vulkanlara rast gəlinmir.

Göstərilən qurşaqlardan kənarda, yaxın zamanlarda sönmüş və çox aktiv fəaliyyətdə olan vulkanlara İsləndiyada, Şərqi Afrikada, Qvineya körfəzində Kamerun-Fernando-Po adası xətti üzrə, Mancuriyada, Şərqi Monqolustanda, Vitim yaylasında rast gəlmək olur.

VI FƏSİL

ZƏLZƏLƏRİN RELYEF ƏMƏLƏ GƏLMƏSİNDƏ ROLU

Endogen amillərə aid olan zəlzələlər, Yer səthində müxtəlif relyef formaları yaranmasına səbəb olur. Lakin zəlzələlərin yaratdığı relyef formaları böyüklüyünə və coğrafi yayılmasına görə, tektonik hərəkətlər və vulkanizm nəticəsində əmələ gələn relyef formaları ilə müqayisə edilə bilməz. Zəlzələlərin yaratdığı formalar əsasən mezorelyef və mikrorelyef formaları olmaqla, az sahə tutur. Bu relyef formalarının bir çoxu isə qısa vaxt keçdikdən sonra denudasiya prosesləri tərəfindən dağılır və görkəmini itirir.

Relyef əmələ gətirən amillər sırasına yalnız güclü- katastrofik zəlzələləri aid etmək olar. Hər gün müxtəlif sahələrdə baş verən yüzlərlə zəif yer tərpənmələri relyef forması yaratmır.

Zəlzələlərin relyefə təsirini əsasən iki növə bölmək olar: 1-bilavasitə təsir; 2-dolayı yolla olan təsir.

Güclü zəlzələlər zamanı Yer qabığı səthində ani şaquli və üfüqi yerdəyişmə baş verir və bu yerdəyişmə bir qayda olaraq, ya

əvvəllərdən yaranmış tektonik qırılmalar boyu ilə, yaxud da zəlzələ zamanı yaranan çatlar üzrə baş verir.

Zəlzələ təsiri altında Yer qabığının səthində adətən amplitudu bir neçə metrə çatan qırılmalar, horst və qrabenlər əmələ gəlir. Zəlzələdən yaranan çatlar on və yüz kilometrərlə uzanır, onların eni və dərinliyi isə bir neçə metr olur.

Bir çox katastrofik zəlzələlər nəticəsində yerin səthində daha böyük dəyişikliklər baş verir. Yaponiyada 1923-cü ildə baş verən güclü Tokio zəlzələsi zamanı Saqami körfəzi dibində şaquli amplitudu yüz metrərlə ölçülən horst və qrabenlər əmələ gəlmişdir. Bəzi yerlərdə körfəzin dərinliyi 150-200 m artmış, bəzi yerlərdə isə körfəzin dibi 200-250 m yuxarı qalxmışdır. Ümumiyyətlə, 150 km² sahədə körfəzin dib relyefi ciddi dəyişilmişdir. Portuqaliyada 1775-ci ildə olan güclü Lissabon zəlzələsi zamanı şəhərin dəniz kənarı bulvarı su altına cökmüş və o yerdə dərinlik 200 m artmışdır. 1963-cü ildə Alyaskada Ankoric şəhərində də yer səthində böyük dəyişikliklər əmələ gəlmişdir.

Şamaxıda 1670-ci ildə bir neçə dəfə təkrar olunan güclü zəlzələlər zamanı yer səthində böyük çatlar yaranmış, dağ yamacları uçmuş, relyefdə xeyli dəyişiklik olmuşdur.

Monqolustan Altay dağlarında 1957-ci ildə baş verən güclü Qobi-Altay zəlzələsi zamanı dağ yamaclarında uzunluğu yüz kilometrərlə ölçülən çatlar, ayrı-ayrı yerlərdə horst və qrabenlər əmələ gəlmişdir.

Zəlzələnin təsirindən yer səthində kiçik qırışlar da əmələ gəlir ki, bu da seysmodislokasiya adlanır. Seysmodislokasiya Qara dənizin Qafqaz sahillərində, Yaponiyada qeydə alınmışdır. Zəlzələnin Yer səthi relyefində yaratdığı belə dəyişikliyə, başqa seysmik zonalarından Çilidə, Meksikada, Orta Asiya dağlarında, İranda, Türkiyədə, Yuqoslaviyada və s. rast gəlmək mümkündür.

Güclü zəlzələlər zamanı dağ yamaclarında uçqunlar və sürüşmələr də baş verir.

Tacikistanda 1949-cu ildə olan Hait zəlzələsi zamanı böyük uçqunlar əmələ gəlmiş və Hait kəndi tamamilə yamacla «axan» və qalınlığı on metrərlə çatan nəm qırıntı məhsullarla basdırılmışdır.

Pamirdə 1911-ci ildə baş verən zəlzələ zamanı nəhəng uç-

qun baş vermiş, uçqun materialları Murqab çayı dərəsini kəsmiş və nəticədə eni 5 km-ə, hündürlüyü 600 m-ə çatan bənd yaranmışdır.

Həmin ildə baş verən məşhur Alma-Ata zəlzələsi zamanı Zaili Alatau dağının şimal yamacında əmələ gələn böyük sürüşmə materialları 400 km^2 -ə yaxın sahəni basmışdır.

Zəlzələ nəticəsində çay şəbəkəsinin dəyişməsi, yeni göllərin yaranması, bəzi göllərdən suyun axıb getməsi, palçıq vulkanlarının yaranması, bulaqların quruması, yaxud yenilərinin əmələ gəlməsi kimi başqa hadisələr də olur. Zəlzələ zamanı dağ yamaclarında toplanan külli miqdar qırıntı materialları sel yaranmasına da səbəb olur.

Şübhəsiz, dəniz dibi relyefində də güclü zəlzələlər nəticəsində müəyyən dəyişikliklər baş verir.

Zəlzələlər yer qabığının tektonik fəal zonaları üçün səciyyəvi olan hadisədir. Onların yayılması sönmüş və fəaliyyətdə olan vulkanizmin yayılmasına müvafiq gəlir. Ən aktiv neotektonik zonalar eyni zamanda aktiv seysmik zonalardır. Beləliklə, neotektonik hərəkətlər, vulkanizm və zəlzələlərin yayılması arasında sıx əlaqə vardır.

2010-cu ildə baş verən güclü Haiti zəlzələsi zamanı 200 mindən çox insan tələf olmuş, şəhərlər dağılmışdır.

Yer səthində ən aktiv seysmik zonalara Alp-Himalay orogen zonası, Sakit okeanı əhatə edən odlu dairə vulkanizm qurşağı, Daxili Asiya fəallaşmış orogen zonası (burada vulkanizm yoxdur) və orta okean silsilələri qurşağı daxildir.

III HİSSƏ

VII FƏSİL RELYEFİN PLANETAR FORMALARI

Ümumi məlumat

Relyefin planetar formalarına Yer səthinin ən böyük ayrılıqlarını və geomorfoloji səviyyələrini əmələ gətirən materiklər və okean çökəkləri daxildir. Bu iki əsas relyef formalarının yaranması və mövcudluğu birinci növbədə yer qabığının quruluşundan asılıdır.

Materiklər və okean çökəkləri bir-birindən yer qabığının qalınlığına, quruluşuna və tərkibinə görə fərqlənirlər. Buna görə yer qabığının əsas iki tipi ayrılır: **1. Materik tipli yer qabığı, 2. Okean tipli yer qabığı.** Materik yer qabığı üç «**təbəqədən**» ibarətdir. Yuxarı, yaxud üst təbəqə çökmə süxur qatlarını əhatə edir. Bu təbəqənin qalınlığı çox müxtəlifdir. Platformalardakı kristallik əsasın çıxışlarında (qalxanlarda-anteklizlərdə) bu təbəqə ya heç rast gəlmir, yaxud onun qalınlığı cəmi bir neçə yüz-metrə çatır. Yer qabığının əyilməsi sahələrində-sineklizlərdə isə həmin qatın qalınlığı 3-5 km-dən 10-15 km-ə qədər artır, Xəzəryanı sineklizdə (Şimali Xəzəryanı ovalıqda) isə 20 km-ə qədər artır. Orogen qurşaqlarda da çökmə süxur qatı xeyli böyük qalınlığa malikdir (10-15 km, bəzən 20 km-ə qədər). Bu təbəqəni təşkil edən süxur qatlarının mənşəyi və tərkibi çox müxtəlif olmaqla, dəniz və kontinental (terrigen, orqanogen və s.), metamorfik və maqmatik komplekslərdən ibarətdir.

Bu təbəqə altında yerləşən qranit təbəqə tərkibinə görə qranitə çox yaxın olan, əsasən turş süxurlardan ibarətdir. Qranit təbəqənin qalınlığı müxtəlifdir. Platforma və orogen sahələrdə relyefin böyük formalarının paylanması qranit təbəqənin qalınlığının paylanmasına əsasən uyğun gəlir.

(Qranit təbəqə altında bazalt təbəqəsi yerləşir.) Bu şərti olaraq

ayrılır. Həmin təbəqənin bəzi xassələri, xüsusilə seysmik dalgaları keçirməsi yalnız laboratoriyalarda aparılan təcrübələrə əsaslanır. Bu təbəqənin tərkibi materiklərdə hələ də məlum deyil. Dağlıq ölkələr daxilində (bazalt qatının qalınlığı 15 km-ə qədər, materik düzənlikləri sahəsində isə 25-30 km-ə qədərdir.

Beləliklə, Yer qabığına nəinki göstərilən üç təbəqənin qalınlığı ərazi üzrə xeyli dəyişir, həm də onların qalınlığı da ciddi dəyişir.

Materik tipli qabığın ümumi qalınlığı 35-80 km arasında dəyişir. Adətən platformalarda yer qabığının orta qalınlığı 30-40 km-ə çatır. Platformaların düzənliklərində bunun alçaq həddi (30-35 km), platformadakı qalxanvari yüksəkliklərdə, yaylalarda isə yüksək həddi (35-40 km) müəyyən edilmişdir. Materiklərin orogen qurşaqlarında yer qabığının qalınlığı platforma düzənliklərində olduğundan 1,5-2 dəfə artıqdır. Alpları və Böyük Qafqaz dağları sahələrində bu 55 km-ə, Tibetdə və Himalay dağları sahəsində 80 km-ə, Andlar və Kordilyer dağları sahəsində isə 50-60 km-ə çatır. Orogen qurşaqların dağarası çökəkliklərində yer qabığının qalınlığı dağ silsilələri və sistemlərinə nisbətən xeyli az olmaqla, platforma düzənliklərində olduğuna yaxındır.

Yuxarıda verilən kəmiyyət göstəriciləri materiklərdə böyük relyef formalarının paylanması və yerləşməsi ilə Yer qabığı qalınlığı arasında əsasən düzgün əlaqə olduğunu, Yer səthinin əsas hipsometrik səviyyələrinin bundan birbaşa asılı olduğunu göstərir. Bu asılılıq nəinki materik tipli, həmçinin okean tipli yer qabığı sahələrində də müşahidə edilir.

[Okean tipli yer qabığı əvvəlkindən istər tərkibinə, istərsə də qalınlığına görə kəskin fərqlənir]

[Okeanlarda Yer qabığı əsas iki təbəqədən ibarətdir. Birinci yumşaq çöküntülərdən təşkil olunmuş üst təbəqədir ki, bunun qalınlığı bir neçə yüz metrə, bir neçə km arasında dəyişir. İkinci bazalt qatıdır. Bunun qalınlığı 4-7 km-ə çatır. Bu iki qat arasında o qədər də qalın olmayan keçid təbəqə yerləşir. Belə güman edilir ki, bu təbəqə xeyli kipləşmiş (bərkimiş) çökmə süxurlardan ibarətdir.] Bu təbəqədə seysmik dalgaların sürəti çökmə süxur təbəqəsində olduğundan daha artıq, qranitdə olduğundan isə zəifdir.

Okeanlarda Yer qabığının qalınlığı materiklərdə olduğundan xeyli az olmaqla, geniş sahələrdə 5-10 km-ə bərabərdir. Böyük okean çökəkliklərində bu cəmi 5-6 km, okean dibi yayılarda və Orta okean silsilələri qurşaqlarında 8-10 km-ə çatır. Orta okean silsilələrində nadir hallarda Yer qabığının qalınlığı 10-15 km-ə qədər artır.)

(Materik və okean tipli Yer qabığından əlavə keçid qurşaq, yaxud **müasir geosinklinalların** Yer qabığı xüsusi bir tip kimi ayrılır.) Bu, Sakit okeanla Asiya qitəsi arasında və həmin okeanın qərb və cənub-qərbində enli bir qurşaq əmələ gətirir. Əsas xüsusiyyəti-qısa məsafədə materik və okean tipli Yer qabığı sahələrinin növbələşməsidir. Materiklə adalar qövsü arasında yerləşən dərin çökəklər altında yer qabığı okean tiplidir, lakin ondan bir qədər qalın olması ilə fərqlənir. Qalınlığın artması əsasən çökmə süxur təbəqəsinin artması hesabına baş verir. Adalar qövsündə və sualtı silsilələrdə isə materiklərdə olduğu kimi çökmə süxur, qranit və bazalt təbəqələri yayılmış, Yer qabığının qalınlığı isə 30-35 km-ə qədər artır.

Orta okean silsilələri Yer qabığının quruluşuna görə, ümumiyyətlə, okean tipli qabıqdan az fərqlənir. Bunun əsas fərqləndirici cəhəti rift strukturunun inkişaf etməsi və tərkibinin bir qədər bazalt qatdan seçilməsidir. Burada çökmə süxur təbəqəsindən altdakı təbəqədə seysmik dalğaların sürəti bazalt təbəqədə olduğundan xeyli artıq (7,3-7,8 km/s), mantiyada olduğundan isə azdır.

Beləliklə, (materikdə olduğu kimi, okean çökəkliklərində də relyefin əsas elementlərinin yerləşməsi Yer qabığının qalınlığından asılıdır.)

Yer qabığı səthinin hipsometrik (okeanlarda batimetrik) xəritəsi ilə yer qabığının qalınlığı xəritələrini tutuşdurduqda, onların arasında böyük uyğunluq olması müəyyən edilir. Bu uyğunluq birinci növbədə materiklərlə okeanlar arasında özünü göstərir. Hər iki planetar forma istər hipsometrik, istərsə də Yer qabığı qalınlığı xəritələrində kəskin seçilir. Həmin xəritələrə daha diqqətlə nəzər saldıqda materiklərin və okean çökəklərinin böyük relyef elementlərinin də Yer qabığı qalınlığının həmin sahələrdə paylanması ilə tuş gəldiyini müəyyən etmək olar.

Buradan görünür ki, Yer qabığının quruluşu və qalınlığı relyefin planetar formalarının paylanması müəyyən edən əsas amildir.

Bir qayda olaraq, materik tipli Yer qabığına materiklər-planetin səthindəki ən iri quru sahələri, okean tipli Yer qabığına isə Dünya okeanının böyük hissələri müvafiq gəlir.

Materik tipli Yer qabığının sərhədi heç də qurunun sərhədlərinə uyğun gəlmir. Bir çox yerlərdə materikin alçaq kənar hissələri dəniz suları ilə örtülmüşdür.

Materiklərin dayaz dəniz suları ilə örtülmüş kənar alçaq hissələri (şelf) materik tipli Yer qabığına malikdir. Yer qabığının əsas iki tipi arasında sərhəd materikin sualtı kənarının ən aşağı sərhədi üzrə keçir. Bura, eyni zamanda qranit təbəqənin də yayılma sərhədidir.

[Materiklərin və okean çökəkliklərinin əmələ gəlməsinə dair bir çox hipotezlər irəli sürülmüşdür.] Bunlardan biri kontraksionistlər tərəfindən irəli sürülən sıxılma və okean dibinin çökməsi hipotezidir. E.Züss okean çökəkliklərinin əmələ gəlməsinə yer qabığının soyuması və sıxılması (yığılması) və bunun nəticəsində qabıqda böyük çökəkliklərin (uçqunların) əmələ gəlməsi ilə izah edir (Züssün fərziyyəsi yerin əmələ gəlməsinə dair Kant-Laplas fərziyyəsinə əsaslanırdı). L.Kober yer qabığının sıxılmasını yerin mərkəzinə doğru olan ağırlıq qüvvəsi ilə (qravitasiya) əlaqələndirir. Sıxılma nəticəsində böyük tektonikanın üç əsas forması—böyük qırışlıqlar, materik və okeanlar əmələ gəlir. Ağırlıq qüvvəsi yerin əsas səviyyəsini—materiklərin və okean dibinin səthini əmələ gətirir.

Üfüqi hərəkətlər hipotezi birinci dəfə rus coğrafiyaşünası M.A.Boqolepov tərəfindən irəli sürülmüşdür. Bu hipotezin A.Vegener tərəfindən işlənmiş variantı daha geniş yayılmışdır. Hipotezin əsasını **sial** qatın **sima** qatı üzərində hərəkəti (üzməsi) təşkil edir. Belə güman edirdilər ki, Sakit okean yerindən Ay ayrıldıqda sial qatının bütövlüyü pozulmuş və hər tərəfdən qurular (sial qat) bu boşluğa tərəf hərəkət etməyə başlamışdır. Beləliklə, vaxtilə bütöv olan sial qatın bütövlüyü pozulmuş və materiklər əmələ gəlmişdir. Vegener yer səthində olan böyük formaların—materiklərin və okean çökəkliklərinin əmələ gəlmə-

sini, hətta böyük dağ sistemlərinin mənşəyini də bu yolla izah edirdi.

Həmin hipotezə görə qədim Hondvana materiki parçalanmış və onun iri qəlpələri müxtəlif istiqamətlərdə hərəkət edərək Afrika, Avstraliya, Amerika, Antarktida materiklərini və Hindistan platformasını əmələ gətirmişdir. Bu hipotezə görə Atlantik okeanı cavan olub, Amerikanın Afrikadan ayrılıb qərbə hərəkət etməsi nəticəsində yaranmışdır.

Bu hipotez bir çox məsələləri, xüsusilə biocoğrafi hadisələri asan izah etdiyinə baxmayaraq, müxtəlif vaxtlarda kəskin tənqid edilmişdir. Buna qarşı çıxış edənlər sırasında böyük geomorfoloqlar da (A.Penk və V. Penk) olmuşlar.

A.Penk yazır ki, sima plastik (sıyıq) ola bilməz. Belə olsa idi, çox dik yamaclı okean çökəklikləri mövcud olmazdı, bir çox böyük adalar sima qatında batardı və s.

Daha sonra o, qeyd edir ki, materikləri suda üzən buzlara yox, cavan buz içində donmuş aysberqə bənzətmək olar.

Maddələrin yerdə paylanması öyrəndikdə belə bir nəticəyə gəlmək olar ki, yer qabığının strukturu və morfologiyası tək bir hadisə, yəni onun sıxılması, kiçilməsi və ayrı-ayrı sahələrin çök-məsi ilə izah edilə bilməz. Çökmənin əksi olan hərəkətlərin mövcud olması, onların böyük sahəni tutması (maqmanın dərin qatlardan yer səthinə qalxması) və həmin sahədə ağır mineralların əmələ gəlməsi onu göstərir ki, Yerin kütləsində sıxılma ilə genişlənmənin mübarizəsi baş verir. Bu ideyanı V.A.Obruçev, M.M.Tetyayev, M.A.Usov, xarici ölkə alimlərindən V.Buter, S.Bubnov inkişaf etdirmişlər. Bu hipotez yer səthinin geomorfoloji pillələrinin–materiklərin və okean dibinin əmələ gəlməsini izah edir.

O.Y.Şmidt, P.N.Kropotkin və A.N.Mazaroviçin fikrinə görə okean dibi (xüsusilə Sakit okean) litosferin ən qədim hissələri və ən qədim geoloji sahələridir. Materiklər cavandır, onlar dərin qatlardan turş maqmanın ayrılıb səthə çıxması nəticəsində əmələ gəlmişdir.

İlkin ultraəsası maqmanın parçalanması və onun yüngül qranit tərkibinin üzə çıxması nəticəsində materiklərin əmələ gəlməsi və inkişaf etməsi haqqında təsəvvürlər V.İ.Popov tərəfin-

dən daha dəqiq işlənmişdir. Onun fikrincə materiklər qranit maqmanın toplandığı mərkəzdən–materikin nüvəsindən vaxt keçdikcə ətraflara tərəf böyümüşlər. Bir sıra materiklərin müəyyən nüvə hissələrinin geoloji vaxt keçdikcə böyüməsi bu təsəvvürün meydana gəlməsinə səbəb olmuşdur.

Əsrimizin altmışıncı illərindən sonra bir sıra qərb alimləri planetar strukturların və relyef formalarının əmələ gəlməsinə dair yeni nəzəriyyə irəli sürmüşlər. Yeni global tektonika, yaxud Tava tektonikası adlanan yeni nəzəriyyə nəticə etibarı ilə Vegenerin irəli sürdüyü materiklərin dreyfi fərziyyəsindən az fərqlənir. Lakin Yeni Qlobal tektonika nəzəriyyəsini irəli sürən alimlərin (Hess, Dits, Morqan, Le Pişon və b.) materiklərin hərəkəti mexanizmini izah etməsi Vegenerin irəli sürdüyü mexanizmdən ciddi fərqlənir. Onların fikrincə bu hərəkətin səbəbi mantiyada gedən proseslər, yəni mantiyada baş verən **konveksion** cərəyanlarıdır. Konveksion cərəyanlar öz üzərində yerləşən müxtəlif həcmli tavaları hərəkətə gətirir. Tavalar çox böyük olmaqla, okean və materik tipli yer qabığı sahələrini əhatə edir. Onların qalınlığı 70–80 km-ə çatır. Bir-birinə əks istiqamətlərdə hərəkət edən tavaların ayrıldığı sərhədlərdə mantiya materialı yer səthinə (okean dibində) qalxır, orta okean silsilələrini və onların oxu boyu uzanan **rift dərələrini** əmələ gətirir. Rift dərələri zonasının qarşı-qarşıya duran yamacları əks istiqamətdə hərəkət edərək okean çökəklərini tədricən genişləndirir.

Orta Okean silsiləsi rift zonasından əks istiqamətlərdə hərəkət edən yer qabığının böyük tavaları Beniof–Zavaritski zonası adlanan dibsiz (ən dərin) okean çökəkləri sahəsində yerin dərinliklərinə (mantiyaya) gömülür. Tavaların ayrıldığı, həm də bir-biri ilə qarşılaşdığı qurşaqlar dərinlik tektonik qırılmalar sistemləri ilə kəsildiyindən, bu qurşaqlar olduqca fəal vulkanizmi və seysmikliyi ilə seçilir. Buna Sakit okeanı əhatə edən «Odlu dairə» və Orta Okean silsilələri misal ola bilər.

Tavaların gömülməsi qurşaqları eyni zamanda müasir geosinklinal və orogen zonalardır. Ən böyük dağlıq qurşaqlar da böyük litosfer tavalarının qarşılaşdığı sahələrdə yerləşir (Kordilyer və And sistemi, şərqə Asiya dağlıq və adalar qövsü, Alp-Himalay dağlıq qurşağı).

Bu fərziyyəyə görə müasir okean çökəkləri, xüsusilə Atlantik, Hind və Şimal Buzlu okeanları çox cavandır. Məsələn, Atlantik okeanı yura dövründən əmələ gəlməyə başlamışdır. Okeanın ortası ilə uzanan Orta Atlantik silsiləsinin rift zonasını təşkil edən mantiya süxurlarının yaşı bir milyon ildən artıq deyil. Rift zonasından şərqə və qərbə tərəf uzaqlaşdıqca okean dibini təşkil edən bazalt qatının, eləcə də onun üzərində yatan çökmə süxurlarının yaşı tədricən artır. Okean yatağının şərq və qərb kənarlarında bu süxurlar yura, çox az sahələrdə isə paleozoy erasına aid edilir. Bu vəziyyət başqa okeanlarda da təkrar olunur. Lakin bu sadə sxem Hind okeanında daha mürəkkəbdir.

Bu nəzəriyyəyə görə müasir Qırmızı dəniz və Ədən körfəzi açılmaqda olan cavan okeanın rüşeymləridir. Baykal rift zonası da bu yolla yaranmaqda olan strukturdur.

Yeni qlobal tektonika nəzəriyyəsinin tərəfdarları hər il artsa da onun əleyhinə çıxan alimlər də az deyil.

Yer qabığının sıxılması fərziyyəsinin son zamanlar ingilis alimi R.Littlton tərəfindən irəli sürülən yeni variantı yerin bir planet kimi əmələ gəlməsində sovet alimi O.Y.Şmidtin nəzəriyyəsinə əsaslanır. Bu nəzəriyyəyə görə yer əvvəl soyuq planet olmuş, sonralar onun daxili hissəsi (nüvəsi) radioaktiv elementlərin (uran, torium, kalium) parçalanması nəticəsində tədricən qızmağa başlamışdır. Bu qızma nəticəsində yerin daxilində bütün maddələr sıyıqlamış, kütləsi artmış və ilkin soyuq planetin diametri 370 km kiçilmişdir. Həmin alimin fikrincə, yer yarandığı vaxtdan onun sıxılması və radiusunun kiçilməsi iyirmi dəfə təkrar olmuşdur. Yerin radiusunun kiçilməsi Yer qabığının yığılmasına, qırıqlığın və dağ sistemlərinin yaranmasına səbəb olmuşdur.

Yuxarıda göstərilən fərziyyələrlə yanaşı yer qabığında baş verən tektonik hərəkətlərin səbəbini izah etmək məqsədilə başqa fərziyyələr də irəli sürülmüşdür. Bunlardan ən maraqlısı V.Belousovun irəli sürdüyü maddələrin dərinlik diferensiasiyası (bu geosinklinalların yaranması, inkişafı, qırıqlığın və dağ əmələ gəlməsinin əsas səbəbini şaquli tektonik hərəkətlərlə izah edir) və XX əsrin altmışıncı illərində həmin fərziyyənin R.Van Bemmenin təklif etdiyi **relyativist** variantıdır. Axırncı variant

əsasən V.Belousovun inkişaf etdirdiyi **fiksizmlə** yeni global tektonika (yaxud neomobilizm) fərziyyələrini əlaqələndirir. Bu fərziyyəyə görə yer qabığının böyük relyef formalarının və onların əsasında yatan strukturların yaranmasında fiksizm və neomobilizm fərziyyələrinin əsas götürdükleri hər iki proses iştirak edir.

VIII FƏSİL

MATERIKLƏRİN BÖYÜK RELİYEF FORMALARI

Materiklərin quru sahəsi ($149,0$ mln. km^2), alp epigeosinklinal kontinental sahələrlə, sualtı kənarı və keçid zonaların materik tipli yer qabığı sahələri ilə birlikdə 230 mln. km^2 -ə yaxındır. Buradan görünür ki, materiklər və onların sualtı hissələri Yer kürəsi sahəsinin 46%-nə yaxın bir ərazini tutur.

Materiklərin geoloji və tektonik quruluşu, geoloji inkişaf tarixi olduqca mürəkkəbdir. Burada arxey və proterozoyda yaranmış, əsasən qədim (yaşı əksər halda milyard ildən artıq olan) platforma özləkləri, paleozoy qırıxıqlıqları əsasında inkişaf etmiş cavan platformalar, mezozoy və karnozoy qırıxıqları nəticəsində əmələ gəlmiş qırıxıqlıq zonaları əsas struktur-morfoloji vahidlərdir. Müxtəlif yaşlı platformalar və qırıxıq-orogen zonalar relyefinin inkişafına və morfologiyasına görə bir-birindən xeyli fərqlənir. Bunlar karnozoy erasında, xüsusilə alp orogenezi mərhələsində bir-birindən fərqlənən tektonik rejimə malik olmuşlar. Bu proseslər materiklərin geomorfoloji quruluşunu olduqca mürəkkəbləşdirmişdir.

Materiklər geoloji quruluşuna, tektonik fəallığı və geomorfoloji xüsusiyyətlərinə görə hər şeydən əvvəl platformalara və geosinklinal-orogen sahələrə bölünür. Platformalar, adətən daha qədim geoloji dövrlərdə (arxey və proterozoyda) fəal tektonik həyat keçirmiş, sonrakı geoloji dövrlərdə isə yalnız zəif rəqsi hərəkətlərə məruz qalmışlar. Ona görə, platformaların relyefi əsasən düzənliklərdən və yüksəkliklərdən ibarətdir.

Materiklərin geosinklinal-orogen zonaları çox fəal tektonik hərəkətlərə məruz qalır və buna görə də onlar materiklərin hərəkətedici zonaları kimi ayrılır. Bu zonalar relyefin daha kontrastlı

olması, cavan vulkanizmi və seysmik fəallığı ilə seçilir. Ən uca dağlıq ölkələr materiklərin qırışq-rogen (əsasən tavaların sərhəddində-subdiksiya, yaxud kolliziya, obdiksiya zonalarında) zonalarında yerləşir.

Platformaların böyük relyef formaları

Platformalar materiklərin tektonik cəhətdən daha sakit (stabil) hissələridir. Lakin bu sakitliyi nisbi mənada başa düşmək lazımdır. Platformalarda vulkanizm və seysmik hərəkətlər də özünü zəifdə olsa göstərir. Platformaları təşkil edən kristallik, metamorfik süxurlar hələ çox qədimlərdə, paleozoydan əvvəlki geoloji eralarda qüvvətli qırışılığa məruz qalmışdır. Həmin qırışqlar, demək olar ki, paleozoya qədər dəfələrlə intruziv və effuziv hadisələrə məruz qalmış, onları təşkil edən süxur qatları qüvvətli metamorfizmə uğramış və kristallaşmışdır. Yüz milyon illər ərzində tektonik cəhətdən xeyli sakit olan platformalarda denudasiya prosesi geniş hamar, yaxud dalğalı-təpəli düzənliklər-peneplen sahələr yaratmışdır. Həmin sahələrdə paleozoydan sonra dağəmələgəlmə hadisəsi və qırışılıq baş verməmişdir. Burada yalnız qırılmalar üzrə qalxma və enmə olmuşdur. Bəzi platformalarda qalxanlar arxey erasından bu vaxta qədər dəniz suları ilə örtülməmişdir. Bunlar, denudasion mənşəli relyefin müəyyən tiplərinin geniş yayılması ilə xarakterizə olunur. Bəzi platformalar isə paleozoyda, mezozoyda, hətta kaynozoyda böyük transqressiyalara məruz qalmış, platformanın kristallik-metamorfik süxurlardan təşkil olunmuş əsası müxtəlif qalınlıqda və əksərən normal yatımda olan çökmə süxur qatları ilə örtülmüşdür.

Platformaların çökmə süxur örtüyü üçün xarakter olan normal yatım bəzən pozulur. Adətən, sineklizlərdə çökmə süxur layları hər tərəfdən mərkəzə yatır və onları təşkil edən möhkəm süxurlar dik yamacı kənara çevrilmiş kuest tirələri əmələ gətirir. Anteklizlərdə isə bu çöküntü layları günbəzvari qırıxmış olur. Bundan əlavə, platformaların ayrı-ayrı hissələrinin tektonik rejimindən asılı olaraq, onların çökmə süxur örtüyü müxtəlif həcmli və istiqamətli, sahəcə iri, şaquli amplitudu isə kiçik olan antiklinal qalxmalar və sinklinal çökəkliklər əmələ gətirir.

Geoloji inkişafına və yaşına görə platformalar iki yerə - qə-

dim və cavan platformalara ayrılır.

Qədim platformalar arxey və proterozoyda yaranmış və əsasən kristallik, metamorfik süxurlardan təşkil olunmuş platformalardır. Bunlara Şərqi Avropa (yaxud Rusiya platforması), Sibir, Çin (Şimali və Cənubi Çin platformaları), Şimali Amerika, Cənubi Amerika, Afrika, Ərəbistan, Avstraliya və Hindistan platformaları aid edilir. Sahəsinə görə qədim platformalar daha geniş əraziləri tutur.

Qədim platformalar tektonik rejiminə və hipsometrik vəziyyətinə görə fərqlənilir. Cənub yarımkürəsi platformaları şimal yarımkürəsi platformasına nisbətən tektonik cəhətdən daha fəaldırlar. Onlar aktiv vulkanizmə və seysmikliyinə görə də Şimal yarımkürəsi platformalarından fərqlənir. Sibir və Hindistan platformaları həmin xüsusiyyətlərinə görə Cənub yarımkürəsi platformalarına yaxındır. Bu platformalar son geoloji dövrlərdə də əsasən qalxma hərəkətlərinə məruz qalmışdır. Buna görə də həmin platformaların səthi Şimal yarımkürəsi platformalarında olduğundan xeyli yüksəkdir. Burada yüksək yaylalar, massivlər, hətta dağlar da yaranmışdır. Bu platformaların başqa xüsusiyyəti platforma əsasının ümumi qalxması fonunda tektonik hərəkətlərin diferensial xarakter daşmasıdır. Buna görə Cənub yarımkürəsi platformalarında, xüsusilə Afrikada nisbi amplitudu çox olan qalxanlar, anteklizlər, sineklizlər və tutduqları sahələrə görə və onlara tam uyğun gələn yüksəkliklər, yaylalar, dairəvi (yaxud ona yaxın) formada çökəklər (sineklizlər) əmələ gəlmişdir.

Bu platformaların yüksəklikləri kristallik süxurları kəsən müxtəlif hündürlükdə peneplen düzənliklərdən, çökəklikləri isə akkumulyativ batıq düzənliklərdən ibarətdir. Çay şəbəkəsinin inkişafında relyefin iri formalarının paylanması böyük rol oynayır. Adətən suayırıcılar qalxanlar və anteklizlərdən keçir, əsas çay hövzələri isə sineklizlərdə cəmlənir. Buna Konqo, Amazon və başqa çay hövzələrini misal göstərmək olar. Yüksəkliklərdən axan çayların dərələri əsasən tektonik qırılmalara uyğun gəlir.

Şimal yarımkürəsindəki qədim platformalar kembridən sonrakı geoloji dövrlərdə əsasən tektonik öyilməyə (çökməyə) məruz qalmışdır. Burada yerləşən qədim platforma qalxanları, yalnız Lavrentiya yüksəkliyində, Baltik və Ukrayna qalxanlarında üzə

çıxmaqla, alçaq yayla və yüksəkliklər əmələ gətirir. Yalnız Labradorda kristallik platforma yüksək (günbəzvari qalxan mürəkkəb relyefi olan yayla əmələ gətirmişdir.

Qədim platformaların daha geniş sahələri gömülmüş anteklizlər və kristallik əsasın səthi xeyli dərinə enmiş sineklizlərdən ibarətdir. Gömülmüş anteklizlərin üzərində çökmə süxur qatının qalınlığı azdır, yer səthində onlara çox halda yüksəkliklər müvafiq gəlir. Sineklizlər qalın çökmə süxur qatları ilə dolmuşdur. Yer səthində onlara əsasən düzənliklər (həm də ovalıq düzənliklər) müvafiq gəlir.

Şərqi Avropada olan böyük düzənliklərin əksəriyyəti sineklizlərdə yerləşir.

Cavan platformalar paleozoy qırışıklığı zonalarında, paleozoyun axırı və mezozoyda əmələ gəlmişlər. Bunların əksəriyyəti qədim platformaların ətraflarında yaranmışdır. Avropada və Asiyada kaledon və hersin qırışıklığı üzərində yaranan Skif, Turan, Qərbi Sibir və s. platformaları buna misal göstərmək olar.

Cavan platformaların bir qismi mezozoy və kaynozoyda zəif əyilməyə və dəniz transqressiyasına məruz qalmışdır. Adətən belə sahələrdə geniş ovalıqlar və düzənliklər inkişaf etmişdir. Bir çox sahələrdə isə əyilmə zəif olduğundan, qüvvətli qırışıklığa məruz qalmış qədim çöküntülərin denudasion səthi üzərində müxtəlif mənşəli çökmə süxur örtüyü yatır. Belə sahələrdə arasıra platforma əsası çıxışları yer səthinə acılaraq dalğalı-xırda təpəli və tirəli düzənliklər, yüksəkliklər əmələ gətirir. Turan ovalığının bəzi hissələri, Qazaxıstan xırda təpəliyi və s. buna misal ola bilər.

Kaynozoyda, xüsusilə orogen mərhələdə cavan platformaların nisbətən zəif tektonik fəallaşma sahələrində, alçaq və orta dağlar və çökəklər, o cümlədən Orta Avropanın hersin qırışıklığı zonası, Appalaçlar, Ural, Şərqi Avstraliya Alpları və s. güclü olan sahələrdə isə yüksək və orta dağ sistemləri, böyük dağarası çökəklər (Tyan-şan, Altay dağları və s.) yaranmışdır.

Adətən belə alçaq və orta dağların səthində qədim peneplənlər yaxşı saxlanmışdır. Tektonik fəallaşma zamanı qalxmalar və enmə yalnız qırılmalar üzrə baş verdiyindən, dağların əksəriyyəti müxtəlif həcmli horst tipli qalxmalar, çökəklərin (geniş dərələ-

rin) əksəriyyəti isə qraben tipli çökəklərdir. Buna ən tipik misallar Orta Avropadakı Reyn dərəsi (qrabeni), onu əhatə edən horst tipli Vogeş və Şvarsvald dağları, Hars dağları və s.-dir.

Beləliklə, istər qədim, istərsə də cavan platformalar sahəsində relyefin ən geniş yayılmış elementləri düzənliklərdir. Bununla yanaşı tektonik fəallaşma zonalarında ara-sıra dağlıq relyef də yaranmışdır.

Platforma düzənlikləri mənşəyinə görə fərqlənir. Onların aşağıdakı əsas morfoqenetik növlərini ayırmaq mümkündür.

Akkumulyativ düzənliklər əsasən platformaların (istər qədim və istərsə də cavan platformaların) əyilmə sahələrində- geniş sineklizlərdə yerləşir. Akkumulyativ düzənliklərin səthi yumşaq, cavan-neogen-dördüncü dövr yaşlı çöküntülərdən təşkil olmuşdur. Akkumulyativ çöküntülərin yaranması geoloji vaxt etibarı ilə çox müxtəlifdir. Məsələn, Amazoniya düzənliyi hələ proterozoydan başlayaraq Amazon sineklizinin əyilməsi ilə əlaqədar yaranmağa başlamış və o vaxtdan etibarən həmin sahədə dəniz və kontinental çöküntü qatlarının toplanması nəticəsində əmələ gəlmişdir. Bu düzənlik irsi inkişaf edən akkumulyativ düzənlikdir. Qərbi Sibir ovalığı da irsi inkişaf edən düzənlikdir; lakin bu əsasən paleozoy qırıxıqlığı üzərində yaranmış düzənlikdir. Platformaların akkumulyativ düzənlikləri səthində ən geniş yayılan çöküntülər dördüncü dövrün allüvial çöküntüləri, dəniz kənarı sahələrdə isə dəniz və allüvial çöküntülərdir.

Tektonik əyilmə və akkumulyasiya şəraitində inkişaf edən bu düzənliklərin relyefinin başlıca xüsusiyyətləri-səthin ümumiyyətlə hamar və az maili olması, onları təşkil edən cavan çök-mə süxur qatları ilə müəyyən edilir.

Dərinlikdə yatan qədim qırıxıq strukturlar adətən düzənliklərin müasir relyefinə ciddi təsir göstərə bilmir. Lakin cavan çök-mə süxur qatının qalınlığı az olduqda, qədim strukturlar zəif də olsa relyefdə təzahür edir. Bu təsir həm də strukturların irsi inkişafından asılıdır. Bəzi akkumulyativ düzənliklərdə inkişaf edən braxistrukturlar (bunlar qalın duş qatı olduqda xüsusilə inkişaf edir) səthdə günbəzvari təpə, yaxud yüksəkliklər (bəzən, hətta yer səthinə sıxışdırılan duş qatının əriməsi nəticəsində əmələ gələn çökəklər) əmələ gətirir. Buna Xəzəryanı ovalıqdakı braxi-

strukturlara uyğun gələn çökəkləri misal göstərmək olar.

Akkumulyativ düzənliklərin səth meyilliyi az olduğuna görə burada çaylar sakit axır, dərinə kəsilə bilmir, daşqın zamanı isə ətraf sahələri basır, bataqlıqlar və göllər əmələ gətirir. Akkumulyativ ovalıqların səthində yataqyanı akkumulyasiya nəticəsində, çaylar bəzən öz yatağını ətraf sahələrdən bir neçə metr yüksəyə qaldırır, bu isə daşqın sularının daha geniş sahələri basmasına səbəb olur. Adətən bir çox ovalıq düzənliklərin səthində müasir və qədim çay yataqları boyunca akkumulyativ tirələr uzanır.

Akkumulyativ düzənliklərin coğrafi mövqeyindən asılı olaraq morfoloji quruluşu müxtəlif olur. Pleystosen buzlaşmasına məruz qalmış düzənliklərin səthi daha kələ-kötürdür. Burada buzlaq akkumulyasiya formaları – moren tirələri, təpələri, buzlaq dislokasiyası formaları, morenlərarası çökəklər xüsusi zonalarda cəmlənərək, düzənliklərin ilkin, yeknəsək relyefini daha rəngarəng edir.

Arid iqlim sahələrindəki akkumulyativ düzənliklərin səthini külək deflyasiya və akkumulyasiya formaları (deflyasiya çökəkləri, dyun tirələri, barxanlar) mürəkkəbləşdirir.

Ümumi morfoloji xüsusiyyətlərinə görə akkumulyativ düzənliklər batıq, planda formalarına görə uzunsov (Amazon, Almaniya-Polşa və s.), dairəvi (Xəzəryanı ovalıq, Konqo çökəkliyi və s.) olur. Səthin morfologiyasına görə isə hamar, dalğalı, dalğalı-təpəli düzənliklər ayrılır.

Akkumulyativ düzənliklərin müxtəlif hissələri onların səthini təşkil edən cavan çökmə süxur qatlarının mənşəyinə uyğun olaraq allüvial, dəniz, qlyasial (buzlaq), flüvio-qlyasial, eol və s. növlərə bölünür.

Denudasion düzənliklər platformalarda relyefin geniş yayılmış elementlərindən biridir. Akkumulyativ düzənliklərdən fərqli olaraq, denudasion düzənliklər platformaların tektonik qalxma təmayülü üstün olan sahələrində, bir çox geoloji dövrlər ərzində denudasiya prosesinin üstün olduğu şəraitdə yaranır. Buna görə də, denudasion düzənliklərdə yumşaq akkumulyativ çöküntülər yayılmamışdır. Lakin bəzi sahələrdə, xüsusilə dördüncü dövr buzlaşmalarına məruz qalan sahələrdə və arid iqlim vilayətlərində adda-budda buzlaq və eol akkumulyasiyası çöküntülərinə rast

gəlmək mümkündür.

Adətən yumşaq çöküntü örtüyündən məhrum olan denudasion düzənliklərdə platforma əsasını təşkil edən qədim kristallik və metamorfik süxurlar yer səthinə çıxır. Qədim platforma qalxanlarında yayılmış denudasion düzənliklər buna tipik misaldır. Bu düzənliklərin səthində relyefin kiçik ştrixləri şimal enliklərdə buzlaq eqzarasiyası, cənub enliklərdə isə eroziya və deflyasiya fəaliyyəti ilə yaranmışdır.

Buzlaq fəaliyyətinə məruz qalmış düzənliklərin səthi daha çox kələ-kötürdür. Burada sahil xətti çox girintili-çıxıntılı olan külli miqdar göllərə, buzlaq akkumulyasiyası tirələrinə, təpələrə və kristallik süxurların cilalanmış çıxıntılarına (qoyun kəlləsi, qıvrım qayalar və s.) rast gəlmək mümkündür. Bu düzənliklərin səthində tektonik qırılmalarla əlaqədar olan lineamentlər də relyefdə özünü göstərir. Adətən tektonik qırılmalar zonasına çay dərələri uyğun gəlir, qırılmalar boyu buzlaq eqzarasiyası relyefə daha çox təsir göstərmişdir.

Ümumiyyətlə, peneplen və pediplen tipli denudasion düzənliklər platforma qalxanlarının ən geniş yayılmış genetik növlərindədir.

A b r a z i o n v ə a b r a z i o n – a k k u m u l y a t i v d ü z ə n l i k l ər əsasən platformaların kənarlarında, okean və dəniz sahili zonalarda yerləşir. Bu növ platforma düzənliklərinin əmələ gəlməsində okean və dənizlərin abraziyası və abraziya-akkumulyasiya işi əsas amildir. Abrazion düzənliklər istər qədim, istərsə də cavan platformaların dəniz sahili vilayətlərinin uzun geoloji dövr ərzində dəniz və okean səviyyəsinin az tərəddüdü və platforma kənarının az-çox tektonik sabilliyi şəraitində yaranır.

Belə düzənliklər dəniz sahili vilayətlərdəki qırıq strukturların abraziya təsiri ilə kəsilməsi nəticəsində yaranır. Abrazion düzənliklərin səthi əsasən hamar olur. Abraziya və akkumulyasiya nəticəsində yaranan düzənliklərə sahiləki abrazion düzənliklərin sonradan zəif öyilmiş (çökmüş) sahələrini misal göstərmək olar. Belə sahələrdə abrazion səth üzərində çökmə süxur qatları yatır. Bu düzənliklərin də səthi adətən hamar olur.

Abrazion düzənliklərini **k ə n a r d e n u d a s i o n d ü -**

zənliliklər də adlandırırlar.

Kənar denudasion düzənliklərin başqa növü **pedimentlərdir**. Pedimentlər dağ yamaclarının denudasiya təsiri ilə geri çəkilməsi nəticəsində yaranır. Bunların səthi adətən 3–5° qədər maili olur. Səth yumşaq çöküntü qatı ilə örtülür. Pedimentlərə Appalaç dağlarının cənub-şərq ətəyi boyu uzanan Piedmont maili düzənliyi ən tipik misaldır.

Struktur düzənliklər və yaylalar platformalarının üfüqi, yaxud səthi az maili olan monoklinal yatımlı çökmə süxur qatlarından təşkil olmuş vilayətləri üçün səciyyəvidir. Belə düzənliklər Afrikada daha geniş yayılmışdır. Sıx yerləşən vadi şəbəkəsi genişləndikcə struktur düzənlik səthindən alçaqda yerləşən erozion düzənliklər–pediment və pediplenlər yaranır və vaxt keçdikcə ilkin lay düzənliyi bir-birindən təcrid olunmuş stolvari qalıq dağlar, yaxud yaylalar şəklini alır.

Çox yerdə struktur düzənlik səthindən bir neçə kilometr dərinlikdə laylar çox qüvvətli qırışmış olur. Struktur düzənliklər onları təşkil edən layların normal yatım şəraitinin hansı şəkildə və nə dərəcədə dəyişməsindən asılı olaraq «ideal düzənliklərə», maili, əyilmiş, yaxud batıq və qabarıq səthli düzənliklərə bölünə bilər. Adətən, belə düzənliklərdə səth meylliliyi az olduğuna görə onların struktur əlamətləri də az dəyişir.

Yaylalar (platolar) platformaların tektonik hərəkətlər nəticəsində dəniz səviyyəsindən müxtəlif yüksəkliyə qalxmış hissələridir. Bunlar geoloji quruluşuna və mənşəyinə görə seçilir. Platformaların kristallik əsası üzərində yaranmış qədim penep-lenlər tektonik qırılmalar üzrə yüksəyə qalxdıqda səthi hamar, yaxud dalğalı–təpəli yayla yaranır. Bu növ yaylalar Şərqi Afrikada, Konqo çökəkliyi ətrafında (Cənubda Lunda, Katanqa yaylaları, Şimalda Azande), Çad çökəkliyi ilə Yuxarı Nil çökəkliyi arasında (Kordofan, Darfur yaylaları), Avstraliyada (Qərbi Avstraliya yaylası və s.) geniş yayılmışdır. Belə yaylaların səthində bəzən qraben çökəklər, horst massivlər, vulkanik dağlar ucalır. Bu formalar onların relyefini bir qədər mürəkkəbləşdirdisələr də, relyefin geniş yayılmış əsas fonunu yüksəyə qalxmış penep-len yayla təşkil edir.

Platforma yaylalarının başqa növü, üfüqi yatan çökmə süxur

laylarının (qum daşı, əhəngdaşı və s.) öz yatım şəraitini dəyişmədən qalxmaya məruz qalması nəticəsində yaranır. Adətən bu üfüqi yatan laylar altında platformaların kristallik və metamorfik süxur kompleksı yatır. Belə yaylalar struktur yaylalar, yaxud «lay yaylaları» da adlanır.

Təbiidir ki, tektonik hərəkətlər bütün yayla sahəsində nə qədər bərabər olsa da, o səthi çox az da olsa bu və ya başqa tərəfə meyilli hala salır. Yaylanın kənarları nisbətən qalxdıqda onun səthi batıq (məs., Ust-Yurd), mərkəz hissəsi çox qalxdıqda isə qabarıq olur. Səthi çox hamar olan struktur yaylalara da təsadüf edilir. Buna Qərbi Avstraliyanın cənubunda yerləşən Nallarbor yaylası tipik misaldır.

Bəzən xeyli yüksəyə qalxmış struktur yaylaları təşkil edən üfüqi yatımlı çökmə süxur örtüyü yuyulub aparıldıqda kristallik əsasın səthi açılır, çökmə süxur qatları relyefdə xeyli hündür səthli hamar qalıq yaylalar, çox ensizləşdikdə isə dağlar əmələ gətirir (Qviana yaylası buna tipik misaldır).

Platformalarda vulkan süxurlarından təşkil olunmuş yaylalara da rast gəlmək mümkündür. Ən geniş vulkan yaylaları Hindistan yarımadasında, Sibir platformasında, Braziliyada, Pataqoniyada müşahidə edilir. Azərbaycanda vulkanik yaylaları tipik misal Qarabağ vulkan yaylasıdır.

İqlim şəraitindən və hipsometriyasından asılı olaraq belə yaylalar müxtəlif planda və dərəcədə parçalanmış olur. Onların səthi paralel və ya bir-birinə yaxın çay dərələri ilə kəsildikdə, suayırıcılar səthi hamar, ensiz və uzunsov yaylalara, yamac prosesləri çox intensiv olduqda, yaxud bu proses uzun geoloji vaxt ərzində yamaclara təsir göstərdikdə dağ silsiləsinə çevrilir. Bu halda yeknəsək görkəmli qədim yayla dağlıq yaylaya çevrilir və relyefin daha mürəkkəb olmasına inkişafına görə tipik yaylardan ciddi fərqlənir.

Dağlıq yaylalar. Platformalarda şaquli qalxma zəif olsa da, uzun geoloji dövrlər boyu arası kəsilmədən davam etdikdə, dəniz səviyyəsindən müxtəlif hündürlüyə qalxmış yaylalar əmələ gətirir. Platforma yaylalarının yamacları tektonik qırılmalara müvafiq gəlir və dik olur. Bəzi yaylalar günbəzvari qalxmalar nəticəsində yaranır və dairəvi formada olur. Qalxma daha ge-

niş sahəni əhatə edə bilər. Platformanın ilkin, yəni daha alçaq vəziyyətdə olan relyefi öz xüsusiyyətlərini itirmədən, dəniz səviyyəsindən 500-1000 m və daha artıq yüksəkliyə qalxır. Platforma qalxdıqca, onun səthi ilə axan çaylar öz yataqlarını dərinləşdirərək, kanyonvarı və astanalı dərələr əmələ gətirir. Erozion kəsilmə daha şiddətli getdikdə platformanın ilkin düzənlik relyefi parçalanır, onun yerində dağlıq yayla yaranır. Belə olan halda platformanın ilkin izləri çaylardan aralı olan sahələrdə-suayırıcı tirələrdə qalır. Axırncı xüsusiyyətlər Orta Sibir yaylası üçün səciyyəvidir.

Yüksəkliklər. Platformalarda yüksəkliklər ətraf sahələrindən 200-300 m, tək-tək hallarda isə 500 m və daha çox hündürdə yerləşir. Yüksəkliklər sahəcə böyük olmaqla anteklizlərə uyğun gəlir. Anteklizlərdə tektonik çatlarla parçalanmış kristallik süxurlar üzə çıxır. Şimal enliklərində tektonik çatlar buzlaqların təsiri nəticəsində parçalanaraq, çox girintili-çıxıntılı olur. Çökəklərdə sahil xətləri girintili-çıxıntılı olan göllər yerləşir. Belə sahələrdə buzlaq ekzarasiyası və buzlaq akkumulyasiyası relyefi formalarına da rast gəlmək olar.

Tropik qurşaqda yerləşən anteklizlər arid denudasion, rütubətli sahələrdə isə erozion relyef formaları ilə kəsilmişdir.

Çökəklər. Platformaların səthində yüksəklik amplitudu kiçik, sahəsi böyük sineklizlər geniş yayılmışdır. Adətən, sineklizlərdə hər hansı bir dövrün çökmə süxur laylarına təsadüf edilir. Ümumiyyətlə, sineklizlər relyefdə geniş batıq düzənliklər təşkil edərək, struktur çökəklər əmələ gətirir.

Platformaların başlıca relyef formaları olan antekliz yüksəkliklər və sinekliz çökəklər tez-tez növbələşərək, bəzi materiklərin relyefinin başlıca geomorfoloji xüsusiyyətlərini təşkil edir. Buna bütövlükdə Afrikani misal göstərmək olar. Afrikada relyefin əsas xüsusiyyətlərini böyük sahə tutan platforma yüksəkliklərinin və çökəkliklərinin növbələşməsi təşkil edir. Burada ayrı-ayrı yüksəklik və çökəkliklərin sahəsi bir neçə milyon kvadrat kilometrə çatır.

Platformaların istər düzənlikləri, istərsə də yayla və çökəkləri (abrazion düzənlikləri və pedimentləri çıxmaq şərtilə) relyefin endogen qüvvələrlə əlaqədar olaraq yaranan böyük formalarıdır.

Bu böyük relyef formaları müxtəlif iqlim qurşaqlarında yerləşdiyinə görə, onların səthindəki nəqşlər (mikrorelyef formaları, yaxud morfoskulpturlar) zonal xarakter daşımaqla, olduqca müxtəlif mənşəlidir. Həmin formaların morfoloji quruluşu da fərqlənir. Böyük məsafədə Şimaldan Cənuba uzanan və müxtəlif iqlim qurşaqlarında yerləşən düzənliklərdə morfoskulpturanın zonallığı daha aydın nəzərə çarpır. Bunlara Avropanın və Şimali Amerikanın böyük düzənlik ərazilərini misal göstərmək olar. Həmin düzənliklərin şimal hissələrində buzlaq eqzarasıyası, ondan bir qədər cənubda buzlaq akkumulyasiyası formaları geniş yayıldığı halda, mülayim enliklərdə əsasən flüvial morfoskulptura inkişaf etmişdir. Şimali Amerikada Böyük düzənliklərin cənub hissəsində, eyni zamanda Şərqi Avropanın cənub-şərqində arid morfoskulptura geniş yayılmışdır.

Bu halı, yəni düzənliklərdə morfoskulpturanın zonal xarakter daşmasını isti qurşaqda yerləşən düzənliklərdə də müşahidə etmək mümkündür. Ekvatorial və subekvatorial zonaların rütubətli iqlimi şəraitində inkişaf edən flüvial morfoskulptura tropiklərdə səhralara xas olan arid morfoskulptura ilə əvəz olunur.

Dağlar. Qədim platformalarda düzənlik və yaylalarla yanaşı dağlıq sahələrə də rast gəlmək mümkündür. Lakin orogen sahələrdən fərqli olaraq qədim platformaların dağları o qədər də yüksək deyil. Bunların mütləq hündürlüyü əsasən 1500–2000 m-ə qədər, nadir hallarda isə 2000 m-dən artıq olur. Qədim platformalarda dağlar əsasən daha yüksəyə qalxmış günbəzvari strukturların (anteklizlərin) erozion parçalanması, yaxud tektonik qırılmalar üzrə kristallik qalxanların ayrı-ayrı qaymalarının xətti qalxması nəticəsində yaranır. Bu yolla əmələ gələn dağlara Skandinaviya dağlarını, Labrador yaylasını, Qərbi Avstraliyada Makdonell və Masqreyn dağlarını, Cənubi Avstraliyada Flinders dağlarını və i. a. misal göstərmək olar.

Bu dağların tektonik qırılmalar boyu uzanan yamacları dik və pilləli olur.

Platforma qalxanları üzərində yerləşən dağların əksəriyyətinin istiqaməti qədim strukturların istiqamətinə uyğun gəlmir. Onlar müxtəlif istiqamətlərdə uzanaraq, dağlıq yaylalar əmələ gətirir. Qviana yaylasının mərkəzi hissəsi, Braziliya yaylasının

şərqi, Axaqqar massivinin mərkəzi hissəsi, Kamerun dağları, Avropada Skandinaviya dağları, Şimali Amerikada Labrador dağlıq yaylası buna misal ola bilər.

Düzenliklərdə olduğu kimi qədim platforma dağlıq sahələrində də mezorelyef formaları zonal xarakter daşıyır. Labradorda və Skandinaviya dağlarında buzlaq eqzarsiya formaları geniş yayıldığı halda, rütubətli iqlim qurşağında flüvial formalar (çay dərələri), arid vilayətlərdə isə quru dərə şəbəkəsi inkişaf etmişdir.

Cavan platformaların dağları bir qədər başqa morfoloji xüsusiyyətlərə malikdir. Qırıxq strukturlar denudasiya fəaliyyəti ilə qədim platformalarda olduğu kimi tamam kəsilməmişdir. Lakin bu dağların əksəriyyəti kaynazoyda qalxmazdan əvvəl peneplen sahəsi olmuşdur. Dağlar əsasən qədim struktur plana uyğun gəlir və xətti sıra dağlar əmələ gətirir. Bunlara Appalaç və Ural dağları tipik misaldır.

Cavan platformalarda sıra dağlarla yanaşı, günbəzvəri qalxmalara (Mərkəzi Fransa massivi) və əsasən qırıxıqlıq istiqamətinə uyğun gəlməyən dağlara (Vogez, Şvarsvald, Harts dağları) rast gəlmək mümkündür. Bu dağların əksəriyyətinin səthində qədim peneplenlərin izi saxlanmışdır.

Şərqi Asiyada mezozoy qırıxıqlığı əsasında yaranmış dağlar, ümumiyyətlə, hertsin qırıxıqlığı zonalarında yerləşən dağlardan az fərqlənir. Bu dağlarda da mezozoy qırıxıqlığı denudasiya tərəfindən az kəsilmiş və onların əmələ gəlməsində, Mərkəzi Avropa hertsin qırıxıqlığı zonasında olduğu kimi, tektonik qırılmalar üzrə qalxıb-enmə əsas yer tutur. Buna görə dağların əksəriyyəti qırıxıq-qayma dağlar tipindədir. Bir çox hallarda qədim peneplənin qalıqları olan suayırıcı yaylalarla, dərin kəsilmiş dik yamaclı çay dərələri kontrast yaradır.

Beləliklə, materiklərin platforma sahələrində istər düzənliklərin, istərsə də dağların mənşəyinə və morfoloji quruluşuna görə bir-birindən fərqlənən olduqca müxtəlif növləri yayılmışdır. Lakin platforma vilayətlərinin dağları öz yüksəkliyinə, həcminə, tektonik fəallığına və bir çox başqa morfoloji əlamətlərinə görə materiklərin aktiv hərəkətdə olan qurşaqlarında yerləşən dağlardan ciddi fərqlənir.

Materiklərin fəal hərəkətdə olan qurşaqlarının böyük relyef formaları

Materiklərin xeyli hissəsini uca dağ silsilələri və sistemləri tutur. Çox halda pərakəndə paylanmış platforma dağlıq sahələrindən fərqli olaraq, materiklərin cavan dağ silsilələri sistemi müəyyən qurşaqlarda cəmlənərək, min kilometrə uzanan dağlıq sahə yaradır.

V.Y.Xain materiklərin aktiv hərəkətdə olan qurşaqlarının («oynaq» qurşaqlar) iki növünü (tipini) ayırır. Bunlardan birincisi materiklərdə alp orogenezi zamanı yaranan və keçmiş Alp geosinklinal zonasında yerləşən dağlıq zonaları əhatə edən geosinklinal tipidir. Aktiv hərəkətdə olan qurşağın ikinci tipini həmin tədqiqatçı geoantiklinal, yaxud «dirçəlmiş» qurşaqlar adlandırır. Bu qurşaqların dağları, qədim geoloji strukturlar sahəsində neotektonik mərhələdə intensiv tektonik hərəkətlər baş verməsi nəticəsində yaranmışdır.

Materik orogen qurşaqlarının böyük relyef formaları

Geosinklinal qurşaqların inkişafında üç əsas mərhələ ayrılır. Birinci mərhələdə geosinklinal qurşaq intensiv əyilməyə məruz qalır və burada qalın çökmə, vulkanogen süxur qatları toplanır. İkinci mərhələ geosinklinalın inversiyası mərhələsidir. Bu mərhələdə qalxma və qırıxıqlı hərəkətlər baş verir və bu hadisələr əksər hallarda tektonik qırılmaların yaranması, qırılmalar boyu fəal maqmatizm ilə müşayiət olunur. Üçüncü mərhələ xüsusi orogen mərhələdir. Bu mərhələdə geosinklinal qurşağın əsas morfostrukturları—yüksək dağ sistemləri, dağarası çökəklər, yaylalar və s. yaranır. Bəzən iki sərbəst orogen mərhələ ayırırlar—erkən (yaxud ilk) və son orogen mərhələlər. Bu iki mərhələ arasında tektonik hərəkətlərin intensivliyi xeyli zəifləyir və geosinklinal qurşaqda yaranan strukturlar denudasiya ilə kəsilir, regional düzəlmə səthləri yaranır. Son orogen mərhələ başa çatdıqdan sonra tektonik hərəkətlər getdikcə zəifləyir, dağlar denudasiya təsiri altında alçalır, nəhayət onun yerində platforma düzənlikləri yaranır.

Alp orogen qurşağında mezozoyun ikinci yarısından, xüsusilə kaynazoyun əvvəllərindən etibarən inversiya və güclü qırıxıqlı

hərəkətlər baş verir. Paleogenin ikinci yarısında (əsasən oliqosendə) ilk, neogen-dördüncü dövrdə isə bəzi yerlərdə güclü vulkanizmlə müşayiət olunan, son orogen qalxmaları baş vermişdir. Dəqiq instrumental ölçmələr nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, Alp orogen qurşağında müasir tektonik hərəkətlərin sürəti materiklərin başqa vilayətlərində olduğundan xeyli artıqdır.

Bütün bu proseslər materiklərin orogen qurşaqlarında çox kontrastlı relyefin–bir-birilə növbələnən uca dağ sistemlərinin, dağarası və dağətəyi çökəklərin yaranmasına səbəb olmuşdur.

Materiklər daxilində alp qırışıqlığının Aralıq dənizi qurşağı inkişafın postgeosinklinal mərhələsindədir. Bu qurşaq qərbdə Pireney yarımadasından cənub-şərqdə Hind-Çinə qədər 15 min. km məsafədə uzanır. Qurşağın eni 1000–2000 km-ə çatır, bəzi sahələrdə bundan da artıq olur. Onun qərb və şərq hissələri bir çox əlamətlərinə görə bir-birindən kəskin fərqlənir.

Qərbdə, Aralıq dənizi vilayəti sahəsində, orogen qurşağın ayrı-ayrı hissələrindəki qırışıqlıq artıq materik tipli yer qabığına malikdir. Burada uca dağ silsilələri Alplər, Karpatlar, Dinar və Yunanıstan dağları, Böyük Qafqaz dağları, Ön Asiyanın qərb hissəsindəki dağ sistemləri (Pont, Tavr, Kiçik Qafqaz), yaylaları (Kiçik Asiya, Cənubi Qafqaz), dağarası çökəkləri (Orta və Aşağı Dunay, Kolxida və Kür çökəkliyi), sahələrində artıq materik yer qabığı yaranmışdır. Bu qurşaqda qabığın qalınlığı 40–50 km-dən artıqdır.

Bununla yanaşı, hələ okean tipli yer qabığına malik olan dəniz çökəkləri də qalmaqdadır. Lakin okeandan fərqli olaraq bu çökəklərdə çökmə süxur qatının qalınlığı böyükdür. Aralıq dənizi çökəklərində bu 5–8 km-ə, Qara dənizdə 15 km-ə, Cənubi Xəzər çökəkliyində isə 25 km-ə çatır. Burada çökəklər (Ellin çökəyi 5,5 km) özünü göstərir. Quruda relyefin hipsometrik amplitudu 4–5 km, dəniz çökəklərinin amplitudu isə 8 km-dən artıqdır.

Relyefin böyük formalarını müxtəlif tipli morfostrukturlar təşkil edir. Bunlar qırışıqlı, qırışıq-faylı, günbəzvari dağlardan, dağlıq yaylalardan və dağarası çökəklərdən ibarətdir.

Dağ sistemlərinin bir qismi planda qövsvari (Alplər, Karpatlar və s.) dağ silsilələri, bəziləri isə xətti uzanan silsilələrdir. Dağlıq yaylaların geoloji quruluşu və strukturu mürəkkəbdir. Bu-

rada ayrı-ayrı silsilələr əsasən qırıxıq-faylı dağlar olub, dərinlik tektonik qırılmalarla əhatə olunmuşdur. Dağlıq yaylaların əsas elementlərindən biri, nisbətən nazik çökmə süxur qatı ilə örtülmüş müxtəlif ölçülü çökəklərdir. Bunlar adətən nisbi əyilmə (çökmə) sahəsi olmaqla, böyük dağarası çökəklərdən ciddi fərqlənir.

Dağarası çökəklərin bir qismi mütləq tektonik əyilmə sahələri olmaqla, kaynozoyun, xüsusilə neogen-dördüncü dövrün qalın (5-6 km-dən 10 km-ə qədər) çökmə süxur qatları ilə dolmuşdur. Bəzi sahələrdə isə bu cavan çökmə süxur qatları qırıxıqlığa məruz qalmışdır (Kür və Kolxida çökəkləri). Orta və Aşağı Dunay çökəklərində cavan çökmə süxur qatlarının qalınlığı azdır. Bəzən burada (Orta Dunay çökəkliyi) mezozoy çöküntülərindən ibarət olan strukturlar relyefdə alçaq tirələr və yüksəkliklər əmələ gətirir.

Alp qurşağının qərb hissəsində orogen mərhələ vulkanizmi güclü olmuş (Toskaniyadan Siciliyaya qədər, Apennin yarımadasının qərb sahilı, Siciliya, Sardiniya, Egey dənizinin adalarının bir çoxu, Anadolu və Cənubu Qafqaz yaylaları, Qərbi Karpatların cənub ətəyi, Şərqi Karpatların daxili zonası, Böyük Qafqazda Elbrus, Kel vulkan yaylası və i. a.), bəzi sahələrdə müasir dövrdə də davam etməkdədir.

Aralıq dənizi Alp qırıxıqlığı qurşağının şərq hissəsində geosinklinal dəniz qalıqları və okean tipli yer qabığı tamamilə rast gəlmir və bu hissə bütövlükdə materik tipli yer qabığının inkişafı ilə səciyyələnir. Bu qurşaqda materik tipli yer qabığı daxili yaylalar sahəsində hələ hersin qırıxıqlığı və orogenezi mərhələsində, cavan orogen zonalarda isə alp mərhələsində yaranmışdır. Yer qabığının ən başlıca xüsusiyyətlərindən biri onun çox qalın olmasıdır. Demək olar ki, qurşağın hər yerində (Hind-Çinin düzənlikləri müstəsna olmaqla) onun qalınlığı 45-50 km-dən artıqdır. Hindquş, Qara Qorum, Tibetdə 65-70 km-ə, Himalay dağlarında isə 84 km-ə çatır. Bura bütün planetdə yer qabığının ən qalın olduğu qurşaqdır. Elə burada mantiyanın səthi nəhəng dağlar sisteminin təzyiqi altında xeyli gömülmüş və materiklərin qalan hissələrində olduğundan 30-40 km dərinədə yatır.

Relyefin ən iri formaları (meqarelyef) Ön Asiya yaylalarının

kənar qalxmaları (sıra dağlar sistemi) və bunların arasında yerləşən daxili dağlıq yaylarıdır. Ön Asiya yaylarının kənar dağlıq zonaları geoloji və tektonik quruluşuna və morfostrukturun xüsusiyyətlərinə görə fərqlənir. Bu qurşaqlardakı dağların bir qisminin quruluşunda mezozoyun və kaynozoyun əsasən vulkanogen və çökmə-vulkanogen süxurları (Kiçik Qafqaz dağları), bir qismininkində isə qranitlər, paleozoyun metamorfik kompleksləri, mezo-kaynozoyun çökmə və maqmatik süxurları (Tavr dağları, Elbrus, Pont dağları və i.ə.), yaxud paleogen və neogenin qalın çökmə süxur qatları (Süleyman dağları və s.) iştirak edir. Dağlar qırıxıqlı (əsasən nisbətən cavan çökmə süxurlardan təşkil olunanları), qırıxıqlı-faylı, bəzən faylı quruluşdadır. Onların bir qrupu (Elbrus, Tavr və s.) qövsvəri uzanır, bəziləri isə böyük məsafədə uzanan bir çox paralel sıra dağlardan ibarətdir (Zaqros dağları 10-13 paralel silsilə təşkil edir). Şərqə tərəf dağların və daxili yayların mütləq hündürlüyü xeyli artır. Burada yerləşən dağlıq sahələrdə və Tibet yaylasında (cənub hissəsi) 7 km-dən uca silsilə, massiv və zirvələri çoxdur. Himalay dağları isə 8 km-dən xeyli yüksəklərə ucalan zirvələri ilə məşhurdur.

Kristallik süxurlar bu dağların quruluşunda görkəmli rol oynayır. Burada, həmçinin paleozoyun metamorfik süxur qatları, mezozoyun dəniz çöküntüləri geniş yayılmışdır. Dağların tektonik quruluşunda, Alplarda olduğu kimi, tektonik örtüklər də geniş yer tutur. Bunlar Himalay dağlarının cənub yamacları üçün daha səciyyəvidir.

Alp qırıxıqlığı və orogenezi mərhələlərində yaranan dağlara qərb yarımkürəsində Şimali Amerika Kordilyerklərinin qərb sahil zonası silsilə dağları və Cənubi Amerikada And dağlarının əksər hissəsi daxildir. Burada hündürlüyü 5-7 km-ə çatan yüksək sıra dağlarla yanaşı ensiz dağarası çökəklər (Böyük Kaliforniya dərəsi, Şimali Andlarda Marakaibo, Kauka, Maqdalena çökəkləri və s.) relyefin görkəmli formalarıdır.

Bu dağların geoloji və tektonik quruluşu mürəkkəbdir. Kristallik süxurlarla yanaşı (bunlar əsasən uca dağların yüksək hissələrində üzə çıxır) paleozoyun, xüsusilə mezozoyun yura və təbaşir dövrləri çöküntüləri geniş yayılmışdır. Dağarası çökəklərdə kaynozoyun və dördüncü dövrün qalın çöküntüləri yayılmışdır.

Orogen mərhələdə intensiv tektonik qalxmalar maqmatizm prosesləri ilə müşaiyət olunmuşdur. Müasir dövrdə də bu dağlıq qurşaqlarda püskürməkdə olan və çoxlu miqdarda sönmüş vulkanlar var.

Dağların hazırda fəal hərəkətdə olmasını aradır baş verən fəlakətli zəlzələlər də sübut edir.

Dağlar bütün coğrafi enliklərdə yerləşdiyindən onların morfoşkulpturu olduqca müxtəlif tipli olmaqla, nival-qlyasial, flüvial və arid morfoşkulpturlar geniş yayılmışdır.

Uca dağların əksəriyyətində rütubətlənmə dərəcəsiindən asılı olmayaraq böyük buzlaqlar var. Pleystosen buzlaşmaları buzlaqlarının sahəsi daha böyük olmuş və buzlaq dilləri dərələrlə çox aşağı düşmüşdür. Beləliklə, qurşağın ən uca dağ sistemləri alp qlyasial morfologiyası ilə seçilir.

Daxili dağlıq yaylalar da relyefin xüsusiyyətlərinə görə olduqca müxtəlifdir. Bunların bəzilərinin tektonik əsası hələ paleozoy qırıxışlıqları zamanı yaranmış mezozoyda denudasiya prosesləri ilə xeyli hamarlanmış, bəziləri (məs., Tibet yaylasının xeyli hissəsi) dəniz suları ilə örtülmüş, nəhayət Alp orogeni zamanı onlar yenidən müxtəlif istiqamətli tektonik hərəkətlərə məruz qalmışdır. Bu mərhələdə tektonik hərəkətlər əsasən qırılmalar üzrə baş vermiş və daxili yaylaların relyefində hakim olan qaymalı, bəzən qırıxışlı-qaymalı dağları, onların arasında yerləşən uzun qraben dərələri və daha geniş sahə tutan daxili tektonik çökəkləri yaratmışdır. Bu çökəklərin bir çoxunda hələ neogendə suyu çox duzlu olan daxili dənizlər mövcud idi. Bu dənizlərdə duz qatı və tərkibində çox duz olan terrigen çöküntülər toplanmışdır (İran yaylasında Dəşti Lüt, Dəşti Kəvir, Dəşti Marqo və i.a. çökəklər). Daxili yaylaların əksəriyyəti arid morfoşkulptura ilə səciyyələnilir.

Aralıq dənizi Alp qırıxışlılığının Himalay-Tibet sahəsinin həddindən artıq yüksəyə qalxması Hindistan tavasının şimala hərəkət etməsi və burada Asiya materikinin cənub kənarı altına gömülərək, onu qabartması ilə izah edirlər.

Hind-Çində cənuba getdikcə Alp orogeni qurşağı relyefinin kontrastlığı zəifləyir, dağlar alçalır, dağarası çökəklər meydana gəlir və nəhayət, zona okean və materik tavalarının sərhədləndiyi

fəal zəlzələ və vulkanizm ilə fərqlənən litosfer tavaları sərhədin-
də adalar qövsü və dibsiz okean çökəkləri zonasına keçir.

Alp orogeni qurşağı relyefinin xarakter əlamətlərindən biri
dağ ətəyi əyilmələr zonasında yerləşən akkumulyativ və akku-
mulyativ-denudasion düzənliklərdir. Dağətəyi əyilmələr zonası,
fəal tektonik qurşağın qurşağın tərkib hissəsidir. Orogen mərhə-
lədə onların əksəriyyəti əyilməyə məruz qalıb və qonşu dağ-
lardan gətirilən qırıntı materialları ilə dolub. Əyilmə və akku-
mulyasiyanın böyüklüyündən asılı olaraq dağ ətəyi əyilmə (çök-
mə) zonalarında tək neogen-dördüncü dövrdə toplanan çökmə
süxur qatlarının qalınlığı 1-2 km-dən 5-6 km-ə qədər dəyişir. Bu
cavan çöküntülər əksər halda qırıxıqlıqda toplanaraq, dağətəyi
çökəklər zonasında antiklinal tirələr və sinklinal dərələr əmələ
gətirmişdir. Lakin bəzi sahələr hələ də əyilməkdə davam edir.
Belə sahələrin relyefi hamar allüvial düzənliklərdir (Mesopota-
miya ovalığı). Dağətəyi əyilmələrin dağların ümumi qalxmasına
qovuşan hissələrində maili dağətəyi düzənliklər yaranmışdır. Bu
düzənliklərin səthində qonşu dağlardan axan çaylar böyük gətir-
mə konusları yaradır. Dağətəyi maili düzənliklər, cavan qırıxıqlı
tirələr və ovalıqlar Himalay ətəyi əyilmə zonası üçün daha
səciyyəvidir. Dağətəyi əyilmə zonasının əksəriyyəti zəngin neft
və qaz yataqlarına malikdir (İraqda, İranda, Ön Qafqazda və i.a.).

Alp orogenezi qurşağı dağları çox hündür olduğundan, bura-
da müasir geomorfoloji yüksəklik zonallığı aydın nəzərə çarpır,
və eqzogen proseslər oduqca intensiv gedir. Bir qayda olaraq
dağlıq sahənin iqlim şəraitindən və coğrafi mövqeyindən asılı
olaraq nival-qlyasial, flüvial, arid morfogenezi qurşaqlarının yük-
səklik sərhədi müxtəlif hündürlükdən keçir. Nadir hallarda nival-
qlyasial proseslər müşahidə edilmir (Zaqros, Süleyman dağları,
Kopetdağ və i. a.). Alp orogenezi dağlarında müasir eroziya-de-
nudasiya prosesləri çox sürətlə gedir və bu dağlardan axan çaylar
dağətəyi düzənliklərə, dəniz və okeanlara külli miqdarda narın
çöküntülər çıxarır.

Alp orogenezi qurşaqları yerləşmələrinə görə bəzi hallarda
fəallaşmış (dirçəlmiş) dağlarla birgə çox geniş dağlıq qurşaq
əmələ gətirir.

Materiklərin fəallaşmış qurşaqlarının böyük relyef formaları

Kaynozoy erasında qədim və cavan platformaların ayrı-ayrı zonaları tektonik cəhətdən çox fəallaşmış və platforma strukturları əsasında öz hündürlüyünə, tektonik fəallığına, relyefinin kontrastına görə alp orogenezi zonasından geri qalmayan dağlıq qurşaqlar yaranmışdır.

Yuxarıda göstəriləni kimi, bu dağları V.V.Belousov «Fəallaşmış platformalar», M.V.Muratov «**epiplatforma orogenezi vilayətləri**», S.S. Şuls və N.İ. Nikolayev «**Cavan dağəmələgəlmə vilayətləri**» adlandırmışlar.

Platformaların fəallaşmış qurşaqları əsasən Mərkəzi Asiyanı, Şərqi Afrikanı, Qərb yarımkürəsində isə Kordilyer dağlarını (sahil dağlıq zona müstəsna olmaqla) əhatə edir. Fəallaşmış platforma orogen zonaları Mərkəzi Asiyada əsasən paleozoy (kaledon və hertsin) qırıxıqlığı zonalarını əhatə edir. Təbiidir ki, bu qədim qırıxıqlıq zonaları uzun müddət denudasiya təsirinə məruz qalmış və onların yerində geniş platforma düzənlikləri yaranmışdır. Bu düzənliklər ideal hamar olmamış və onların səthində aşınma və denudasiyaya davamlı süxur kompleksləri sahəsində yumşaq formalı yüksəklik və massivlər əmələ gəlmişdir. Lakin onların nisbi və mütləq yüksəkliyi az olmuşdur.

Kaynozoy erasında bu səbəblərdən bu cavan platformaların bəzi sahələrində çox güclü tektonik fəallaşma baş vermiş və uca dağlar, yayla və çökəklər sistemi yaranmışdır.

Mərkəzi Asiyada tektonik fəallaşma daha güclü olmuş və burada hündürlüyünə görə Himalay dağlarından o qədər də geri qalmayan yüksək dağ sistemləri əmələ gəlmişdir. Müəyyən edilmişdir ki, Mərkəzi Asiyada tektonik fəallaşma əsasən oliqosəndən, yaxud neogenin əvvəllərindən başlamış və nisbətən qısa geoloji vaxt ərzində uca dağlar sistemi yaratmışdır.

Tyan-Şan, Hindquş, Qaraqorum, Kunlun, Tibet yaylasının şimal hissəsi fəallaşmış qurşaq dağlarının ən ucalarıdır (Tyan-Şan 7439 m, Qaraqorum 8611 m, Kunlun 7723m və i.ə.). Qərbi və Şərqi Sibirin cənubundakı dağlıq sahələri də fəallaşmış zona dağlarına misal ola bilər. Bunlardan Altay və Sayan dağlarının hündürlüyü 3,5-4 km-dən artıqdır.

Fəallaşmış qurşaq dağları müxtəlif qırıxıqlıq zonalarını əhatə etdiyinə görə, onların geoloji quruluşu olduqca mürəkkəbdir. Burada qədim kristallik süxurlardan tutmuş, paleozoy və mezozoyun intensiv qırıxıqlığa məruz qalmış çökmə, metamorfik və maqmatik süxurları yayılmışdır.

Bir çox hallarda dağların uzanma istiqaməti qədim qırıxıqlığın istiqamətinə uyğun gəlmir. Dağlar fəallaşma zamanı yaranan, yaxud bu zaman yenidən fəallaşan dərinlik tektonik qırılmalar üzrə qalxan nəhəng qaymalardan ibarətdir. Həmin qırılmalar üzrə dağların arasında yerləşən çökəklərin bir qismi nisbi əyilmə sahəsidir (Monqolustanda Böyük göllər çökəkliyi, Alaşan səhrası), bir qismi isə çox əyilməyə məruz qalmış və onlar dağlardan yuyulan qalın, cavan çökmə süxur qatları ilə dolmuşdur (Cunqariya, Təkləməkan çökəkləri).

Mərkəzi Asiya fəallaşmış sahəsində alp orogen mərhələsində tektonik hərəkətlərin amplitudu 5–10 km-dən artıq olmuşdur. Dağların ən uca zirvələri ilə, çökəklərdəki yumşaq çöküntülərin dabanı arasında yüksəklik fərqi 10–12 km-ə çatır.

Mərkəzi Asiya fəallaşmış zonasında neotektonik mərhələdə vulkanizm prosesi baş verməmişdir. Lakin bura ən fəal seysmik sahələrdən biridir.

Mərkəzi Asiyanın dağları kontinental arid iqlim sahəsində yerləşməsinə baxmayaraq, burada da relyefin hündürlüyə görə zonallığı aydın nəzərə çarpır. Yüksək dağlıq qurşaq nival-buzlaq morfologiyası, orta dağlıq flüvial morfologiyası, alçaq dağlıq isə arid-denudasiya morfologiyası ilə seçilir. Daha kontinental iqlimə malik olan əsil Mərkəzi Asiya dağlarında səhra üçün xarakterik olan relyef formalarına 2–2,5 km (və artıq) hündürlüklərdə belə rast gəlinir (Kunlun və Altın Taq dağlarının şimal yamaclarında, Qobi Altay dağlarında və Saydam çökəkliyində).

Mərkəzi Asiyada fəallaşmış zona dağları ilə yanaşı relyefin böyük formalarına dağarası çökəklər və yaylalar da daxildir. Bunların bəzilərinin əsasında qədim platforma kristallik süxurları (Təkləməkan, Alaşan və s.), yaxud kaledon və hertsin qırıxıq strukturları (Cunqariya çökəkliyi) yatır. Çökəklərin əsasını təşkil edən qədim kristallik və metamorfik süxur kompleksi üzərində əsasən mezozoyun və xüsusilə kainazoyun müxtəlif qalınlıqda

zəif qırışıqlı, yaxud heç dislokasiyaya uğramamış, əsasən kontinental mənşəli süxur qatları yatır. Bəzən bu qatları qədim qalxmalar yarıb səthə çıxaraq, nisbətən alçaq massivlər və tirələr yaradır.

Çökəklərin əksəriyyətinin səthi 500-1000 m yüksəkdə yerləşir. Lakin Saydam çökəkliyinin dibi 2700-3000 m hündürlükdədir.

Mərkəzi Asiyanın şimalında fəallaşmış proterozoy qırışığı əsasında yaranmış platforma düzənliklərində 1500-3000 m-ə qədər hündürlüyü olan horst tipli xətti uzanan dağ silsilələri (Pri-baykalye və Zabaykalye dağları), geniş dağlıq yayla (Aldan yaylası) əmələ gəlmişdir. Bu sahənin ən əlamətdar geomorfoloji elementlərindən biri rift çökəkliyinin yaranmasıdır. Buna ən tipik misal Baykal riftidir. Bu rift zonasında relyefin amplitudu 4 km-dən artıqdır. O mənşə etibarilə Şərqi Afrika rift zonasını xatırladır.

Şimali Amerika Kordilyerləri fəallaşmış orogen qurşağı əsasən paleozoy-mezozoy qırışığı əsasında yaranmışdır. Bu qurşaq şimalda Alyaskadan başlamış cənubda Meksika yaylasına qədər böyük bir məsafədə uzanan geniş dağlıq ərazini tutur. Şimali Amerika Kordilyerlərinin yalnız Sakit okean sahili silsilələri bu qurşağa aid deyil.

Şimali Amerika Kordilyerləri fəallaşmış dağlıq qurşağı bir-birinə paralel uzanan əsas iki zonadan ibarətdir. Birinci şərq, yaxud Qayalı sıra dağlar zonasıdır. Bu zonaya Şimalda uzunsov geniş günbəzvari Bruks və Makkenzi dağları aiddir. Bu dağlar cənubda Kanada və ABŞ Qayalı dağlarına, daha cənubda – Meksikada isə Syerra-Madre dağlarına keçir. Bütün dağlıq zona paleozoy və mezozoyun maqmatik, metamorfik və çökmə süxur qatlarından ibarətdir.

Kanada daxilində dağlar xətti uzanan bir çox paralel silsilələr yaradır. Onların arasında geniş tektonik dərələr uzanır. Dağlar kəskin asimmetrik quruluşda olub, sanki nəhəng monoklinal silsilələrdən ibarətdir. Bu silsilə dağların şərq ətəyi boyu tektonik qırılmalar uzanır. Buna görə dağların şərq yamaqları dik, qərb yamaqları nisbətən mailidir. Bura nəhəng üstəgəlmələr zonasıdır. Dağlar və dərələr dördüncü dövr buzlaqları ilə dəfələrlə örtülmüş

və buna görə buzlaq relyef formaları burada geniş yayılmışdır.

ABŞ Qayalı dağları ayrı-ayrı uca dağ massivlərindən ibarətdir (Elbert dağı 4399 m). Paleozoy süxurları çox sıxılmış qırıqlarda yığılmış, mezozoy süxurları nisbətən zəif qırılmışdır. Dağlar uzununa və köndələn qırılmalarla parçalanmışdır. Uca dağ massivləri səthi parçalanmış geniş pyedestal (yayla) üzərində yerləşir. Onların arasında nisbi tektonik əyilmə sahələri vardır.

Şərq dağlıq zonadan qərbdə geniş dağlıq yaylalar zonası uzanır. Alyaskada Yukon yaylası alçaq və orta yüksəklikdə massivlərdən, dağlardan və səthi allüvial çöküntülərlə örtülmüş çökəklərdən ibarətdir. Massivlərin səthində qədim peneplen izləri yaxşı saxlanmışdır.

Kanadada daxili yaylalar zonası bir qədər daralır. Burada xətti uzanan ensiz silsilələr və onlara paralel yerləşən dərələr (çökəklər) relyefin əsas elementləridir. Daxili yaylaların səthinin parçalanmasında buzlaqların da rolu olmuşdur. Yaylanın cənub hissəsində üçüncü və dördüncü dövr tektonik qırılmalar boyu güclü vulkan püskürmələri baş vermiş və bunun nəticəsində lava və tuf qatlarından ibarət vulkan yaylaları əmələ gəlmişdir (Freyzer və Kolumbiya yaylaları).

ABŞ daxilində yaylalar xeyli genişlənir. Burada əsas relyef formaları müxtəlif hündürlüyə qalxmış qısa qayma dağlardan və geniş çökəklərdən ibarətdir. Sahəcə ən böyük çökəklik Böyük Duzlu göl çökəyidir. Yaylanın çox hissəsi axmaz hövzə olduğuna görə, Böyük hövzə adlanır. Dağlar sanki yamaclardan yuyulub ətəklərində qalaqlanan qırıntı materiallarla (çöküntülərlə, basdırılır. Böyük hövzədən cənubda geniş Kolorado yaylası yerləşir. Bunun əsası qədim kristallik süxurlardan, səthi isə üfüqi vəziyyətdə yatan laylı süxurlardan təşkil olunmuşdur. Kolorado çayı və onun qolları burada dərin kanyonlar əmələ gətirmişdir. Böyük Kanyonun dərinliyi 2 km-ə çatır.

Meksika yaylası cənuba tərəf daralan, Qərbi və Şərqi Syerra-Madre dağları ilə əhatələnmiş mürəkkəb quruluşda yayladır. Yaylanın əmələ gəlməsində qırılmalar üzrə qalxma və çökmə, vulkanizm böyük rol oynamışdır. Vulkanizm müasir dövrdə də özünü fəal göstərir (Popokatepetl, Orisaba və i.a.).

Şimali Amerikada fəallaşmış Kordilyer dağlıq qurşağı qərb-

də cavan alp orogenezi zonası ilə əhatələnir. Bu zona əsasən relyefin alp qırıqlığı strukturları ilə tuş gəlməsi və seysmikliyi ilə səciyyələnir.

Şərqi Afrika fəallaşmış qurşaq dağları yuxarıda təsviri verilən fəallaşmış qurşaq dağlardan kəskin fərqlənir. Hər şeydən əvvəl bu fərqli Şərqi Afrikada tektonik fəallaşmanın qədim platforma əsasında baş verməsindədir. Burada tektonik hərəkətlər diametri çox böyük olan (1000–1500 km-dən artıq) qədim platforma qalxanlarını daha yüksəyə (1 km-dən 3 km-ə qədər və artıq) qaldırmış və qalxma prosesi nəhəng dərinlik qırılmaları üzrə baş vermişdir. Dərinlik tektonik qırılmalar əksərən nəhəng günbəzvari qalxmaların ox hissəsində, bəzən kənarlarında yaranmışdır.

Həbəşistan–Ərəbistan günbəzinin mərkəzi ilə uzanan qırılmalar sistemi arasında böyük qraben–çökəklər (Qırmızı dəniz, Ədən körfəzi çökəkləri) yaranmışdır. Bu sistemdən cənub şərqə xeyli daralan qraben çökəklər Həbəşistan və Somali qalxanlarını ayırır. Rudolf gölündən cənubda isə onlar üç sistemə ayrılır–qərb, mərkəz və şərq qırılmalar sistemi. Qərb qırılmalar sistemi morfoloji cəhətdən daha effektiv olmaqla, Şərqi Afrika rift zonasını əmələ gətirmişdir. Rift zonası çökəklərində cərgə ilə düzülmüş dərin göllər yaranmışdır (Tanqanika, Nyasa və s.). Bu çökəklər ətraflardan horst tipli dağlar və massivlərlə əhatə olunur.

Həbəşistan–Ərəbistan rift zonası şimalda Fələstin rift zonasına, oradan da alp qırıqlığının cənub kənarına qədər uzanır. Bu böyük rift zonasının cənubunda tektonik hərəkətlərin amplitudu 4–5 km-dən artıqdır. Şərqi Afrika rift qurşağının əsas xüsusiyyətlərindən biri kaynozoyda fəal maqmatik proseslərin geniş yayılmasıdır. Həbəşistan yaylasında geniş və yüksək lava yaylaları, vulkan massivləri, Şərqi Afrikada nəhəng vulkanik dağlar (Kili-macaro, Elqon və i.a.), kalderlər (Nqoronqoro) əmələ gəlmişdir. Vulkan püskürmələri dərinlik tektonik qırılmalar üzrə baş vermişdir.

Materiklərin müxtəlif yaşlı fəal planetar morfostrukturları müəyyən sahələrdə okean dibinin fəal planetar morfostrukturlarına (rift zonalarına) keçir. Şərqi Afrikanın əsas rift zonası Ədən körfəzindən Ərəbistan–Hind okeanı Orta okean silsiləsinə keçir.

Bu əlaqə eyni zamanda Şərqi Afrika rift zonası vulkan süxurlarının (əsasən bazalt lavaları) okean tipli vulkan süxurlarına daha yaxın olmasında da özünü göstərir.

Amerika alimlərinin fikrinə görə Şərqi Sakit okean silsiləsinin şimal hissəsi materikə uzanaraq Kaliforniyada və Böyük hövzədəki qırılmalara, horst və qrabenlərə, oradan da Qayalı dağların əsas rift zonasına keçir. Kaliforniyadakı tektonik qırılmaların çox fəallığı və güclü seysmik hadisələr əsasən bununla əlaqələndirilir.

Alp orogenezi zonası Cənub-Şərqi Asiyada müasir geosinklinal qurşağında yerləşən adalar qövsünə, And dağları qurşağı cənubda okean dibindən yüksələn qövsvari Cənub Antil sualtı silsiləsi vasitəsilə Antarktida yarımadasındakı dağlara davam edir. Şimali Amerikada isə Alp orogenezində yerləşən Alyaska dağları vulkanik Aleut sualtı qövsünə davam edir.

Beləliklə, materiklərin bir sıra planetar relyef formaları okeanlarda olan sualtı silsilələrə (rift zonalarına) keçərək, Yer kürəsini əhatə edən və uzunluğu on min kilometrərlə ölçülən vahid planetar relyef formaları sistemləri əmələ gətirir.

Materiklərin sualtı kənarının böyük relyef formaları

Materik tipli yer qabığının əsas hissəsi qurudan ibarətdir. Lakin materiklərin alçaq kənar hissələri və yamacları okean və dəniz suları ilə örtülüdür. Müəyyən edilmişdir ki, materiklərin sahəsinin 35%-ə qədəri okean və dəniz suları altındadır. Bununla yanaşı müəyyən edilmişdir ki, materiklərin sualtı hissəsinin üçdə ikisi şimal yarımkürəsində, üçdə biri isə cənub yarımkürəsində yerləşir.

Materiklərin sualtı hissəsi geoloji-geomorfoloji və hipsometrik xüsusiyyətlərinə görə bir-birindən kəskin fərqlənən üç əsas hissəyə bölünür: 1.Şelf, 2.Materik yamacı, 3.Materik ətəyi.

Şelf materiklərdəki platforma düzənliklərinin dayaz dəniz suları ilə örtülü olan kənar hissələridir. Adətən dərinliyi 200 m-ə qədər olan sualtı düzənliklər şelfə aid edilir. Şelfin dərinliyi çox yerdə 100 m-dən az olduğu halda, Barents dənizində 300-400 m-ə qədər, Oxot dənizində isə 1000 m-ə qədər artır. Ən geniş dayaz şelf düzənlikləri Laptevlər, Şərqi Sibir, Çukot, Berinq, Şimal dər-

nizi, Cənub-Şərqi və Şərqi Asiyada Cənubi Çin (cənub-qərb hissəsi) və Yava, Şərqi Çin və Sarı dənizləri, Avstraliyada şimalda Arafur və Timor dənizləri və Cənubi Amerikada Pataqoniya şelfləridir. Başqa sahələrdə şelf düzənlikləri ensizdir. Müasir təsəvvürlərə görə şelfin kənar sərhədi 200 m-lik izobat xətti ilə yox, onun kənarı ilə materik yamacı arasındakı kəskin keçid əmələ gətirən pillənin qaşılı ilə keçirilir. Şelfin bəzi yerlərdə 200 m-dən xeyli dərin olması materikin sualtı kənarının tektonik hərəkətlər nəticəsində çökməsini göstərir.

Müxtəlif geoloji dövrlərdə şelfin sahəsi ciddi dəyişmişdir. Tabaşır dövründə dəniz transqressiyaları materik düzənliklərinə daha geniş sahələri örtməsi nəticəsində, şelfin sahəsi müasir şelflərin sahəsindən xeyli böyük olmuşdur. Dördüncü dövrdə şelfin sahəsi bir neçə dəfə dəyişmişdir. Buzlaşmalar zamanı Dünya okeanının səviyyəsinin xeyli aşağı düşməsi nəticəsində şelfin sahəsi çox kiçilmiş, hazırda dərinliyi 100 m-ə qədər olan şelf materik düzənliklərinin tərkib hissəsi olmuşdur.

Müəyyən edilmişdir ki, axırncı buzlaşma zamanı Dünya Okeanı səviyyəsi müasir səviyyədən 100 m aşağı olmuşdur. Materik buzlaqları əridikcə quruda buz halında toplanan sular yənidən okeana axmış və onun səviyyəsini bərpa etmişdir. Bu proseslərlə əlaqədar olaraq, şelf düzənliklərində müxtəlif mənşəli relyef formaları əmələ gəlmişdir. Buna görə müasir şelf düzənliklərində istər kontinental, istərsə də dəniz şəraitində müxtəlif amillərin fəaliyyəti ilə yaranmış relyef formaları geniş yayılmışdır.

Dördüncü dövr buzlaşmaları təsirinə məruz qalan şelflərdə buzlaq akkumulyasiyası formalarından qədim və cavan moren tirələrini, buzlaq dərələrini (troqları) göstərmək olar. Bu formalar Skandinaviya buzlaq mərkəzinə yanaşan Bərens və Norveç dənizləri şelfində, Şpisbergen adaları şelfində, Şimali Amerikanın şimal və şimal-şərqində, Novaya Zemlyanın qərb sahilində boyunda yerləşən dayazlıqlarda aşkar edilmişdir. Şelfdə subaeral şəraitdə yaranan relyef formalarından qədim çay dərələri də geniş yayılmışdır. Bunlar Şimal dənizi, Sibir dənizləri şelfində və bir sıra başqa sahələrdə müəyyən edilmişdir.

Şelf dənizləri dibinin relyefinin bir sıra formaları dəniz fəa-

liyyəti ilə yaranan formalardır. Bunlara əsasən sahil prosesləri ilə əlaqədar olan formalar aid edilir (akkumulyativ sahil tirələri, benç, klif).

Tropik qurşaqda yerləşən şelf düzənlikləri üçün mərcan poliplərinin yaratdığı adalar səciyyəvidir. Bunlar həm dəniz səviyyəsindən yüksəkdə, həm də alçaqda (dəniz suyu ilə örtülü halda) rast gəlinir. Avstraliyanın şimal-şərq sahili şelfində 2000 km-ə qədər uzanan Böyük Mərcan səddi adaları buna ən tipik misaldır.

Şelf düzənliklərinin ən geniş yayılmış tipləri abrazion, abrazion-akkumulyativ düzənliklərdir. Abrazion düzənliklər ən çox şelfin daha dayaz hissələrində dəniz dalgalarının abrazion fəalliyəti ilə yaranan düzənliklərdir. Şelfin bir qədər dərin hissələrində, abrazion səth üzərində müxtəlif qalınlıqda cavan yumşaq çöküntü örtüyü yatır. Şelfdə gedən akkumulyasiya prosesi relyefin kiçik kələ-kötürlüyünü vaxt keçdikcə hamarlayır, geniş akkumulyativ düzənliklər yaradır.

Adətən şelf düzənliklərinin səth meyilliyi 1° -dən az olur.

Şelf düzənlikləri səthinin daha böyük ayrılıqları (müsbət və mənfi relyef formaları) tektonik strukturlara – antekliz və sineklizlərə uyğun gəlir. Bəzi şelf düzənliklərində rast gəlinən xeyli dərin, ensiz və uzunsov çökəklər tektonik qırılmalar sahəsində yaranan qrabenlərdir (Kanada Arxipelaqı şelfində yerləşən çökəklər, Müqəddəs Lavrentiya çökəyi, Bərens dənizi şelfindəki uzunsov çökəklər).

Materiklərin tektonik cəhətdən fəal dağlıq sahillərinə yanaşan okean və dənizlərdə, eləcə də qədim platformalardan Afrika materiki sahillərinə yanaşan okean və dənizlərdə şelf zəif inkişaf etməklə, ensiz zolaq əmələ gətirir. Adətən belə sahillərdə materiklə okean çökəkləri arasında keçid kəskinidir.

Materik dayazlığında olduğu kimi, okeanlarda yerləşən müxtəlif mənşəli adalar ətrafındakı dayazlıqlar da şelf adlanır. Bunlardan İslandiya, Şpisbergen, Yeni Zelandiya ətrafındakı şelflər daha böyükdür. İslandiya adası ətrafındakı şelfin kənar sərhədinin relyefi, öz planına görə adanın sahilində yerləşən relyef formalarına əksər halda uyğun gəlir.

Materik yamacının relyefi

Şelfin qaşı ilə materik ətəyi arasında səth meyilliyi xeyli çox olan ensiz materik yamacı yerləşir. Şelflə materik yamacı arasında keçid bəzən kəskin, bəzi yerlərdə isə çox tədricidir. Materik yamacının morfolojiyası mürəkkəbdir. Onun orta səth meyilliyi $5-7^{\circ}$ arasında dəyişir. Lakin bir çox hallarda meyillik $2-3^{\circ}$ -yə qədər azalır və yaxud $15-20^{\circ}$ -yə, hətta 50° -yə qədər artır. Meyilliyi az olan materik yamacı xeyli genişlənir, meyilliyi çox olan sahələrdə isə olduqca dar zolaq şəklində uzanır.

Materik yamacı geoloji quruluşuna görə də çox müxtəlifdir. Bir çox halda o cavan çöküntülərin yaşına və litoloji tərkibinə görə yanaşdığı şelf düzənliklərinə çox yaxındır. Eyni zamanda materik yamacının quruluşunda ciddi fərqlər də müşahidə edilir. Materik yamacında, ümumiyyətlə, çökmə süxur komplekslərinin qalınlığı azdır.

Materik yamacı relyefinin ən başlıca formaları pilləvari sualtı yaylaların və bu yamacı kəsən sualtı kanyonların olmasıdır.

Sualtı yaylalara misal Florida yarımadasından şərqdə yerləşən Bleyk yaylasını göstərmək olar. Bu, şelfdən hündürlüyü 200-300 m olan yamacla ayrılır. Onun əsas hissəsi 400-500 m-lə 1000 m dərinlik arasında yerləşir. Yaylanın cənub-şərq hissəsində isə dərinlik 1500 m-ə qədər artır. Yayla şərqdə çox dik materik yamacı ilə dərinliyi 5000 m-dən artıq olan Bleyk çökəkliyinə keçir. Yaylanın səthi əsasən hamardır, meyilliyi isə olduqca azdır.

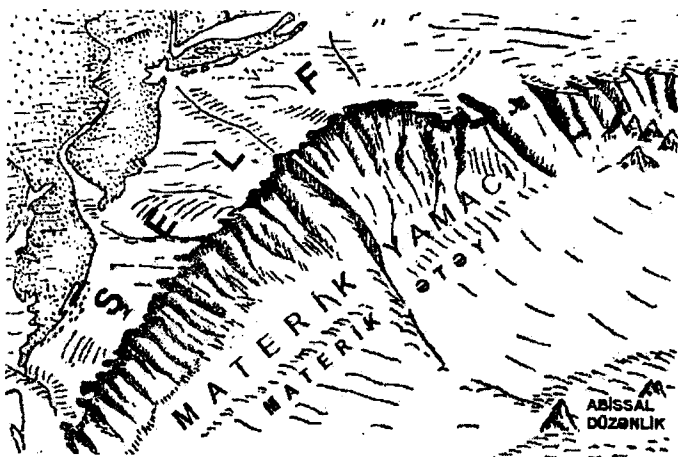
Argentinanın materik yamacında da sualtı yaylalar morfoloji cəhətdən yaxşı təmsil olunmuşdur. Burada ensiz, lakin səthi hamar olan bir neçə sualtı yayla müəyyən edilmişdir. Onlar şərqdə çox dik materik yamacı ilə əhatə olunur. Avropanın şimal və şimal-qərb materik yamacında da sahildən xeyli aralı geniş sualtı yaylalar yerləşir.

Materik yamacında sualtı kanyonlar geniş yayılmışdır. Bunlara, xüsusilə Şimali Amerikanın şərq materik yamacında, Konqo çayı mənşəbi rayonunda, Qara dənizin Qafqaz sahillərinə yanaşan yamacında və i.ə. rast gəlmək mümkündür.

Sualtı kanyonlar V şəkilli formada olub, şelfin kənarından başlanır və materik ətəyinə davam edir. Kanyonların dərinliyi bir neçə yüz metrə 2-2,5 km-ə qədərdir. Onların bir çoxu sadə

formada olur, bəziləri isə qurudakı çay dərələri kimi bir sıra qollar qəbul edir.

Əksər kanyonların uzunluğu 50-60, eni isə 2-5 km-ə qədərdir. Lakin elə kanyonlar da var ki, onların uzunluğu yüz kilometrəldir. Bəzi kanyonların başlanğıcı çayların mənsəbinə toxş gəlir. Buna ən tipik misal kimi Konqo çayı mənsəbindən başlanıb 2 km (və çox) dərinliyə qədər materik yamacını kəsən sualtı kanyonu, yaxud Şimali Amerikada Hudzon çayı mənsəbi sahəsindən başlanan, Hudzon sualtı kanyonunu göstərmək olar (şəkil 9).



Şəkil 9. Şimali Amerikanın Atlantik sualtı kənarının relyefi.

Sualtı kanyonların əmələ gəlməsinə dair müxtəlif fikirlər irəli sürülmüşdür. Kanyonların bəzən çay mənsəblərinə toxş gəlməsinə əsaslanan alimlər onların çay eroziyası nəticəsində yaranıldığını söyləmişlər. Lakin kanyonların mənşəyinə dair bu variantı qəbul etdikdə, ya okean səviyyəsinin həmin kanyonlar əmələ gələn dövrdə ən azı 3 km müasir səviyyədən aşağı olmasını, yaxud materik yamacının 3 km (və bundan da artıq) çökməsini güman etmək tələb olunur.

Sualtı kanyonların bir çox halda cavan miosen və pliosen çöküntülərini kəsdiyini nəzərə alsaq, bu səviyyə dəyişkənliyini və yaxud materik yamacının 3 km-dən artıq çökməsini yalnız pliosendən sonrakı dövrə aid etmək lazım gələrdi. Bu isə ağla-

sıgmadır. Hazırda sualtı kanyonların əmələ gəlməsini materik yamacında yaranan radial qırılmalar və qrabenlərlə əlaqələndirirlər.

Bununla yanaşı kanyonların əmələ gəlməsində suspenziya axınlarının da (kanyon üzrə lil axınları) müəyyən rolu var.

Çayların şelfə çıxardığı yumşaq çöküntülərin bir hissəsi kanyonlarla materik yamacından materik ətəyinə aparılır və burada, xüsusilə kanyonların mənşəbi sahəsində gətirmə konusları yaradır.

Kanyonlarda yumşaq çöküntülər çox qalın olduqda, burada sürüşmələr baş verir. Onların dibində və materik yamacının başqa sahələrində, bəzən səth meyilliyyətinin əks istiqamətli olması (çox qısa məsafədə) sürüşmə prosesi ilə izah edilir.

Materik ətəyinin relyefi

Materik yamacının dabanı ilə abissal düzənliklər arasında yerləşən maili düzənliklər materik ətəyi adlanır. Bunlar sanki qurudakı delüvial şeyfləri xatırladır. Materik ətəyi altında materik yer qabığı okean yer qabığı ilə əvəz olur. Materik ətəyinin materik yamacına yanaşan daha maili hissəsinin ($0,01^\circ$) altında qranit qatı olduğu halda, onun abissal düzənliyə qovuşduğu əsasən hamar ($0,001^\circ$) kənar zonası altında bu qat aradan çıxır və çökmə süxurlar bir başa bazalt qatı (yaxud təbəqəsi) üzərində yatır.

Materik ətəyinin əsas xüsusiyyətlərindən biri, burada çökmə süxur təbəqəsinin okeanların daxili hissələrinə nisbətən çox qalın olmasıdır. Okeanlarda bu təbəqənin qalınlığı 500 m-ə qədər olduğu halda, materik ətəyində 4-5 km-ə çatır. Bu qat əsasən çayların okeana axıtdığı narın çöküntülərin xeyli hissəsinin materik ətəyində toplanması hesabına yaranır. Adətən materik ətəyi altında yer qabığının qranit və bazalt təbəqələri basıq vəziyyətdədir.

Materik ətəyi düzənlikləri 3,5-4,5 km dərinlikdə qurtarır. Bəzi yerlərdə materik ətəyi dərinliyi 5-5,5 km-ə çatan əyilmə zonasından ibarətdir. Belə güman edilir ki, bu əyilmə zonası çöküntülərlə dolmadığından, başqa sahələrdən fərqli olaraq, səthi batıq, ensiz və uzun çökəkələr yaradır. Bu hal, ya əyilmənin cavınlığı və sürəti ilə, yaxud əyilmə zonasına materik yamacından az qırıntı məhsul gəlməsi ilə izah edilə bilər.

Materik ətəyinin maili düzənlikləri üzərində okeana tökülən

bir sıra çayların nəhəng gətirmə konusları yerləşir. Bunların ən böyükləri Qanq və Braxmaputranın, Hind, Konqo, Missisipi, Orinoko və i.a. çayların gətirdikləri çöküntülərin hesabına yaranan gətirmə konuslarıdır.

Bəzi sahələrdə materik ətəyi maili düzənliyi əvəzinə, sualtı dağlıq sahələr inkişaf etmişdir (Nyu Faundlend dayazlığından şərqə). Belə sahələrdə faylı strukturlar inkişaf etmişdir. Materik ətəyində ara-sıra təpələr və vulkanik dağlar da yerləşir.

Yuxarıda göstərilən əsas geomorfoloji xüsusiyyətlər ilə yanaşı, materiklərin sualtı kənarı bəzi sahələrdə daha mürəkkəb relyefə malikdir. Buna Kaliforniyadan cənub-qərbdə yerləşən sualtı sahə ən tipik misaldır. Burada sualtı relyefin əsas formaları qısa məsafədə çox təkrar olan horst tipli dağlar və qraben tipli çökəklərdir. Dağların yamacları dik, səthi hamardır. Çökəklərin də bir çoxu tabağı xatırladır, dibi hamar və bəzən hər tərəfdən qapalı formaları uzunsov və mürəkkəb olur. Bu ərazi, eləcə də Kaliforniya körfəzi və yarımadası, Şərqi Sakit okean sualtı silsiləsinin şimala davamı hesab edilir. Görünür, elə buna görə də, həmin sahə tektonik qırılmalarla çox parçalanmış və öz relyefinə görə qismən yaxınlığında yerləşən Kaliforniyanın relyefini xatırladır. Belə sahələri amerikalı alimləri **Borderlend** adlandırırlar.

Mikrokontinentlər—materikin sualtı kənarından aralı yerləşən və ondan okean tipli yer qabığı ilə ayrılan sualtı yüksəkliklər və adalar materik tipli yer qabığına malikdir. Belə sahələr az da olsa müəyyən sahələrdə (Seyşel adaları, Yeni Zelandiya sualtı platosu və i.a.) okean dibi relyefini bir qədər mürəkkəbləşdirir. Bu növ sualtı plato və adalar **mikrokontinent** adlanır.

IX FƏSİL

GEOSİNKLINAL (yaxud keçid)

SAHƏLƏRİN BÖYÜK RELYEF FORMALARI

Müasir geosinklinal, yaxud keçid qurşaqlar Yer kürəsi meqarelyefinin materiklər və okeanlardan fərqli olan xüsusi bir formasıdır. Yer qabığının xüsusiyyətlərindən bəhs edərkən göstərilmişdir ki, keçid qurşağın ayrı-ayrı hissələri materik, yaxud okean

tipli yer qabığına malikdir. Lakin, okean tipli yer qabığı müasir geosinklinal qurşaqda daha geniş ərazilər tutur, materik yer qabığına isə ən böyük adalar və bəzi yüksək sualtı yaylalar sahəsində rast gəlinir. Bundan əlavə, bu qurşağın olması 80%-dən artığı okean suları altında olmaqla, dərinliyi əksər hallarda 4-5 km-ə, bəzən 6 km-ə çatır. Burada böyük dəniz çökəkləri, sualtı yayla və silsilələrin onun materikdən okeana daha yaxın olmasını göstərir. Müasir geosinklinal qurşaqlar okean və materik tavaları sərhədində (subdiksiya zonasında) yerləşməklə planetimizin səthində ən fəal seysmik və vulkanik sahələrdir. Qədim geosinklinal qurşaqların təkamülü və bunun nəticəsində materik yer qabığının yaranması onu göstərir ki, müasir geosinklinal qurşaqların ən fəal qırıqlıq, vulkanizm və metamorfizm zonaları tədricən materikə qovuşub, onun sahəsini artıracaqdır.

Müasir geosinklinal qurşaqların ümumi sahəsi O.K.Leontiyevə görə 32 milyon km²-dir. Bunlar əsasən Sakit okean ətrafında yerləşməklə, Aleut adaları, Kamçatka yarımadası, Kuril, Yapon, Filippin adaları, Yeni Qvineya, Solomon, Fici, Tonqa, Kermadek, Yeni Zelandiya adalarını və bunlara yanaşan dənizləri, sualtı silsilələri, ən dərin çökəkləri, habelə Sakit okeanla Cənubi Amerika sərhəd zonasını əhatə edən geniş qurşaqdır.

Sakit okeanın şərq sahili boyunda müasir geosinklinal qurşağa Mərkəzi Amerika (Atlantik okeanında yerləşən Vest Hind adaları da daxil olmaqla), Peru və Çili geosinklinal çökəkləri daxildir. Bundan əlavə müasir geosinklinal qurşağa Avropa və Afrika Aralıq dənizi də daxil edilir.

Müasir geosinklinal qurşaqlar fəal vulkanizm və seysmikliyinə, relyefin çox girintili-çıxıntılı olmasına, səthin şaquli amplitudunun maksimal kəmiyyətə (10-12 km və artıq) çatmasına və ümumiyyətlə, olduqca böyük kontrastlığına görə Yer kürəsinin qalan planetar morfostruktur qurşaqlarından kəskin fərqlənir. Bu qurşaqlar eyni zamanda Yer qabığının daha mürəkkəb quruluşda olması ilə də (materik və okean yer qabığının tez-tez növbələşməsi) başqa qurşaqlardan seçilir.

Müasir geosinklinal qurşaqlar öz struktur və morfoloji quruluşuna görə bir-birindən kəskin fərqlənən dörd tipə (yaxud növə) bölünür: Şərqi Sakit okean tipi, Qərbi Sakit okean tipi, İndone-

ziya tipi və Aralıq dənizi tipi.

Tipik müasir geosinklinal qurşaqların istər geoloji və tektonik quruluşu, istərsə də relyefi olduqca mürəkkəbdir. Lakin burada müxtəlif struktur-morfoloji elementlərin yerləşməsində müəyyən qanunauyğunluq özünü aydın göstərir. Bu qurşağın okean tərəfindən ən böyük morfostrukturunu çox uzun, lakin ensiz və dərin müasir çökəkləridir (bunları geosinklinal troqlar, yaxud dubsiz çökəklər-depressiyalar da adlandırırlar). Bu depressiyaların materikə tərəf yamacında adalar və sualtı silsilələr qövsü zonası yerləşir.

Ən sadə quruluşda olan geosinklinal sahələr əsasən üç morfostruktur elementə (yaxud böyük relyef formasına) ayrılır. Bunlar bir-birinə paralel uzanan depressiyalardan, adalar qövsündən və kənar dəniz çökəklərindən ibarətdir. Bəzən adalar qövsündə qoşa silsilə uzanır. Bunlardan depressiya yamacında uzanan birinci silsilə əksərən sualtı silsilə olmaqla, çox nadir hallarda onların üzərində su səthinə kiçik adalar çıxır (Kiçik Kuril adaları). Əsas adalar qövsünü əmələ gətirən silsilələr bir çox yerdə dəniz dibindən çox yüksəyə qalxır, dəniz səviyyəsindən xeyli hündürə qalxan kiçik, orta və bəzən də çox böyük quru sahələri əmələ gətirir (Kamçatka, Aleut, Kuril və Yapon adaları, Böyük Zond adaları və i.a.).

Əksər hallarda adalar qövsü ilə materik arasında kənar dənizlərin çökəkləri yerləşir (Bering, Oxot, Yapon, Şərqi və Cənubi Çin dənizləri və i.a.). Kənar dəniz çökəkləri okean tipli yer qabığına malik olsalar da, onların dərinliyi okean dibi düzənliklərin dərinliyindən 1-2, bəzən 3 km azdır. Kənar dənizlərdə çökmə süxur qatları çox qalın olduğundan, bəzən onlarda yer qabığının qalınlığı, okeanda olduğundan 5-10 km-ə qədər (bəzən isə daha çox) artıqdır.

Adətən bu dənizlərin materikə yanaşan dayazlıqları materik tipli, dərin sahələri isə okean tipli yer qabığına malikdir.

Kənar dənizlərin adalar qövsünə yanaşan hissəsində bəzən daxili depressiyalar yerləşir. Lakin bunlar kənar depressiyalara nisbətən xeyli qısa və dayaz olur.

Bu dənizlərin dib relyefi ikinci dərəcəli sualtı silsilələr və dağlarla parçalanır. Dağlar arasında çox vaxt dibi hamar akku-

mulyativ düzənliklərdən ibarət çökəklər yerləşir. Bəzən kənar dənizlərin dibində vulkanik dağlar da yerləşir (Yapon dənizi).

Adalar qövsündə külli miqdarda vulkanlar var. Adaların əksəriyyəti vulkan mənşəlidir. Lakin qırıxıq, faylı-qırıxıq strukturlardan ibarət olan daha böyük adalar da var (məsələn, Yapon, Filippin adaları, Kamçatka). Böyük adalar materik tipli yer qabığı ilə səciyyələnir. Onlar geoloji quruluşun mürəkkəb olmasına görə də adalar qövsünün başqa hissələrindən fərqlənir.

Adalar qövsü uzununa və köndələn tektonik qırılmalarla parçalanaraq, müxtəlif və mürəkkəb quruluşda morfostrukturlar yaradır. Bu xüsusiyyət Kamçatkada, Yapon adalarında özünü daha aydın göstərir. Məlum olduğu kimi, göstərilən ərazilərdə bir neçə paralel dağ silsilələri və tektonik dərələr, köndələn qalxmalar, yaxud qrabenlər yerləşir (Xonsyu adasında Fossa-Maqna).

Qövsvari sualtı silsilələrin bir-birinə qovuşduğu sahələrdə adalar daha böyük və yüksək olur (Yapon adaları, Kamçatka yarımadası və s.).

Qərbi Sakit okean geosinklinal qurşağı Xonsyu adasının mərkəzi hissəsindən cənuba daha da genişlənir. Burada əsas iki adalar qövsü və onların arasında geniş çökəklər və sualtı silsilələr zonası meydana gəlir. Qərb adalar qövsünü Rü-Kü, Tayvan və Filippin silsilələri, şərq adalar qövsünü isə Nampo (İdzu-Bonin adaları və Marian adaları qövsləri) əmələ gətirir. Aleut, Kamçatka, Kuril depressiyaları zonası şərq qövsün şərq ətəyi ilə uzanaraq İdzu, Bonin və dünyada ən dərin olan Marian depressiyasına (11022 m) keçir və beləliklə, Sakit Okeanın şimal, şimal-qərb və qərb kənarı ilə uzanan ən dərin depressiyalar («dibsiz» çökəklər), (yaxud subduksiya) zonasını yaradır. Bu depressiyaların dibi bir-birindən astanalarla ayrılır. Onların okean yamacı nisbətən qısa və az maili olmaqla, parçalanmamışdır. Adalar qövsünə qovuşan yamac çox hündür və dik (8-10°, bəzən isə 20° və çox) olmaqla uzununa və köndələn tektonik formalarla (qırılmalar, qısa silsilələr, pillələr və i.a.) parçalanmışdır.

Qərb adalar qövsü də şərqdən onların ətəyi boyu uzanan depressiyalarla (Nansey, yaxud Rü-Kü, Filippin-10497 m) əhatələnmişdir. Hər iki adalar qövsü arasında və qərb adalar qövsü ilə materik arasında kənar dənizlər yerləşir. Bu adalar qövsü arasın-

da yerləşən Filippin dənizinin (dərinaliyi 5-6 km-dən artıq) dib relyefi olduqca mürəkkəbdir. Onun dibini Kü-Sü –Palau sualtı silsiləsi və bir neçə enlik istiqamətdə uzanan sualtı yüksəkliklər üç əsas hissəyə bölür (Qərbi Marian, Filippin və şimalda Nampo çökəklikləri). Filippin dənizinin, eləcə də Cənubi Çin dənizinin dib relyefi bir sıra silsilələr, çökəklər və vulkanik dağlarla çox parçalanmışdır.

Qərbi Sakit okean geosinklinal qurşağı Halmahera adasından (burada yuxarıda təsviri verilən şərq və qərb adalar qövsü sanki bir-birinə qovuşur) şərq, cənub-şərqə yönəlir, Fici adaları rayonunda öz istiqamətini kəskin dəyişərək Yeni Zelandiya adalarına və oradan Makkuoru sualtı silsiləsinə qədər uzanır (burada geosinklinal qurşaq qurtarır). Bu böyük ərazidə geosinklinal qurşaq bir sıra geoantiklinal silsilələrdən (Solomon, Yeni Hebrid, Yeni Kaledoniya, Fici, Tonqa-Kermadek, Yeni Zelandiya, Makkuoru, Norfolk və i.a.), geosinklinal çökəklərdən (Şimali və Cənubi Fici çökəkliyi, Solomon və Mərcan çökəklikləri), sualtı yaylalardan (Yeni Zelandiya yaylası) və depressiyalardan (Yeni Qvineya, Malayziya, Yeni Britaniya, Buhenvil, Tonqa, Kermadek depressiyaları) ibarətdir.

Geosinklinal qurşağın bu geniş hissəsindəki silsilələr üzərində bir sıra böyük adalarla yanaşı (Yeni Qvineya, Yeni Zelandiya və s.), saysız kiçik adalar qrupu (Yeni Hebrid, Fici, Tonqa, Kermadek adaları və i.a.) yerləşir.

Solomon və Yeni Hebrid adaları silsiləsi hər iki tərəfdən depressiyalarla (dərinaliyi 6-9 km olan ensiz çökəklərlə) əhatələnir. Geosinklinal qurşağın ən cənub hissəsində isə, Kamçatka-Kuril zonasında olduğu kimi, depressiyalar adalar qövsünü yalnız şərqdən əhatə edir (Tonqa-10882 m, Kermadek-10047 m).

Zond adaları geosinklinal qurşağı öz quruluşuna görə Kamçatka-Kuril zonasını xatırladırsa da, ondan bir qədər fərqlənir. Burada Hind okeanı tərəfdən geosinklinal qurşaq dərinaliyi 6-7 km-dən çox olan (7450 m) Zond (Yava) depressiyası ilə başlanır. Depressiya, ona paralel uzanan ensiz geoantiklinal silsilə ilə əvəz olunur. Bu silsilə üzərində Andaman, Nikobar və Mentavay adalar qrupu yerləşir. Silsilə arxasında ensiz və dərinaliyi cənub-şərqə tərəf artan (4865 m) depressiya uzanır. Bu depressiya isə

Sumatra və Yava adaları zonasının fəal vulkanizmi ilə fərqlənən qırışıqlı geoantiklinalı ilə əvəz olunur. Şimalda bütün zona Arakan-Yoma alp qırışıqlığı zonasına davam edir. Bütövlükdə bu qurşaq fəal vulkanizmi və yüksək seysmikliyi ilə Kamçatka-Kuril, Yapon zonasını xatırladır.

Zond qövsü şərqdə ilgəkvəri qövs əmələ gətirərək, şimala meyl edir və Qərbi Sakit okean geosinklinal qurşağı ilə qovuşur. Bu sahə olduqca mürəkkəb morfostruktura malikdir.

Burada müxtəlif istiqamətli bir sıra silsilələr (Palavan, Sulu, Sulavesi, Damar), dibi qalxma və çökəklərlə parçalanmış geosinklinal çökəklər (Sulu, Sulavesi, Banda, Flores) yerləşir.

Mərkəzi Amerika geosinklinal sahəsi relyefin böyük formalarına görə bir növ İndoneziya geosinklinal sahəsini xatırladır. Relyefin əsas formaları dərin depressiyalar (Kayman-7491 m, Puerto-Riko-8742 m), adalar qövsü (Antil adaları) və olduqca mürəkkəb relyefi olan dəniz çökəklərindən (Karib dənizindəki Venesuela və Kolumbiya çökəkləri) ibarətdir.

Ümumiyyətlə, Karib dənizinin şərq, şimal-şərq kənarında bir neçə qövsvəri sualtı silsilələr, daxili hissələrində qayma dağlar, massivlər və dalğalı-təpəli geniş çökəklər, qərb hissəsində isə alçaq silsilələr, tirələr və vulkanik dağlar və çökəklər var.

Sakit okeanın şərq geosinklinal qurşağı yuxarıda təsviri verilən müasir geosinklinal qurşaqlardan kəskin fərqlənir. Burada min kilometrərlə uzanan depressiyalar (Mərkəzi Amerika, Peru və Çili depressiyaları) materik tərəfdən adalar qövsü ilə yox, materik orogen qurşağı ilə əvəz olunur. Bu qurşaq fəal subduksiya qurşağı olmaqla güclü zəlzələlərin tez-tez təkrarlanması, vulkanizmi (And dağlarında) relyefin böyük kontrastı (13-15 km-dən artıq) ilə fərqlənir.

Depressiyalarda güclü akkumulyasiya prosesi gedir. And dağlarının qərb yamaclarından axan çayların okeana çıxardığı qırıntı materiallar ensiz şelfin kənarından sualtı kanyonlar üzrə depressiyaların dibinə hərəkət edir (suspensiya axınları, sürüşmələr və s.).

Sakit okeanın şərqində yerləşən okean tavaları ildə 7-9 sm sürətlə And dağları altına gömülür və yüksək seysmik ocaqlar yaradır.

Aralıq dənizi geosinklinal sahəsi yuxarıda təsviri verilən sahələrdən ciddi fərqlənir. Burada çökəklər 3000-4000 m və depressiyalar (5000 m) o qədər də dərin deyil. Qərbdəki Əlcəzair-Provans (Balear) çökəkliyinin dibi əsasən hamar abissal düzənlikdir. Tirren çökəkliyinin relyefi bir qədər mürəkkəbdir. Burada bir sıra sahəyə kiçik çökəklər və massivlər yerləşir. Dənizi kənardan əhatə edən qırılmalar zonası fəal vulkanizmlə fərqlənir. Mərkəz və Şərq (Levant) çökəkliklərində bir sıra tirə və xırda çökəklər yerləşir. Hər iki çökəkliyin daxili zonasında geniş mərkəzi Aralıq dənizi tirəsi uzanır. Burada əsas depressiya Mərkəzi və Şərq çökəklərin şimal kənarı boyu qövsvari uzanan və şimalda adalar qövsü ilə (Krit, Rodos və s. adalar) əhatələnən, dərinliyi o qədər də çox olmayan (4-5 km-ə qədər) Ellin depressiyasıdır. Bunun yamacları çox dik, dibi hamardır. Adalar qövsünün davamı Tavr dağlarına keçir.

O.K.Leontiyev, Q.B.Udinsev və bir sıra başqa alimlər göstərir ki, müasir geosinklinal qurşaqlarda, hətta bu qurşaqların müəyyən vilayətində və zonasında yerləşən adalar qövsü müxtəlif yaşlı qırıqlıqlardan və onlara müvafiq süxur komplekslərindən ibarətdir. Bəzən alimlər bu qurşaqda yerləşən dəniz çökəklərinin və depressiyaların da müxtəlif yaşlı olmasını, onların uzun geoloji dövrlər ərzində (bəzilərinin mezozoydan və hətta paleozoydan başlamış) irsi inkişaf etməsi fikrini söyləyirlər.

X FƏSİL

OKEAN DİBİNİN BÖYÜK RELYEF FORMALARI

Okean dibi relyefinin əyrilikləri çox qədimdən məlum olsa da, bu haqda konkret məlumat XIX əsrdən və xüsusilə XX əsrin əvvəllərindən toplanmağa başlamışdır.

XX əsrin əllinci illərindən başlamış bir sıra ölkələr (SSRİ, ABŞ, İngiltərə və s.) okean dibinin quruluşunu öyrənmək məqsədilə xüsusi tədqiqat gəmilərində kompleks ekspedisiyalar təşkil etmişlər. Lakin okeanlarda dərinlik ölçmə, bir qədər sonralar müxtəlif geofizik işlər daha geniş miqyasda aparıldı. Bunların nəticəsində okean dibinin quruluşu və relyefinə aid ətraflı məlumat toplandı və XX əsrin 70-80-ci illərində okeana həsr olunmuş

çoxcildli kompleks atlaslar, okean dibinin xeyli dəqiq batimetrik xəritələri və başqa materiallar nəşr edildi. Okean dibi relyefinin geofizikasının, geoloji və tektonik quruluşunun öyrənilməsi materik və okeanların əmələ gəlməsinə dair yeni nəzəriyyənin də (yeni qlobal tektonika, yaxud tava tektonikası) yaranmasına səbəb olmuşdur.

XX əsrin 50 və 60-cı illərindən başlamış okean dibi quruluşuna və relyefinə dair bir çox iri həcmli monoqrafik əsərlər nəşr olunmuşdur. Beləliklə, Yer kürəsinin 2/3-dən çox ərazisinin relyefinə dair məlumat əsasən axırncı 70-80 ildə toplanmışdır.

Müəyyən edilmişdir ki, okean dibi də materiklərdə olduğu kimi hamar deyil. Burada tutduğu sahəyə görə çox böyük olan planetar relyef formaları ilə yanaşı, ayrı-ayrı sahələrin relyefini mürəkkəbləşdirən mezorelyef, hətta mikrorelyef formaları da geniş yayılmışdır.

İndiyə qədər toplanan zəngin faktik material okean dibində aşağıdakı planetar relyef formalarını ayırmağa imkan vermişdir. Bu formalara hər şeydən əvvəl orta okean silsilələri, okean yatağı, çökəkliklər və yaylalar daxildir. Bunlarla yanaşı okeanların dibində saysız-hesabsız vulkanik dağlar, tirələr, çökəklər, rift dərələri və s. ayrı-ayrı sahələrin relyefini çox kələ-kötür hala salır. Okean dibinin meqaformalarından olan orta okean silsilələri bir-biri ilə birləşərək vahid planetar sualtı sistemi yaratdığı halda, okean yatağının çökəkləri qismən sualtı qalxmalarla təcrid olunmuş ayrı-ayrı böyük sahələri əhatə edir. Lakin O.K.Leontiyevin okean yatağı adlandırdığı bu çökəklər (yaxud abissal düzənliklər) planetin ən geniş sahələrini tutan böyük relyef formalarıdır.

Orta okean silsilələrinin relyefi

Dünya okeanı relyefinin ən əlamətdar elementlərindən biri orta okean silsilələridir. Orta okean silsilələri Dünya okeanı sahəsinin 15,3 faizini tutur. Bu silsilələrə ən tipik misal Atlantik okeanın ortası ilə şimaldan cənuba və ümumiyyətlə, okeanın sahil xətti konfigurasiyasına paralel uzanan Orta Atlantik silsiləsidir. Bu silsilə şimalda Şimal Buzlu okeanına, cənubda isə şərqlə meyli edərək Hind okeanına qədər davam edir. Hind okeanında bu sualtı silsilə öz istiqamətini bir qədər dəyişir. Avstraliya ilə An-

tarktida arasından keçib qərbdən Sakit okeana daxil olur və Kaliforniya sahillərinə qədər uzanır. Buradan görünür ki, Orta okean silsilələri Yer kürəsində ən böyük məsafədə uzanan (80 min km-dən çox) nəhəng və vahid sualtı dağlar qurşağı yaradır.

Orta okean silsilələrinin vahid orqrafik-tektonik bir sistem yaratması fikrini birinci dəfə söylənmiş, hələ 1954-cü ildə V.V. Belousov bir qədər sonra isə Rote Orta Atlantik və Orta Hind okeanı silsilələrinin vahid olmasını güman etmişdir. O.K.Leontiyev 1955-ci ildə göstərmişdir ki, Şimaldan cənuba uzanan Orta okean silsilələri öz cənub qurtaracağında enlik istiqamətdə uzanan sualtı silsiləyə qovuşaraq, vahid planetar Orta okean silsilələri sistemi yaradır.

Sonrakı illərdə Orta okean silsilələrinə dair zəngin məlumat toplanmış, onların geomorfoloji və geofiziki xüsusiyyətləri aşkar edilmişdir.

Orta okean silsilələrinin nisbi hündürlüyü 3-4 km-ə, eni 1000-2000 km-ə çatır. Bu silsilələrin ən xarakter geomorfoloji xüsusiyyətlərindən biri onların oxu boyu rift dərələrinin uzanmasıdır. Bu xüsusiyyət Orta Atlantik və Orta Hind okeanı silsilələri üçün daha səciyyəvidir.

Rift dərəsinin yamacları dik olmaqla tektonik qırılmalara uyğun gəlir. Onlar hər iki tərəfdən asimmetrik quruluşda tirələrlə əhatəlenir. Bu tirələrin rift dərəsinə baxan yamacları çox dik, əks yamacları isə mailidir. Bəzən rift dərəsinin quruluşu daha mürəkkəb olur. Nisbətən enli rift dərəsinin oxu boyu daha ensiz ikinci rift dərəsi uzanır. Bu dərə əsas rift dərəsində olduğu kimi, kənarlardan hündürlüyü 100-200 m-ə çatan tirələrlə əhatəlenir.

Rift dərələrinin dərinliyi 400-500 m-ə, eni isə 1-2 km-ə çatır və bəzən bundan az, yaxud çox olur.

Rift dərələri zonası daha aktiv vulkanizmi, seysmikliyi və yerin daxilindən gələn istilik cərəyanının böyüklüyünə görə okean yatağından çox fərqlənir.

Orta okean silsilələrinin yamaclarının meyilliyi rift zonasından aralandıqca azalır və çox yerdə tədricən abissal düzənliklərə keçir. Rift zonasında çökmə süxurlara ya rast gəlinmir, yaxud onlar çox nazik olur, kənarlara tərəf isə həmin süxurların qalınlığı bir qədər artır.

Müəyyən edilmişdir ki, rift zonasını təşkil edən maqmatik və mantiya mənşəli süxurların yaşı bir milyon ildən artıq deyil və ondan kənara getdikcə təxminən rift zonasına simmetrik (paralel) şəkildə həmin süxurların yaşı artır və orta okean silsilələrinin etəyində 20-30 milyon ilə çatır (bəzən bundan artıq olur).

Orta okean silsilələri qurşağında vulkanik dağlar rift zonasında yamaclara nisbətən daha çoxdur. Zəlzələlərin episentri də ən çox bu zonada cəmlənmişdir. Bu faktlar rift zonasının tektonik cəhətdən daha fəal olmasını göstərir.

Orta okean silsilələri quruluşunun əlamətdar xüsusiyyətlərindən biri də onların bir çox transform qırılmalarla ayrı-ayrı qaymalara parçalanmasıdır. Bu qırılmalar bir qayda olaraq silsilələrə perpendikulyar istiqamətdə uzanaraq, onları tamamilə kəsir, bəzən qonşu abissal düzənliyə davam edir. Transform qırılmalar arasında yerləşən qaymalar silsilələrin ümumi uzanma istiqamətindən bu və yaxud başqa tərəfə meyl edir. Buna görə də istər silsilələrin oxu və burada yerləşən rift dərələri zonası, istərsə də uzaq ətəkləri silsilə boyu bir xətt üzrə yerləşmir. Bu hal, demək olar ki, bütün orta okean silsilələrində, xüsusilə Orta Atlantik silsiləsində özünü daha aydın göstərir. Ayrı-ayrı qaymaların ümumi silsilə planında bir-birinə nisbətən yerdəyişməsi amplitudu 200-300 km-ə çatır, bəzən bundan artıq olur.

Transform qırılmalar quruda olan qırılmaların böyük əksəriyyətindən fərqli olaraq relyefdə özünü aydın göstərir. Onlar silsilələri dərin yarıq kimi kəsib keçir və qrabən tipli çox ensiz çökəklər əmələ gətirir. Bu qrabən tipli köndələn yarıqlar bəzən nisbi dərinliyi (silsilənin ox hissəsində) 5-6 km-ə çatan, hətta bundan çox olan depressiyalar yaradır. Belə dərin depressiyalara ən tipik misal olaraq Orta Atlantik silsiləsində Romanş (dərinliyi 7 km, Liberiya qarşısındadır), Keyn (dərinliyi 6,1 km, 24° şm.e. dairəsində) qırılmalarını, Cənubi Sakit okean qalxmasında Udinsev (5273 m), Eltanin (5276 m) və s. göstərmək olar. Silsilələrdə, xüsusilə onların ox hissəsində, daha dərin olan bu depressiyalar abissal düzənliklərə davam etmir.

Orta okean silsilələrinin ən yüksək ox hissələrində okeanın dərinliyi əksər halda 500-1500 m-ə qədərdir, lakin bəzən silsilənin səthi bundan da dərinə (2-2,5 km) yerləşir. Silsilələrin

üzərində yerləşən vulkanların bir qismi su səthindən xeyli ucalan adalar əmələ gətirir. Atlantik okeanın şimal hissəsində isə silsilənin ox hissəsi sanki dəniz səviyyəsindən yuxarı qalxaraq İslandiya adasını yaradır. Rift dərəsi adanın mərkəz hissəsi ilə şimala uzanır. Burada böyük qırılmalar və çat püskürməsi sahələri yerləşir.

Atlantik və Hind okeanlarındakı Orta okean silsilələrindən fərqli olaraq Cənub və Şərq Sakit okean silsilələrində rift dərəsi özünü göstərmir, bəzən silsilənin ox hissəsi tirələrdən ibarətdir, çox yerdə isə silsilənin səthi hamardır və burada ara-sıra sualtı vulkanlar ucalır.

Okean yatağının relyefi

Dünya okeanın orta dərinliyi 3-4 km-ə qədər olan geniş abissal düzənlikləri okean yatağı adlanır. Bunun sahəsi Yer səthinin təxminən yarısına bərabərdir. Okean yatağı bir sıra çökəklər, yaylalar və silsilələrdən ibarətdir. Orta okean silsilələri Atlantik və Sakit okean yataqlarını iki, Hind okean yatağını isə üç böyük hissəyə bölür.

Okean yatağı orta okean silsilələri ilə okeanları əhatə edən materik yamacları arasında yerləşən geniş sahələri tutur. Okean yatağı, onun üzərində ucalan bir sıra silsilələr ilə ayrı-ayrı çökəklərə bölünür.

Okean yatağının ayrı-ayrı çökəklərə bölünməsi bəzən şerti olur. Bəzi qonşu çökəklər arasında ciddi təbii sərhəd yoxdur. Hind okeanında isə okean yatağının çökəkləri bir-birindən yüksək sualtı silsilələrlə ayrılır.

Okean yatağında ən geniş yer tutan və onun ümumi morfoloji fonunu yaradan abissal düzənliklərdir. Müəyyən edilmişdir ki, qalın yumşaq çöküntü örtüyü olan hamar düzənliklər okean yatağı sahəsinin yalnız 8 faizini tutur. Abissal düzənliklərin səthi ya hamar, yaxud dalğalı-təpəli olur. Təpələrin əksəriyyəti vulkan mənşəlidir. Q.Menardın hesablamalarına görə, Sakit okeanda abissal düzənliklər sahəsinin 85 faizə qədəri təpəliklərdən ibarətdir. Təpələrin yüksəkliyi 500 m-ə qədər, ətəyinin diametri isə 5 km-ə qədərdir. Onlar dairəvi, yaxud uzunsov formada olur. Bəzi təpələrin bir neçə zirvəsi var. Uzunsov təpələr bir xətt üzrə

yerləşdikdə təpəli tirə, yaxud təpələr cərgəsi əmələ gətirir. Bundan əlavə abissal düzənliklər üzərində xeyli yüksək vulkan massivləri və dağları da ucalır. Vulkan dağlarının bir çoxu su səthindən yuxarı qalxaraq tək adalar, yaxud adalar qrupu əmələ gətirir. Bəzən isə vulkan dağlarının zirvəsi su səviyyəsindən cəmi bir neçə on metr aşağıda yerləşir. Okeanın tropik enliklərində səpələnmiş mərcan adalarının bir çoxu bu vulkanların zirvəsində əmələ gəlmişdir.

Okean yatağındakı qalxmalar morfologiyası və mənşəyinə görə bir neçə tipə bölünür:

1. Günbəzvari qalxmalar və vulkanik silsilələr; 2. Kənar tirələr; 3. Qaymavari silsilələr və massivlər; 4. Akkumulyativ dağlar və tirələr; 5. Mikrokontinentlər.

Günbəzvari qalxmalar çox uzun, xətti qalxmalardır. Onlar çox hündür olmur. Bu qalxmalar üzərində vulkanik dağlar cərgəsi yerləşir və buna görə də onlar hündürlüyü bir neçə kilometrə çatan sualtı silsilələr əmələ gətirir (Sakit okeanda Havay silsiləsi və s.). Abissal düzənliklərlə keçid zona arasındakı dərin depressiyaları okean tərəfdən əhatə edən, ensiz və səthi qabarıq, geniş (300-500 km-ə qədər), lakin o qədər də hündür olmayan tirələr yerləşir. Bu əslində depressiyalara gömülən bazalt qatın əyilmə zonası qarşısında yaranan qabarıqlığıdır. Bu tirələr yalnız Sakit okean kənarlarındakı depressiyalar qarşısında əmələ gəlmişdir.

Qayma silsilələr okean dibində az yayılmış morfostrukturalardır. Onlar tektonik qırılmalarla əhatələnən, yamacları dik, düz xətt boyu min kilometrə uzanan silsilələrdən ibarətdir (Şərqi Hindistan silsiləsi). Qayma (qaymavari) silsilələrin nisbi hündürlüyü 2-3 km-dən artıq, eni isə on kilometrəldir. Yamacları asimmetrik və diki, səthi əksər hallarda hamarlıdır. Qayma massivlər, adətən eyni tipli silsilələrdən çox qısa və alçaq olur. Bunlara Sakit okeanda Obruçev və Borodino yüksəklikləri tipik misaldır. Mikrokontinentlər abissal düzənliklər səthindən ucalan, qırıqlı-faylı quruluşda uzunsov, səthi hamar, yamacları dik, geniş sualtı qalxmalardır. Bu qalxmalar materik tipli yer qabığına malik olduğundan mikrokontinent adlandırılmışdır.

Mikrokontinentlər aseysmik sahələr olub, əsasən Hind okeanında müəyyən edilmişdir (Kergelen və Qərbi Avstraliya silsilə-

ləri, Aqulyas yüksəkliyi).

Okean yatağı səthində suyun dib sirkulyasiyası fəaliyyəti ilə müəyyən sahələrdə yumşaq çökmə süxurların toplanması nəticəsində alçaq və qısa akkumulyativ tirələr əmələ gəlir. Belə tirələr son zamanlar Atlantik okeanında aşkar edilmişdir.

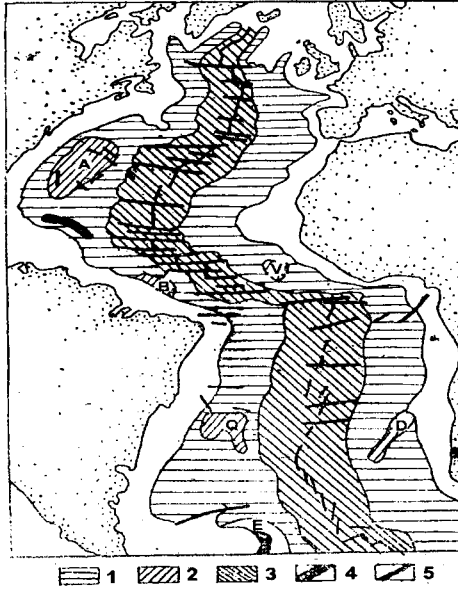
Yuxarıda göstərilən böyük relyef formaları ilə yanaşı, okean dibində bir sıra müxtəlif mənşəli başqa relyef formaları da aşkar edilmişdir. Bunlara özünü relyefdə aydın göstərən qırılmaları, kiçik depressiyaları, sualtı dağlar, suspenziya axını yatağını və s. misal göstərmək olar. Bu formalardan ən geniş yayılanı sualtı dağlardır. Son zamanlara qədər okean dibində on mindən artıq sualtı dağ aşkar edilmişdir. Bunların əksəriyyəti vulkan mənşəli, bir qismi isə qaymalı dağlardır. Bu dağların da çox hissəsi okean yatağında yerləşməklə, onun relyefini kələ-kötür hala salır. Dağların mütləq yüksəkliyi çox müxtəlifdir (1 km-dən 3 km-ə qədər). Sakit okeanın abissal düzənliklərində bunlar, xüsusilə geniş yayılmaqla, bəzən başqa sahələrdən kəskin fərqlənən sualtı relyef əmələ gətirir. Onlar ya pərakəndə halda səpələnmiş, yaxud müəyyən xətt üzrə yerləşmişdir.

Abissal düzənliklərdəki qırılmalar relyefdə ensiz qalxmalar, pillələr, yaxud depressiyalar əmələ gətirir. Atlantik və Sakit okeanlarda bunlara daha çox rast gəlinir. Atlantik okeanda abissal düzənliklərdəki qırılmaların, demək olar ki, hamısı orta Atlantik silsiləsini köndələn kəsən transform qırılmalarıdır. Sakit okeanın geniş şimal-şərq çökəklərindəki qırılmalar bir-birinə paralel istiqamətdə min kilometrərlə uzanır. Onlar şərqdə Şimali Amerika materiki sahillərinə qədər uzanır (Mendosino, Merrey, Klarion, Molokon və i.a.), bəziləri isə qurudakı fəal qırılmalara keçir.

Dünya okeanının ayrı-ayrı hissələri (okeanlar) arasında relyefin morfogenetik cəhətdən oxşar cəhətləri olmasına baxmayaraq fərqli cəhətləri də çoxdur.

Atlantik okeanı başqa okeanlardan böyük relyef formalarının yerləşməsinə görə kəskin fərqlənir. Burada okean dibi relyefinin böyük formaları simmetrik şəkildə yerləşir. Okeanın uzanma oxu boyunca Orta Atlantik silsiləsi və onun hər iki tərəfində silsiləyə paralel uzanan okean yatağı çökəkləri yerləşir. Okean yatağı çökəkləri bir-birindən sualtı astanalar, yayla və

yüksəkliklərlə ayrılır (şəkil 10).



Şəkil 10. Atlantik okeanı dibinin relyefi:

1.Okean yatağı çökəkləri; 2.Okean yatağı yüksəklikləri (A-Bermud, B-Demerera, V-Syerra-Leona, Q-Rui-Qrandi, D-Talina silsiləsi, E-Kənar silsiləsi); 3.Orta okean silsilələri; 4.Dərin çökəklər; 5.Qırılma zonaları.

Orta Atlantik silsiləsi şimalda İslandiya adasından cənubda yerləşən və cənuba tərəf bir qədər ensizləşən Reykyanes silsiləsi ilə başlanır (bu relyefinin nisbətən sadəliyi ilə seçilir). Bu silsilə cənubda eyniadlı dərin köndələn qırılma zonasında qurtarır. Bu qırılma zonasından cənubda silsilənin davamı Reykyanes silsiləsinin qurtaracağından 500 km şərqdə başlanır. Buradan Ekvatora qədər silsilə Şimali Atlantik silsiləsi, Ekvatordan cənubda isə Cənubi Atlantik silsiləsi adlanır. Silsilənin ən xarakter əlamətləri onun ox zonası üzrə rift dərəsinin yerləşməsi və çoxlu miqdar transform qırılmalar arasında bir-birinə nisbətən şərqə, yaxud qərbə tərəf öz yerini (üfüqi hərəkət nəticəsində) dəyişən iri qaymalardan ibarət olmasıdır. Silsilə üzərində çoxlu vulkan dağları

ucalır. Bəzi vulkanlar su səthindən yuxarı qalxaraq adalar əmələ gətirir (San-Paulu, Voznesenski və s. adalar).

Orta Atlantik silsiləsi ilə Şimali və Cənubi Amerika materikləri arasında Labrador, Nyufaundlend, Şimali Amerika, Qviana, Braziliya, Argentina çökəkləri (abissal düzənlikləri) yerləşir. Bunlardan ən böyükləri Şimali Amerika, Braziliya və Argentina çökəkləridir. Axırncı iki çökəklik arasında sərhəd daha aydındır (bu sərhəd sualtı Riu-Qrandi yüksəkliyi üzrə keçir). Orta Atlantik silsiləsindən şərqdə Qərbi Avropa, Kanar, Yaşıl Burun və Qvineya, Anqola və Kap çökəkləri yerləşir. Yaşıl Burun və Qvineya çökəkləri arasında Syerra-Leone yüksəkliyi, Anqola və Kap çökəkliyi arasında Balina sualtı silsiləsi uzanır. Abissal düzənliklərin əksəriyyətinin relyefi sualtı dağlar, yüksəkliklər və tirələrlə çox parçalanmışdır. Yalnız Argentina çökəkliyinin dibi xeyli həməldir.

Hind okeanın dib relyefi daha mürəkkəbdir. Burada bir sıra sualtı silsilə və çökəklər aşkar edilmişdir. Cənubi Atlantik silsiləsi 40-60 dərəcə cənub enlikləri arasında tədricən cənub-şərqə meyli edərək, enlik istiqamətdə uzanan Afrika-Antarktida silsiləsi ilə əvəz olunur. Bu silsilə şimal-şərq istiqamətdə uzanan Qərbi Hind silsiləsinə keçir. Bir neçə paralel silsilədən ibarət olan Qərbi Hind silsiləsi cənub tropiki altında (75° şərq en dairəsi sahəsində) Mərkəzi Hind dağlarına keçir. Ərəb-Hind sualtı silsiləsi Mərkəzi Hind silsiləsinin şimal-qərbə davamıdır. Bu Ədən körfəzinə qədər uzanır. Mərkəzi Hind silsiləsi isə cənub-şərqdə enlik istiqamətli Avstraliya-Antarktida qalxmasına qədər uzanır.

Ərəb-Hind və Mərkəzi Hind silsilələrində transform qırılmalar bir-birinə o qədər yaxın yerləşmişdir ki, onların arasında qalan qaymalar, sanki ümumi silsilə istiqamətinə köndələn silsilələr əmələ gətirmişdir. Buna görə həmin silsilənin ümumi uzanma istiqaməti boyu az-çox böyük məsafələrdə davam edən silsilələr yalnız ayrı-ayrı yerlərdə nəzərə çarpır. Bütün Orta okean silsilələri arasında Orta Hind okeanı silsiləsi qırılmalarla daha çox parçalanmışdır. Okeanın şərq hissəsində 90° şərq uzunluğu üzrə şimaldan cənuba 3000 km məsafədə Şərqi Hind silsiləsi uzanır. Göstərilən silsilələr Hind okeanı yatağını bir sıra çökəklərə ayırır. Bunlar cənub-qərbdə və qərbdə Aqulias, Mozam-

bik, Madaqaskar, Maskaren və Somali çökəklərindən ibarətdir. Çökəklər bir-birindən sualtı silsilələr (Mozambik və Madaqaskar silsilələri), yüksəkliklər və vulkanik dağlar cərgəsi ilə ayrılır.

Ərəb-Hind silsilələrindən şimalda Ərəbistan çökəkliyi, Maldiv və Şərqi Hind silsilələri arasında Mərkəz çökəklik, okeanın şərq hissəsində isə Kokos və Qərbi Avstraliya çökəklikləri yerləşir. Göstərilən çökəkliklərin bir sırasında abissal düzənliklərin xeyli hissəsi əsasən hamar səthə malikdir. Bununla yanaşı çökəklər daxilində ara-sıra vulkan dağlarına, nisbətən qısa silsilələrə və geniş təpəlik sahələrə rast gəlmək mümkündür. Kokos və Qərbi Avstraliya çökəkliklərinin geniş sərhəd sahəsi silsilələr və vulkan dağları ilə daha çox kələ-kötür vəziyyətə salınmışdır.

Atlantik və Hind okeanlarının cənub bölməsində bir-birindən Kergelen silsiləsi ilə ayrılan Afrika-Antarktida və Avstraliya-Antarktida çökəkləri yerləşir. Bu çökəklərin dibi əsasən hamar abissal düzənliklər olsa da, onların ayrı-ayrı hissələrində sualtı yüksəkliklər və vulkan dağları var.

Sakit okeanın yatağı, burada yerləşən yüksəkliklər və çökəkliklərlə birlikdə, onun sahəsinin yarından çoxunu (63%) tutur. Orta okean silsiləsi və başqa silsilə və yüksəkliklər sistemi okean yatağını bir sıra çökəklərə bölür.

Sakit okeanda orta okean silsiləsi, Hind okeanında olduğu kimi, cənub-qərbdən daxil olur və şimal-şərq istiqamətdə Kaliforniya sahillərinə qədər davam edir.

Buna görə okean yatağı birinci növbədə iki böyük hissəyə bölünür. Orta Sakit okean çökəkliyindən qərbdə bu okean yatağının 70 faizdən çoxu, cənub-şərqdə isə qalan hissəsi yerləşir. Cənub-şərqdə ən böyük relyef formaları Bellinshauzen, Çili və Peru çökəkləridir.

Bellinshauzen çökəkliyinin dibi nisbətən parçalanmış abissal düzənliklərdən ibarətdir. Bu Çili çökəkliyindən enlik istiqamətdə uzanan qalxmalar, dağlar və nisbətən kiçik çökəklər qurşağı ilə ayrılır. Sahəsi xeyli kiçik olan Çili çökəkliyi eyniadlı böyük sualtı yüksəkliklə Pasxi qırılması zonası boyunca uzanan yüksək (3000-4000 m-ə qədər) Sala, Homes və ondan şimal-şərqdə uzanan Naska silsilələri arasında, Peru çökəkliyi isə bu axırncı iki silsilədən şimalda yerləşir. Yüksəkliklər və silsilələr üzərində

bir sıra sualtı vulkan dağları ucalır. Pasxi adası belə uca sualtı vulkan dağlarından biridir.

Sakit okeanda ən böyük çökəklik şimal-şərq çökəkliyidir. Bu Şimali Amerika ilə Havay silsiləsi, Layn və Tuamotu qalxması arasındakı olduqca böyük sahəni tutur. Şimal-şərq çökəkliyi relyefinin əsas elementləri, əsasən enlik istiqamətdə uzanan bir sıra paralel qırılmalar sistemi zonasında yerləşən qaymavari silsilə və depressiyalar, vulkanik dağlar qrupu və silsilələridir. Bunlar çökəkliyin şimal hissəsində saysız-hesabsız olmaqla, abissal düzənliyin səthini çox kələ-kötür hala salmışdır.

Sakit okeanın cənub hissəsində Cənub çökəklik, orta hissəsində Mərkəz çökəklik, şimal-qərbində isə Şimal-qərb çökəkləri yerləşir. Mərkəz çökəklikdən qərbdə sahəsi xeyli kiçik olan Melaneziya, Şərqi Marian, Qərbi və Şərqi Karolina çökəkləri yerləşir. Cənub çökəklik müstəsna olmaqla, çökəklərin relyefi olduqca mürəkkəbdir. Çökəklərin əksəriyyəti bir-birindən, zirvələrində mərcan adaları qrupu yerləşən sualtı silsilələr, yayla və tirələrle ayrılır.

Sakit okeanın dibində 10 mindən çox vulkan müəyyən edilmişdir. Bunların böyük əksəriyyəti sönmüş vulkanlar olmaqla nisbi yüksəklikləri 1000-2000 m-dən artıq deyil.

Vulkanlar bəzən min kilometrle uzanan silsilə əmələ gətirirlər. Buna uzunluğu 3500 km-dən artıq olan və Havay adalarından Aleut çökəkliyinə qədər uzanan Havay-İmperator silsiləsi ən tipik misaldır.

Havay adalarından şimala getdikcə vulkanların yaşı artır. Havay adalarını təşkil edən vulkanik məhsulların yaşı 1 milyon ildən artıq olmadığı halda İmperator silsiləsində axırncı vulkanları təşkil edən lavaların yaşı 70-75 milyon ildən artıqdır.

Şimal Buzlu okeanı sahəsinin yarından çoxu materik tipli yer qabığına malik olan şelfdən və dərinliyi 500-600 m-ə çatan kənar dənizlərdən ibarətdir. Bu dənizlərdə okean yatağına yaxın bir sıra böyük adalar qrupu (Şpisbergen, Frans İosif torpağı, Severnaya Zemlya) yerləşir. Materik tipli yer qabığı sahəsi əsasən bu okeanın Avrasiya bölməsindədir.

Okean yatağı Şimal Buzlu okeanın Mərkəz və Kanada bölməsi sahələrini tutur. Burada okean dibi strukturu mürəkkəb

olmaqla, bir sıra morfostrukturlardan ibarətdir.

İslandiya adasından şimalda, Orta Atlantik silsiləsi şimala davam edərək, sualtı İslandiya silsiləsinə keçir. Silsilə şərqdən dib relyefi çox kələ-kötür olan Norveç çökəyi ilə (bu o qədər də dərin deyil, 3-3,9 km), qərbdən Qrenlandiya dənizindəki ensiz depressiya və sualtı qalxmalar zonası ilə əhatələnir.

İslandiya sualtı silsiləsinin şimala davamı Yan-Mayen köndələn qırılma zonasında 300-400 km şərqə meyl edərək Yan-Mayen adası sahəsinə qədər yerini dəyişmişdir. Buradan şimala Orta okean silsiləsi şərqə çıxıntısı olan dirsək əmələ gətirir və Şpisbergen adalarından cənub-qərbdə Şpisbergen transform qırılmasında qurtarır. Yan-Mayen adasından Şpisbergen yaxınlığına qədər sualtı silsilənin cənub hissəsi Mon, şimal hissəsi Knipoviç silsiləsi adlanır. Hər iki silsilə rift dərəsi və transform qırılmalarla parçalanmışdır. Burada silsilənin oxuna paralel uzanan yan silsilələr də relyefi xeyli kələ-kötür hala salır. Mon və Knipoviç silsiləsinin nisbi hündürlüyü 2,5-3,5 km-ə çatır. Şərqdən və qərbdən silsilələr dibi parçalanmış çökəklərlə əhatə olunmuşdur.

Şpisbergen transform qırılması üzrə Şimali Atlantik sualtı silsiləsinin şimala davamı 1000 km-dən artıq bir məsafədə qərbə (şimal-şərqi Qrenlandiya sahilinə tərəf) meyl etmişdir. Bu qırılmadan şimala silsilə Şimal Buzlu okeana daxil olur və Novosibirsk adaları istiqamətində uzanaraq, Orta Şimal Buzlu okean silsiləsinə əmələ gətirir.

Morfoloji əlamətinə görə bu silsilə Orta Atlantik silsiləsinə o qədər də fərqlənmir. Burada silsilə oxu üzrə rift dərəsi uzanır. İki böyük və bir çox kiçik amplitudlu transform qırılmalar silsiləni bir çox qaymalara bölür. Silsilənin nisbi hündürlüyü 2,5-3 km-dən artıqdır. Onun mərkəz hissəsində sovet tədqiqatçıların aşkar etdiyi rift dərəsi Sedov dərəsi, bütün silsilə isə Qakkel silsiləsi adlanır. Materik dayazlığında silsilənin rift zonasının davamı cavan çöküntülərlə dolmuş və Lena çayı deltasına qədər uzanan qraben sisteminə keçir.

Yuxarıda göstərilən bütün silsilələr yüksək seysmikliyi ilə seçilir. Burada, həmçinin sönmüş və fəaliyyətdə olan sualtı vulkanlar da çoxdur.

Qakkel silsiləsi hər iki tərəfdən nisbətən ensiz okean yatağı

çökəkləri ilə əhatə olunur. Cənubdakı Nansen çökəkliyi (3975 m), şimaldakı Amundsen çökəkliyindən (4354 m) bir qədər dəyazdır. Hər iki çökəkliyin dibi az kələ-kötürdür.

Amundsen çökəkliyi Qrenlandiya-Novosibirsk adaları istiqamətində düz xətt boyu uzanan Lomonosov silsiləsi ilə əhatələnir. Bu silsilə Şimal qütbündən keçir. Orta okean silsilələrindən istər strukturuna, istərsə də morfolofiyasına görə kəskin seçilir.

Lomonosov silsiləsində yer qabığı xeyli qalın olub (20 km) materik tipinə yaxındır. Burada transform qırılmalar, rift dərəsi, vulkanlar müşahidə edilmir. Silsilədə zəlzələ ocaqları da qeydə alınmamışdır. Lomonosov silsiləsi onu əhatə edən Amundsen və Makarov çökəkləri dibindən orta hesabla 3 km yüksəyə qalxır.

Makarov çökəkliyi ilə, Şimal Buzlu okeanda sahəsinə görə ən böyük çökəklik olan Kanada çökəkliyi arasında əsasən bir sıraya düzülmüş, uzunsov sualtı qalxmalar (yayla və qısa dağlardan) ibarət olan Mendeleyev silsiləsi uzanır. Bu silsilədən Kanada abissal düzənliyi istiqamətdə bir sıra enli və nisbətən qısa tirələr ayrılır.

Başqa okeanların abissal düzənliklərindən fərqli olaraq, Şimal Buzlu okeanı abissal düzənliklərinin və xüsusilə Kanada çökəkliyinin səthi əsasən hamardır. Burada təpələr, vulkan dağları, tirələr çox seyrəkdir, geniş sahədə isə onlara heç rast gəlinmir.

IV HİSSƏ

EKZOGEN PROSESLƏRİN RELYEF ƏMƏLƏ GƏLMƏSİNDƏ VƏ İNKİŞAFINDA ROLU

Dərsləyin ümumi hissəsində relyefin endogen və ekzogen proseslərin qarşılıqlı əlaqəsi və təsiri nəticəsində yaranması və inkişafı haqqında qısa ümumi məlumat verilmişdir. Müvafiq fəsilərdə relyefin planetar və makroformaların yaranmasının bilavasitə endogen proseslərlə əlaqədar olması işıqlandırılmışdır.

Ekzogen proseslər, bir qayda olaraq, endogen proseslərin yaratdığı relyef formalarının evolyusiyasında fəal iştirak etməklə, mənşəyinə və morfologiyasına görə bir-birindən ciddi fərqlənən, olduqca müxtəlif ölçülü relyef formaları yaradır. Bu hər şeydən əvvəl ekzogen relyef əmələ gətirən proseslərin müxtəlifliyi və ayrıca götürülmüş hər prosesin özünün geomorfoloji işinin çoxcəhətli olması ilə bağlıdır. Buna axar suların, buzlaqların, küləyin və s. fəaliyyətini və yaratdığı relyef formalarının rəngarəngliyini misal göstərmək olar. Dərsləyin sonrakı bölmələrində ekzogen proseslər və onların fəaliyyəti ilə yaranan relyef formaları haqqında ətraflı məlumat verilir.

XI FƏSİL AŞINMA VƏ ONUN RELYEF ƏMƏLƏGƏLMƏ PROSESİNDƏ ROLU

Aşınma prosesi birbaşa relyef əmələ gəlməsində iştirak etmir. Lakin bir sıra ekzogen amillərin bir geomorfoloji proses kimi özünü göstərməsində aşınma prosesinin əhəmiyyəti böyükdür. Məlumdur ki, eroziya, yamac prosesləri, deflyasiya və i.ə. proseslər bütövlüyü pozulmamış massiv ana süxurlara zəif təsir göstərir və həmin proseslərin təsiri ilə relyefin evolyusiyası çox ləngiyir. Aşınma prosesi müxtəlif mənşəli süxurların xırdalanmasına (dezintegrasiyasına) gətirib çıxarır. Xırdalanmış süxur hissəciklərinə (və aşınma qatına) isə denudasiyanın müxtəlif növlərinin təsiri artır, onların bir yerdən başqa yerə aparılması, relyefin dəyişməsi və nəticədə yeni formalar yaranması prosesi

xeýli sürətlənir.

Buna görə aşınmanın bir geomorfoloji amil kimi öyrənilməsi müəyyən əhəmiyyət kəsb edir.

Süxurların xırdalanması ilə nəticələnən proseslərin məcmusu (cəmi) **aşınma** adlanır. Süxurlara təsir edən amillərdən və bu təsirin nəticəsindən asılı olaraq, aşınma prosesinin əsas iki növünü – **fiziki aşınma** və **kimyəvi aşınmanı** ayırırlar. Hər iki növ proses eyni vaxt baş verir. Lakin fiziki-coğrafi şəraitdən (xüsusilə iqlim şəraitindən) və süxurların xassəsindən asılı olaraq, konkret sahədə bu proseslərin biri süxurların aşınmasında daha çox rol oynayır.

Fiziki aşınma nəticəsində süxurlar dağılıb xırdalanır, lakin onların kimyəvi tərkibi dəyişmir. Fiziki aşınmanın aşağıdakı növləri məlumdur.

Temperatur (yaxud termik) **aşınması** - adından göründüyü kimi, süxurlara yalnız temperaturun təsiri nəticəsində baş verir. Temperatur aşınması süxurların tərkibindən, rəngindən, quruluşundan (teksturundan və strukturundan), çatlılığından və s.dən asılıdır. Bunlarla yanaşı temperatur aşınmasının əsas amili, temperaturun tərəddüd etməsidir. Temperaturun illik tərəddüdü aşınma prosesində o qədər iştirak etmir. Lakin temperaturun sutkalıq tərəddüdü bu prosesin (yəni fiziki aşınmanın) ən başlıca səbəbidir. Aşınmanın bu növü bütün iqlim qurşaqlarında baş versə də, temperaturun sutka ərzində kəskin dəyişdiyi torpaq və bitki örtüyü zəif olan sahələrdə (kontinental iqlimin səhra və yarımsəhraları), yüksək dağlıq qurşaqda daha sürətlə gedir.

Səhralarda və dağlarda möhkəm süxurların yer üzərinə çıxdığı ərazilərdə səth küncü-bucaqlı süxur qırıntılarından ibarət olan aşınmış qatla örtülür.

Bir sıra xarici ölkə alimlərinin laboratoriya təcrübələrinin nəticələri göstərmişdir ki, temperaturun kəskin dəyişməsi süxurların parçalanmasında mühüm rol oynayır. Lakin təbiətdə gedən prosesləri və bu proseslərə təsir göstərən amillərin məcmusunu, prosesin milyon illər davam etməsini, laboratoriyada yaratmaq olduqca çətindir. Kontinental iqlim vilayətlərində, geniş sahələrdə xırdalanmış aşınma qatının yayılmasını alimlərin böyük əksəriyyəti temperaturun sutka ərzində kəskin tərəddüdü ilə izah edir.

Mexaniki aşınma mülayim və soyuq iqlim qurşaqlarında və yüksək dağlarda yayılmış aşınma növüdür. Aşınmanın bu növünün səbəbi əsasən süxurların çatlarına dolan suyun donması və ərیمəsi prosesinin tez-tez təkrarlanmasıdır. Süxurların çatlarındakı suyun donub buz kristallarına çevrilməsi zamanı, onun həcmi genişlənir və süxura böyük təzyiqlə təsir edir. Süxur çatlarla nə qədər çox parçalanmış olarsa, bu prosesin aşınmada effekti də o qədər çox olar. Adətən aşınmanın bu növünü şaxta aşınması da adlandırırlar. Şaxta aşınması qütb ölkələrində və yüksək dağlarda daha sürətlə gedir.

Bəzi alimlərin fikrincə yer səthindən xeyli aşağıda böyük təzyiq altında olan süxurlar, vaxt keçdikcə yer səthinə çıxır (tektonik qalxma və denudasiya nəticəsində), onun səthinə düşən təzyiq dəfələrlə azalır və bunun nəticəsində süxurların mexaniki parçalanması baş verir. Bu proses **dilatasiya** adlanır. Dilatasiya prosesi püskürmə süxurlarda daha çox müşahidə edilir.

Bu proseslərlə yanaşı süxurlardakı çatlarda kristalların yaranması da onlara güclü mexaniki təsir göstərir və parçalanmaya səbəb olur. Əslində suyun süxur çatlarında donub kristallik struktura keçməsi də bu növə aid edilə bilər.

Arid iqlim sahələrində gündüz suyun buxarlanması və tərkibindəki duzların çatlarda kristallaşması mexaniki aşınma amillərindən biri hesab edilir. Kristallar böyüdükcə çatların divarına təzyiq göstərir və nəticədə, süxurların parçalanıb xırdalanmasına gətirib çıxarır.

Süxurların tədricən aşınmasına, xırdalanmasına bir sıra başqa amillər də təsir göstərir. Bunlardan canlı orqanizmlərin süxurlara mexaniki təsiri xüsusilə qeyd edilməlidir. Süxurlardakı çatlarda bitən bitkilərin kökləri böyüdükcə çatların divarına böyük təzyiq göstərir. Müəyyən edilmişdir ki, hüceyrələrin qışası bir sıra metallardan möhkəmdir. Bitki kökləri çatlar boyu metrnlərlə, bəzən on metrnlərlə dərinliyə işləyir və vaxt keçdikcə süxurlardakı çatları xeyli genişləndirir; bu prosesdə yeni çatlar yaranır və tədricən massiv süxur kütlələri aşınmaya məruz qalır. Bununla yanaşı, bitkilərin kök sistemi aşınmış xırda məhsulları sanki bərkidir, onların denudasiya prosesləri tərəfindən dağıdılmasının qarşısını alır.

Bir sıra süxurların (məs., gillərin, mergellərin, gillicələrin və s.) islanması və quruması da mexaniki aşınma ilə nəticələnir. Məlumdur ki, islandıqda bu süxurların həcmi genişlənir, quruduqda isə kiçilir. Bu prosesin çox təkrarlanması, nəticədə həmin süxurların xırda hissəciklərə parçalanması ilə nəticələnir.

Aşınma prosesinin geniş yayılmış ən mühüm növlərindən biri kimyəvi aşınmadır.

Fiziki aşınmadan fərqli olaraq kimyəvi aşınma prosesi nəticəsində minerallar və süxurlar ciddi dəyişir, yeni minerallar və süxurlar əmələ gəlir.

Ümumiyyətlə, kimyəvi aşınma olduqca mürəkkəb və müxtəlif cəhətli bir proses olmaqla, bir çox növlərə ayrılır. Karbon qazı, oksigen, su və üzvi turşular daha çox kimyəvi aktivliyə malik olmaqla, aşınma prosesini sürətləndirən amillərdir. Kimyəvi aşınmanın daha geniş yayılmış növləri həllolma (bu, süxurlarda karst prosesinin inkişafının ən başlıca amilidir), hidratlaşma, karbonlaşma və oksidləşmədir. Bu proseslər süxurların müxtəlif yollarla aşınıb dağılmasına, yeni süxurun, mineralların və aşınma qabığının yaranmasına səbəb olur.

Aşınma prosesinin sürətinə dair toplanan məlumatlar göstərir ki, quru səthindən məhlullar şəklində min ildə 5-15 mm məhsul həll edilib aparılır (bu, əslində denudasiya prosesinə aiddir). Qırıntı məhsullarla örtülü olmayan xırda dənəli qranitdə aşınma ildə 0,16-0,20 sm sürətlə, iridənəli qranitdə isə 0,4-0,5 sm sürətlə gedir. Süxurların əzildiylə zonalarda isə (qırılmalar zonasında) aşınmanın sürəti göstəriləndən 5-6 dəfə artıq olur.

Aşınma prosesi nəticəsində yer səthində aşınma qabığı, elüvi və torpaq əmələ gəlir. Qravitasiyanın çox güclü olduğu dik yamaclarda göstərilən elementlərin heç biri yarana bilmir.

Aşınma qabığı konkret ərazinin iqlimindən, relyefindən və aşınma prosesinin davamiyyətindən asılı olaraq, müxtəlif qalınlıqda olur. Səthi hamar, yaxud az maili olan düzənliklərdə aşınma qabığının qalınlığı 2-3 m-dən 40 m-ə, bəzən 50-60m-ə çatır. Qalın və yaxşı inkişaf etmiş aşınma qabığı bir neçə qatdan ibarət olur. Üst qat qırıntı qat adlanır. Bu küncü-bucaqlı, yaxud çox xırdalanmış qırıntı məhsullarından ibarət olur. Ondən aşağıda silisium-alüminiumlu (siallit), kaolin və allit qatlar yerləşir. Ümu-

miyyətlə, iqlimdən asılı olaraq, aşınma qatının bir çox zonal növləri ayrılır. Bunlara qırıntı, hidroslyuda, montmorillonit, kaolinit, qırmızı torpaq və laterit aşınma qabıqları daxildir.

Aşınma qabığı zonal xarakter daşdığına və onların ayrı-ayrı növləri yalnız müəyyən iqlim şəraitində yarandığına görə, qədim aşınma qabığı yaxşı saxlanan sahələrin paleocoğrafi şərtini öyrənmək üçün onların böyük əhəmiyyəti var. Aşınma qabığının öyrənilməsi eyni zamanda böyük praktik əhəmiyyətə malikdir. Qədim aşınma qabıqları bir sıra faydalı qazıntılarla (boksit, dəmir filizi, nikel, kobalt və s. filizlərlə) zəngin olur.

XII FƏSİL

YAMACLAR VƏ YAMAC PROSESLƏRİ

Yamac anlayışı və yamacların təsnifatı

Y a m a c, adından göründüyü kimi, səthi maili olan sahələrə deyilir. Yamacın əksinə olaraq üfüqi (yaxud üfüqiyyə yaxın) səthi olan sahələr - hamar düzənliklərdir.

S.S.Voskresenski yamac dedikdə, səth meyilliyi 1-2°-dən artıq olan sahələri nəzərdə tutur. Ümumiyyətlə, yamac meyilliyyətinin aşağı həddini müəyyən etmək bir qədər mübahisəli məsələdir.

Yamacların meyilliyi olduqca müxtəlif olub, 1-2°-dən 90°-yə qədər dəyişir. Hətta bəzən asılı yamaclar da ayrılır ki, bunun meyilliyi 90°-dən artıq olur. Voskresenskinin hesablamasına görə Avrasiyada meyilliyi 1° olan ərazilərin sahəsi 5400 min km² (10%), 1-10° arasında olan ərazilər 32.100 min km² (61%), 10-20°-10.600 min km² (19%), 20-35° -4.200 min km² (8%), 35°-dən artıq olan sahələr isə 1100 min km² (2%) təşkil edir.

Yamacın meyillik dərəcəsi yamac proseslərinin inkişafına təsir göstərən ən başlıca amillərdən biridir. Məlumdur ki, yer səthini təşkil edən süxur hissəciklərini ilişmə qüvvəsi saxlamasa idi, yerin səthi hamar olardı. Lakin süxur hissəcikləri arasında ilişmə qüvvəsinin mövcud olması və bunun ayrı-ayrı süxur qruplarında böyük həddə dəyişməsi, yamac meyilliyini böyük həddə dəyişməsinə səbəb olur.

Yer səthinin hər yerində süxur hissəciklərinə başqa bir qüvvə də təsir göstərir. Bu qüvvə ağırlıq qüvvəsidir. Bu qüvvə hər

hansı süxur hissəciyini yamacın meyल्लीyi istiqamətində hərəkət etdirməyə səy göstərir. Meyllik artdıqca bu təsir güclənir və süxurların ilişmə qüvvəsindən artıq olduğundan, hissəciklərin yamac boyu hərəkət sürəti artır. Üfüqi səthlərdə bu təsir özünü göstərmir.

Yamacların öyrənilməsinin elmi və praktik əhəmiyyəti böyükdür. Yamacların ən sadə morfoloji xüsusiyyətlərinin (məs., profilinin) öyrənilməsi ərazinin tektonik rejmini müəyyən etməkdə, yaxud yamac proseslərinin tədqiq edilməsi relyefin inkişafının proqnozunu verməkdə istifadə edilən geomorfoloji üsullardan biridir.

Bundan əlavə torpaq eroziyası və ümumiyyətlə, eroziya prosesi yamacların meyल्लीyindən, uzunluğundan çox asılıdır. Müxtəlif mühəndis qurğularının yaradılması, tikinti işlərinin həyata keçirilməsi yamacların və yamac proseslərinin hərtərəfli öyrənilməsini tələb edir.

S.S.Voskresenski yamacları meyल्लीyinə görə aşağıdakı qruplara bölür:

1. Dik yamaclar ($\alpha=35^\circ$ və daha çox);
2. Orta meyल्ली yamaclar ($\alpha=35^\circ-15^\circ$);
3. Meyल्ली yamaclar ($\alpha=15^\circ-5^\circ$);
4. Az meyल्ली yamaclar ($\alpha=5^\circ-1^\circ$).

Uzunluğuna görə isə yamaclar aşağıdakı üç növə bölünür:

1. Uzun yamaclar ($=500\text{m}$);
2. Orta uzunluqda yamaclar ($=500-50\text{m}$);
3. Qısa yamaclar ($=50\text{m}$ -dən az).

Formasına (profilinə) görə yamaclar bir neçə növə bölünür: 1) Düz yamaclar; 2) Qabarıq yamaclar; 3) Batıq yamaclar; 4) Pilləli yaxud qabarıq-batıq yamaclar.

Məşhur geomorfoloqlardan V. Penk göstərmişdir ki, düz yamaclar tektonik qalxma və denudasiya proseslərinin eyni intensivlikdə (sürətlə) baş verməsi nəticəsində yaranır. Qabarıq yamaclar tektonik qalxma sürətinin denudasion alçalma sürətindən artıq olması şəraitində əmələ gəlir. Pilləli yamaclar, axırınca iki şəraitin növbələşməsindən və bir sıra başqa səbəblərdən, xüsusi-lə yamacda müxtəlif litoloji tərkibdə süxur qatlarının növbə-

ləşməsindən yaranır.

Mənşəyinə görə yamaclar çox müxtəlif olub, aşağıdakı növlərə ayrılır:

1. Tektonik yamaclar - bunlar üfüqi yatan layların tektonik hərəkətlər və qırılmalarla deformasiya edilməsi nəticəsində əmələ gəlir. Təbiətdə ekzogen proseslərin təsirinə məruz qalmayan və bu proseslərin təsiri ilə dəyişilməyən yamalara nadir hallarda təsadüf olunur.

2. Vulkanik yamaclar - bu yamaclar əsasən püskürməkdə olan cavan vulkanlar sahəsində yayılmışdır. Qədim vulkanların yamacları isə eroziya-denudasiya prosesi ilə çox dəyişilmişdir. Bəzi hallarda qədim lava axınları üzərində də vulkanik yamacın fragmentləri az-çox yaxşı saxlanmışdır.

3. Ekzogen yamaclar - ekzogen mənşəli yamaclar yer səthində ən geniş yayılmış yamac növüdür. Ekzogen geomorfoloji proseslər çox müxtəlif olduğundan onların yaratdığı yamaclar da mənşə etibarı ilə və morfologiyasına görə çox müxtəlif olur.

Yamalara təsir göstərən, yaxud yamacın yaranmasında iştirak edən amillərin növlərinə görə ekzogen yamaclar bir sıra növlərə ayrılır.

1. Flüvial yamaclar. Bura dərələrin, yarıqan və qobuların, akkumulyativ düzənliklərin, gətirmə konuslarının, yataqyanı tirələrin, bir sözlə axar suların fəaliyyəti ilə yaranan relyef formalarının yamacları daxil edilir.

2. Buzlaq mənşəli yamaclar. Karların, troq dərələrin, buzlaq sirlərinin, müxtəlif buzlaq akkumulyasiyası tirələrinin və təpələrinin (moren tirələri, oz, kam və drumlinlərin), qoyun kəlləsi və qıvrım qayaların yamacları, buzlaq mənşəli yamalara aid edilir.

3. Dəniz və göl mənşəli yamaclar. Dəniz və göllərin sahillərində abraziya və akkumulyasiya relyef formalarının (sahil pillələrinin, terrasların, sahil tirələrinin) yamacları bu növə aid edilir.

4. Eol mənşəli yamaclar. Barxan və dünlərin, deflyasiya çökəklərinin yamacları eol mənşəlidir.

5. Yeraltı suların fəaliyyəti ilə yaranan yamaclar. Bu növ yamalara karst qıflarının karst-uçqun çökəklərinin, «po-

lyelərin» və başqa karst mənşəli çökəklərin və tropik karstın təpələrinin yamacları aid edilir.

6. Donuşluq mənşəli yamaclara, donuşluq sahəsində yayılmış termokarst çökəklərinin, hidrolakkolit təpələrin və i.a. yamacları daxildir.

Yamacların əmələ gəlməsində və təkamülündə çox vaxt göstərilən amillərin bir neçəsi iştirak edir. Bir amilin yaratdığı ilkin yamaclara sonralar başqa amillər də təsir göstərir.

Yuxarıda göstərilən amillər yer səthində ilkin yamacları əmələ gətirir. Məlumdur ki, ekzogen proseslər arası kəsilmədən fəaliyyət göstərir və onların müxtəlif növləri, morfoiklim şəraitindən asılı olaraq ilkin yamaclara bu və yaxud digər şəkildə təsir göstərir. Həmin proseslər vaxt keçdikcə müxtəlif mənşəli ilkin yamacların morfologiyasını dəyişir, relyefin ümumi təkamülünü şərtləndirir.

Vaxt keçdikcə ilkin yamaclar ciddi dəyişikliklərə uğrayır, onların həm morfoloji, həm də morfometrik xüsusiyyətləri dəyişir.

İlkin yamaclarda fəaliyyət göstərən və onları dəyişən ekzogen proseslərin məcmusunu S.S.Voskresenski **yamac prosesləri** adlandırır.

Fiziki-coğrafi şəraitdən və yamaclara təsirindən asılı olaraq yamac proseslərinin bir neçə tipləri ayrılır. Bununla yanaşı yamacları təşkil edən süxurlar, xüsusilə aşınma qabığının xüsusiyyətləri, qalınlığı və s. yamac proseslərinin xarakterinə çox təsir göstərir.

Yamaclara və yamac proseslərinə bir sıra əsərlər həsr etmiş S.S.Voskresenski, yamac proseslərinin xüsusiyyətlərinə görə, yamacların aşağıdakı əsas tiplərini ayırır:

1. Əsl qravitasion yamaclar. Bu tipə dikliyi 35-40° və artıq olan yamaclar aid edilir. Ana süxurlardan müxtəlif təsir altında ayrılan (qopan) süxur kütlələri yamac üzrə sərbəst yuvarlanıb, aşağı hərəkət edir. Qravitasion yamacların aşağıdakı növləri ayrılır: 1.Uçqun yamacları, 2.Töküntü yamacları, 3.Qar uçqunu yamacları.

2.Süxurların qaymalı hərəkəti yamacları. Bu tipə aid edilən yamaclarda müxtəlif həcmli süxur kütlələri

yamacdan qopub aşağı hərəkət edir. Bu kütlələrin ana yamacdan qopmalarının əsas səbəbi ilişmə qüvvəsinin pozulmasıdır. İlişmə qüvvəsi əksər hallarda süxurların nəmlənməsi nəticəsində pozulur. İlişmə qüvvəsi pozulduqda süxur kütləsi qravitasiya təsiri ilə yamac üzrə aşağı hərəkət etməyə məcbur olur.

Bu tip yamacların da meyilliyi çox olmaqla $20-40^\circ$ arasında dəyişir. Bura aşağıdakı yamac növləri aiddir.

1. Sürüşmə yamacları. 2. Sürüşmə-«axma» yamacları (qırıntı məhsul örtüyü möhkəm süxurun üzəri ilə sürüşür). 3. Çökmə (aşağı yatma) yamacları.

3. Qırıntı məhsulların kütləvi hərəkəti («sürüşməsi») yamacları. Bu tipə bir sıra yamac növləri aiddir. 1. Soliflüksiya yamacları. 2. Yavaş soliflüksiya yamacları. 3. Yavaş tropik soliflüksiya yamacları. 4. Konjeliflüksiya yamacları. 5. Deflüksiya yamacları. 6. Deserpsiya yamacları.

4. Delüvial (sahəvi yuyulma) yamacları. Delüvial yamaclarda süxur hissəcikləri yamaca axan və tez-tez yerini dəyişən çox nazik su axını təbəqəsi ilə yaxud kiçik şırımlara cəmlənən axınlarla yamacın etəyinə aparılır.

Yuxarıda göstərilən bir sıra yamac tipləri və onların müxtəlif növləri denudasion və akkumulyativ hissələrə bölünür. Məsələn, delüvial yamacların etəyində ən narin süxur hissəciklərinin (gilicələrin) toplandığı delüvial şeyflər (bu artıq akkumulyativ yamac hesab olur) yerləşir. Yamacın akkumulyativ hissəsi bir çox hallarda müşahidə edilmir. Buna yamacdan gələn məhsulların daimi axarlı çaya çıxarıldığı sahələri və i.a. misal göstərmək olar.

Sürüşmə yamacları

Sürüşmə prosesi dağ yamaclarında, düzənlik çaylarının, dəniz və göllərin dik sahillərində yayılan, relyef əmələ gətirən ekzogen proseslərdən biridir.

Sürüşmə adətən yumşaq və zəif sementləşmiş süxur qatlarında inkişaf edən prosesdir. Lakin həmin süxur qatlarında bu prosesin baş verməsi üçün bir sıra əsas şərtlərin mövcud olması vacibdir.

Arid vilayətlərdə yumşaq süxur qatları nə qədər qalın olsa da, dik yamaclarda belə sürüşmə prosesi nadir hallarda baş verir.

Deməli, sürüşmə prosesi əsasən az-çox rütubətli iqlim sahələri üçün xas olan bir prosesdir.

Sürüşmənin baş verməsi üçün yumşaq və zəif sementləşmiş çöküntülərin mövcudluğu ilə yanaşı, yamacların dikliyi, qrunt sularının olması əsas şərtlərdəndir.

Meylli 10-12°-dən az olan sahələrdə qrunt suları bol olduqda belə sürüşmələrə nadir hallarda təsadüf edilir. Bunu nəzərə alaraq S.S.Voskresenski göstərir ki, sürüşmə əlverişli geoloji şəraitdə yamacın dikliyinin və hündürlüyünün funksiyasıdır. Geoloji şəraitdə, xüsusilə su keçirən və su keçirməyən layların növbələşməsi, layların dağ yamacında, dəniz və göl sahilində yamacın kəsildiyi istiqamətdə yatması, qrunt suları və kifayət dərəcədə (10-12°-dən artıq) səth meylliyi olduqda sürüşmə prosesi üçün daha əlverişli şərait yaranır. Lakin sürüşmə prosesi çox vaxt üfüqi, yaxud buna yaxın şəraitdə yatan yumşaq süxur qatlarında da baş verir. Qara dəniz sahili və Volqaboyunda yayılan sürüşmələr buna misaldır.

Müəyyən edilmişdir ki, sürüşmə prosesi nadir hallarda olsa da, möhkəm, hətta vulkanik süxurlar yayılan sahələrdə də baş verir. Belə sahələrdə sürüşmə vulkanogen (məs., lava, tuf) süxur qatları altında yatan gilli və gillicəli süxur təbəqəsi səthinə süzülən suların həmin təbəqəni nəmləndirməsi (müəyyən meyllik şəraitində) nəticəsində baş verir.

Çay və dənizlərin dik sahillərində sürüşmələr adətən sahilin sıldırım, yaxud çox maili zonasından başlayıb yamac üzrə yuxarıya tərəf inkişaf edir. Çox vaxt sürüşmənin əmələ gəlməsi aşağıdakı qaydada baş verir: sulu təbəqə ilə sirkulyasiya edən sular su keçirməyən qatın səthini isladır, sürüşkən vəziyyətə salır. Səthi islanmış su keçirməyən qat üzərində yatan süxur qatlarının həcmi çox böyük olduqda ağırlıq qüvvəsi iləşmə qüvvəsini dəf edir və həmin üst qat müvazinətini itirərək, ümumi geomorfoloji şəraitdən asılı olaraq yamac üzrə aşağı hərəkət edir.

Bu hərəkət ya sürətli, yaxud da zəif olur və uzun müddət vaxtaşırı davam edir. Sürüşmə başlayan zaman, sürüşən kütlə ilə «ana yamac» arasında, əksər halda yarımdayırəvi şəkildə çat əmələ gəlir. Bu çatın sürüşmə kütləsi altında qalan hissəsi **sürüşmə səthi** adlanır. Sürüşmə bir qədər inkişaf etdikdə sürüşən

kütlə ilə ana yamac arasında çat vaxt keçdikcə genişlənir. Bu **çat qopma**, yaxud **ayrılma səthi** adlanır. Sürüşən kütlə yamacın aşağı hissəsinə tərəf yerini dəyişdikdən sonra, ayrılma səthi dik divar kimi sürüşmə səthi üzərində ucalır. Yamacın hündürlüyündən və xüsusilə sürüşən kütlənin qalınlığından asılı olaraq, dik ayrılma çatı yamacının hündürlüyü bir neçə metrədən onlarla metrə çatır.

Sürüşən kütlə yerində çox vaxt öz formasına görə sirki xatırladan çökəklik əmələ gəlir ki, bu **sürüşmə sirki**, yaxud sadəcə olaraq sürüşmə çökəkliyi adlanır.

Sürüşmə yamaclarında ümumi geoloji və geomorfoloji şəraitdən asılı olaraq, sürüşmə prosesi nəticəsində mürəkkəb mikro, bəzən mezorelyef formaları yaranır.

Cəbhə boyu sürüşmələrdə (bu frontal sürüşmələr adlanır və yamacın xeyli uzunluğu olan sahəsinə əhatə edir), sürüşmə prosesi dövrü olaraq təkrar olduqda və hər dəfə ana yamacın müəyyən zolağı ondan ayrılıb aşağı hərəkət etdikdə, səthi hamar pilləli yamac yaranır. Belə səthi düz pilləli sürüşmələr çay və dəniz terraslarını xatırlatdığına görə onlar **sürüşmə terrası** adlanır. Volqa çayının sağ sahilində sürüşmə terraslarına təsadüf etmək mümkündür.

Çox hallarda sürüşən kütlə yamacın ətəyinə və yaxud sürüşmə prosesi toxunmadığı aşağı hissəsinə çatdıqda, sürüşən kütlənin ön zonası bir qədər yuxarı qalxır, arxa zonası isə yarım-dairəvi formalı sürüşmə səthinin batıq hissəsində yerləşdiyindən, aşağı düşür və onun meyilliyi, yamacın ümumi meyilliyi əksinə olur. Eyni yamacda proses çox təkrar olursa, hər bir sürüşmə kütləsi əvvəlkinin arxasına söykənib dayanır və tirəli mezorelyef yaradır.

Sürüşmə kütlələri bir çox hallarda xaotik yerləşdiyindən, sürüşmə yamacında çoxlu miqdarda kiçik təpəciklər və çalalar əmələ gəlir. Yağıntılı dövrdə çalalara su toplanaraq, kiçik gölməçələr yaradır. Bütün göstərilən morfoloji əlamətlər sürüşmə yamaclarını, hətta orada sürüşmə prosesi qədimlərdə baş vermiş olsa da, başqa mənşəli yamaclardan asanlıqla seçməyə imkan verir.

Dağlıq ölkələrdə sürüşmə prosesinin inkişafı üçün daha əlverişli şərait vardır. Bununla yanaşı, bir çox dağlıq ərazilərdə bu

proses az yayılmışdır. Bunun əsas səbəbi həmin dağlıq ölkələrin geoloji quruluşudur. Dəniz çöküntülərinin (xüsusilə gillərin) geniş yayıldığı dağlıq sahələrdə sürüşmə prosesinin bir çox növləri (sahəvi, frontal, xətti, lokal) geniş yayılmışdır. Buna Azərbaycan SSR ərazisində yerləşən və mezozoyun, paleogenin qalın gil qatları olan dəniz çöküntülərindən təşkil olmuş Cənub-Şərqi Qafqaz misal ola bilər.

Dağlıq ölkələrdə, istər dərinləşməkdə olan çay dərələrinin dik sahilindən başlayıb yamac üzrə yuxarı yayılan, istərsə də yamacın daha dik yuxarı hissəsindən başlayıb, aşağı yayılan sürüşmələr geniş yayılmışdır.

Rütubəti çox olan sahələrdə sürüşən gil-torpaq qatı bəzən palçıq axını tipində olur. Sürüşən kütlə daxilində müxtəlif həcmli qaya süxurlar da olur. Dərələr üzrə sürüşən kütlə çox uzun olmaqla, çayı xatırladır. Sürüşmə kütləsi kənarlarında qabardığından sahil xəttləri əmələ gəlir, səthi isə kələ-kötür olur və quraq dövrdə bir çox çatlarla kəsilir. Yağış yağan zaman həmin çatlarla, sürüşən kütlə altına süzülən sular, sürüşməni fəallaşdırır. Sürüşmə kütləsi aşağıda çay terrasında bir qədər yayılaraq gətirmə konusunu xatırladır. Bəzi hallarda sürüşmə kütləsi çayın yatağına enərək, onu çox daraldır, hətta suyun qarşısını kəsir.

Dağlıq ölkələrdə əksərən ana süxur qatlarında inkişaf edən böyük sürüşmələrlə yanaşı, yamaclarda, xüsusilə onların ətəyində toplanan qalın və yumşaq delüvial çöküntülərdə də sürüşmələr müşahidə edilir. Lakin bu çöküntülərdə çox da böyük və dərin qatları əhatə edən sürüşmələrə az təsadüf edilir.

Meşə ilə örtülü yamaclarda iri sahələr sürüşdükdə, sürüşən kütlənin səthi yamacın meyilliyyətinə əks istiqamətinə meyilləndiyindən ağacların gövdələri şaquli vəziyyətdən xeyli meyli edir. Belə meşə sahələri «**sərxoş meşələr**» adlanır.

Yamac aşağı sərbəst hərəkət edən sürüşmə **delyapsiv** sürüşmə, yamacın aşağı hissəsində yuxarıdan sürüşən kütlənin təzyiqi altında qabaran və sürüşən kütlə **detruziv** sürüşmə adlanır.

Sürüşmələr məskunlaşmış sahələrdə baş verdikdə təsərrüfata böyük ziyan vurur–yolları və binaları uçurur, əkin və otlaq sahələrini dağıdıb istifadəsiz hala salır; su anbarlarının lillənməsi

prosesini sürətləndirir. Buna görə sürüşmə prosesinin hər tərəfli öyrənilməsi, ona qarşı mübarizə tədbirlərinin işlənib hazırlanması mühüm vəzifədir.

Uçqun yamacları

Dik yamaclarda qravitasiya qüvvəsinin təsiri altında müxtəlif həcmli süxur kütlələrinin ani halda ana yamacdan qopub tökülməsi **uçqun** adlanır. Uçqunlar ən çox dağlıq ölkələrdə müşahidə edilir. Düzenliklərdə isə bunlar dərə və yarıqlarda su dabanını yuduğu dik yamaclarda müşahidə edilir.

Dağlıq sahələrdə uçqunlar adətən qaya süxurlarda baş verir. Uçqun baş verməsi üçün yamacda qaya süxur kütləsinin yamacla əlaqəsinin (ilişmə qüvvəsinin) zəifləməsi və yamacın dik olması əsas şərtidir. Müxtəlif mənşəli çatlarla kəsilmiş dik yamaclarda ucalan qayalıq sahələrdə uçqunlar tez-tez təkrar olunur.

Uçqun sahələrin ətəyində yamacın meyilliyi o qədər dik olmalıdır ki, dik qayalardan qopub tökülən kütlələr orada dayana bilməsin və yamacın ətəyinə, yaxındakı dərəyə qədər yuvarlansın. Adətən uçqun məhsulları meyilliyi 35-45°-dən artıq olan yamaclarda dayana bilmir.

Uçqunlar ən çox daha kontrastlı relyefi olan uca dağlar üçün xas olan hadisədir. Adətən hündürlüyü 3000-4000 m-dən artıq olan dağlar dərin dərələrlə çox kəsilir, suayırıcı tirələr ensiz, yamaclar isə çox dik olur. Belə şəraitdə çatlarla çox parçalanmış qaya süxurlar tədricən əsas yamacla əlaqəsini zəiflədir, nəhayət ağırlıq qüvvəsi ilişmə qüvvəsindən artıq olur və ana yamacla əlaqəsi zəifləmiş kütlə ondan qopub düşür. Yamacdan qopub tökülən kütlə nə qədər möhkəm qaya süxurlarından ibarət olsa da, çatlı olduğundan böyük sürətlə yamac üzrə yumalanır, yamacdakı çıxıntılara toxunub parçalanır və sanki milyonlarla kəsəklərdən ibarət olan daş axını şəklində böyük sürətlə aşağı tökülür.

Uçqun məhsulları yamacların ətəyində, meylik azalan sahələrdə, əksər hallarda isə dərələrdə qalaqlanaraq özünəməxsus relyef formaları yaradır. Bu formalar sanki morenləri xatırladır. Uçqun məhsulları qalaqlanaraq təpələr yaradır, bunların arasında isə çökəklər yerləşir.

Uçqun materiallarının həcmindən və toplandığı sahənin ilkin

morfologiyasından asılı olaraq, bu məhsulların qalınlığı müxtəlif olur (bir neçə on metrədən 300–350 m-ə qədər). Uçqun məhsulları yüksək dağlığın dar dərələrində toplandıqda daha qalın olur və dərənin dibini kələ-kötür hala salır.

Bir çox hallarda uçqun məhsulları dərələrdə qalaqlanaraq, onları kəsir və uçqun bəndi əmələ gətirir. Adətən belə bəndlərdən yuxarı dərənin dibində göl əmələ gəlir. Azərbaycanda Kəpəzin şimal ətəklərində yerləşən Göygöl, Maralgöl və bir sıra kiçik göllər, Abxaziyada Ritsa gölü, Orta Asiya dağlıq vilayətində, Alplarda bir sıra dağ gölləri uçqun-bənd gölləridir.

Uçqun məhsulları su sərfi çox olan dağ çaylarının qarşısını kəsdikdə, uçqun bəndin arxasında tez bir zamanda göl yaranır, sonra su bəndi üzərindən aşmağa başlayır və vaxt keçdikcə bəndi yarıır nəticədə efemer göl yox olur.

Dağlarda uçqunların əmələ gəlməsinə zəlzələlər də böyük təkan verir. Yüksək seysmik sahələrdə böyük uçqunların çoxu zəlzələ təkanı nəticəsində baş verir.

Uçqun kütləsinin həcmi çox müxtəlif olur. Adətən həcmi kiçik uçqunlar daha çox təkrarlanır. Nəhəng uçqunlar isə az-az baş verir.

Avstriya Alplarındakı Fern aşırımı yanında uçqun $15,5 \text{ km}^2$ sahədə baş vermiş və onun məhsulları 49 km^2 sahədə yayılmışdır. Bu uçqun kütləsinin həcmi 1 km^3 -ə çatır. Qərbi Pamirdə 1911-ci ildə Murqab çayı dərəsində baş verən uçqun kütləsinin həcmi 3 km^3 olmuşdur ki, bu Amudərya çayı hövzəsi çaylarının 25 illik erozion fəaliyyətinə, Volqa çayı hövzəsində 250 illik eroziya məhsulu həcminə bərabərdir.

Uçqun hadisəsi yamacların relyefinə müxtəlif təsir göstərir. Uçqun baş verən sahədə yamac tədricən geri çəkilir, yamaca böyük sürətlə hərəkət edən qaya parçaları yamac səthinin aşınmasını sürətləndirir. Uçqun bəzən yamaclarda nüvlər (şırımlar) əmələ gətirir. Uçqun məhsulları toplanan sahələrdə çox zaman qaydasız yerləşən akkumulyativ tirələr, təpələr, çökəklər əmələ gəlir. Bəzən yüksək dağlıqdakı bu relyef formalarını buzlaq akkumulyasiyası formaları ilə qarışdırırlar, uçqun bənd göllərinin buzlaq mənşəli olduğunu söyləyirlər. Bunları aydınlaşdırmaq daha dəqiq tədqiqatlar, uçqun və moren məhsullarının araşdırılma-

sını və bir-birindən seçilməsini tələb edir.

Ufantı yamacları

Ufantı dedikdə, dik yamaclarda aşınma prosesi nəticəsində yamacla əlaqəsini itirən, xüsusilə çatlarla çox parçalanmış qaya süxur hissələrinin yamacdan qopub ağırlıq qüvvəsi təsiri altında aşağı yumalanmasını başa düşmək lazımdır. Əslində bu proses uçqundan az fərqlənir. Hər ikisi qravitasiya təsiri ilə baş verən prosesdir.

Ufantı qırıntıları həcminə görə uçqun qırıntılarından çox kiçik olmaqla, həcmi 1 m^3 -dən artıq olmur. Çox nadir hallarda isə ufantı məhsulları içərisində daha iri süxur kəsəklərinə təsadüf edilir. Uçqunların özündə də iri süxur kəsəkləri yamacla yuvarlandıqca xırdalanır və ufantı məhsulu qırıntıları ümumi uçqun kütləsinin xeyli hissəsini təşkil edir. Lakin uçqun yalnız qaya süxurlarda baş verdikdə həcmi $10-20 \text{ m}^3$ və daha böyük olan kəsəklər əksəriyyət təşkil edir.

Yamacları təşkil edən süxurların litoloji tərkibindən asılı olaraq, ufantı məhsulları iri kəsəklərdən (1 m^3 -ə qədər) və daha xırda hissəciklərdən ibarət ola bilər. Ən narin ufantılar gil və qumların, qumdaşı laylarının yayıldığı dik yamacların ətəyi üçün seçiyəvidir.

Ufantı yamaclarında səth meyilliyi $35-45^\circ$ -dən artıq olur. Yamacın yuxarı hissəsində möhkəm laylar (məsələn, qumdaşı, əhəngdaşı, vulkanik və kristallik süxurlar) səthə çıxdıqda meylik $60-70^\circ$ -dən artıq olur.

Yamacın yuxarı hissəsindən qopub tökülən ufantılar dik yamacla aşağı hərəkət edərək, bir növ erozion şırımları xatırladan və əksər hallarda bir-birinə paralel yerləşən nüvələr yaradır. Nüvlərin dərinliyi $1-2 \text{ m}$, eni bir neçə metr olur.

Ufantı məhsulları dik yamacın ətəyində toplanaraq, ufantı konusları əmələ gətirir. Dik yamac bir başa çayın yatağına düşərsə, qırıntı məhsullarını su aparır, ufantı konusları yaranmır. Dik yamac dağ çayının terrasında qurtardıqda morfoloji cəhətdən çox yaxşı seçilən ufantı konusları əmələ gəlir.

Ufantı konusunda süxur hissəciklərinin paylanması bir qanunauyğunluq müşahidə edilir. Adətən ən iri kəsəklər yamacın

ətəyində, hətta ondan bir qədər aralı dayanır. Arxada isə nisbətən xırda kəsəklər toplanır. Ən xırda hissəciklər ufantı konusunun zirvəsində yığılır. Buna görə də ufantı konusunun ətəyindən zirvəsinə qədər səth meyilliyi bir qədər dəyişir. Süxur kəsəklərinin hər qranulometrik qrupuna xas olan təbii meyillik yaranır.

Ufantı konuslarında süxur hissəcikləri arasında ilişmə qüvvəsi olduqca zəifdir. Buna görə hər hansı kənar təsirdən (hətta üzəri ilə insan, yaxud heyvan keçdikdə) ufantı konusu hərəkətə gəlir.

Dağ çaylarında sel yaranmasında ufantı konusunu təşkil edən süxur hissəcikləri fəal iştirak edir.

Ufantı yamacları morfologiyasına və dinamikasına görə əsasən iki hissəyə ayrılır: yamacın yuxarı, orta hissəsi (denudasiya sahəsidir) və aşağı hissəsi (akkumulyasiya sahəsidir). Bununla yanaşı birinci hissənin özü yuxarı, yaxud **denudasiya** (ufantıların yaranması sahəsidir), orta, yaxud **tranzit** (ufantıların hərəkəti sahəsidir) hissələrə ayrılır. Yamacın orta hissəsi ilə hərəkət edən ufantı kütləsi özü, burada denudasiya amili rolunu oynayır. Bundan əlavə yağış və qar suları da bu yamaca təsir göstərir.

Ufantı yamacları bir qayda olaraq bitki və torpaq örtüyü çox zəif inkişaf edən dağlıq sahələr üçün səciyyəvidir. Meşələr ufantının hərəkətini zəiflədir və dayandırır.

Buna görə ufantı yamacları ən çox meşə zonasından yuxarıda yerləşən dağ yamacları və xüsusilə arid vilayətlərin dağlıq sahələri üçün səciyyəvidir. Tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, Qərbi Pamir tipli dərin erozion dərələrlə kəsilmiş yüksək dağlıq sahələrdə uçqun və ufantı yamacları yamacın sahəsinin 80 %-ni təşkil edir. Böyük Qafqaz və Alpları yüksək dağlıq qurşağında da uçqun və ufantı yamacları olduqca geniş yayılmışdır.

Ufantı yamaclarının ətəyində toplanan iri və xırda qırıntı məhsulların yaratdığı konuslar vaxt keçdikcə genişlənir, bir-biri ilə birləşir və səthi xeyli meyilli olan **ufantı şleyfləri** yaradır. Bu şleyfləri təşkil edən qırıntı məhsulları kollüvi, yaxud kollüvial çöküntülər adlanır (colluvio–yığılma, toplama).

Bəzi hallarda ufantı konuslarının səthində ağac, kol bitkiləri

(ufantı meşə zonasında yerləşirsə), yaxud müxtəlif otlar kök salır və tədricən ufantı konusunun səthini bərkidir. Fəal ufantı yamacları ələyindəki konuslarda isə bu hala az təsadüf olunur.

Çaylarda güclü daşqın olduqda ufantı konusunu su yuyub aparır. Bu hadisə yalnız ufantı konusunun ələyi subasarda yerləşdiyi sahələrdə müşahidə edilir.

Qar uçqunu yamacları

Yüksək dağlıq qurşaqda yamacların dinamikasında iştirak edən amillərdən biri də qar uçqunlarıdır. Qar uçqunları adətən bol qar yağan dağ yamaclarında, xüsusilə küləyin qarı topladığı dik yamaclarda baş verir. Yüksək dağlıqda qalın qar toplanması üçün ən əlverişli şərait buzlaqların yaratdığı karlar, sirkələr, troq dərələrin çiyinləri və başqa mənşəli çökəklər və onların külək tutmayan yamaclarıdır.

Qar uçqunu baş verməsinin əsas şərtlərindən biri də, qar örtüyünün strukturunun dəyişməsi və bunun nəticəsində qar qatının öz müvazinətini itirməsidir. Bu halda kiçik bir təkan (hətta bəzi hallarda insan səsi, tufəng atılması, qayadan daş düşməsi və i.ə.) qar uçqununa səbəb olur.

Həcminə görə **kiçik** (həcmi 10–50 m³), **adi** (həcmi 500–700 min m³) və **nəhəng** (həcmi bir milyon m³-dən artıq) qar uçqunları ayrılır. Qar uçqununun hərəkət sürəti də müxtəlif olur. Bu yamacın meylik dərəcəsindən və uzunluğundan, uçqunun həcmindən və qarın strukturundan (kiçiliyindən və s.) asılıdır. Qar sürüşmələrinin sürəti 1 m/san, qar uçqunlarının adi sürəti isə 10–20 m/san olur. Quru tozvari qar uçqununun hərəkət sürəti 80–100 m/san-yə çatır.

Qar uçqunu yamaca hərəkət edərək xırda, bəzən hətta iri süxur qırıntılarını (əksərən ana süxur qatından ayrılmış və yamacda səpələnmiş) özü ilə aparır. Qar uçqununun hərəkətə gətirdiyi və öz kütləsinə qatıb apardığı qırıntı məhsullarının ümumi həcmi uçqunda iştirak edən qar kütləsi həcmnin ən çox 3% qədərini təşkil edir. Qar uçqunu hərəkət etdiyi yamacda nüvələr (şırımlar), yamacın ələyində, qırıntı məhsulu toplandığı nisbətən az məli sahələrdə isə gətirmə konusları yaradır. Gətirmə konus-larının səthi bir qədər kələ-kötür olur. Burada kiçik tirələr, tə-

pəciklər, nüvlər və çökəklər relyefin mikroformalarını təşkil edir.

Fəal qravitasion yamaclarda (uçqun, ufantı və qar uçqunları yamacları) baş verən proseslərin–uçqunların və xüsusilə yazda, hətta yayın əvvəlində yüksək dağlıqda baş verən qar uçqunlarının öyrənilməsinin bir tərəfdən elmi-nəzəri, digər tərəfdən böyük praktik əhəmiyyəti var. Bu prosesləri dəqiq öyrənmək, onların kəmiyyət göstəricilərinə aid məlumat toplamaq dağlıq sahənin denudasiyasında həmin proseslərin rolunu müəyyən etməyə imkan verir.

Bir sıra yüksək dağlıq sahələrdə aparılan tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, (yüksək dağlıqda) denudasiya sürəti ildə 10–15 mm-ə qədər çatır, bəzi sahələrdə isə bundan da artıq olur.

Dağlarda geniş yayılmış uçqunlar dağlıq ərazidən keçən yollara, yüksək gərginlikli elektrik xəttlərinə böyük ziyan vurur. Aşırım yollarının əksəriyyəti üzərində çox baha başa gələn dəmir-beton qoruyucu çardaqlar tikilir.

Uçqunlar dağlarda yerləşən yaşayış məntəqələrinə, turizm və alpinizm bazalarına, meşələrə böyük zərər yetirir. Bunları nəzərə alaraq dağlıq sahələrdə qar uçqunları sahələri xüsusilə öyrənilir. Vaxtında məqsədli uçqunlar yaradılmaqla, bəzən insan tələfatı ilə nəticələnən təsadüfi uçqunların baş vermə halları aradan qaldırılır.

Qırıntı məhsullarının kütləvi hərəkəti və onun yamacların inkişafında rolu

Yamaclar bir qayda olaraq, bərk süxur çıxıntıları sahələri müstəsna olmaqla, qırıntı məhsul təbəqəsi ilə örtülü olur. Konkret fiziki-coğrafi şəraitdən və yamacı təşkil edən süxurların litoloji tərkibindən asılı olaraq, yamacı örtən qırıntı süxur təbəqəsinin istər tərkibi (eləcə də xırdalanma dərəcəsi, yaxud qranulometrik tərkibi), istərsə də qalınlığı müxtəlif olur. Bundan əlavə, ümumi fiziki coğrafi şərait və konkret yamacın mövqei həmin təbəqənin nəmlənmə dərəcəsinə də təsir göstərir. Deməli, yamaclar (xüsusilə meyilli 30–35°-dən az olan yamaclar) aşınma və qravitasiya prosesi nəticəsində əmələ gələn qırıntı məhsul təbəqəsi ilə örtülü olur. Bu təbəqənin qalınlığı bir neçə sm-dən

bir neçə metrə qədər çatır, yamacın ətəyində isə 10-20 metr və daha artıq olur.

Əvvəllər orta və az meyilli yamacları bütöv bir təbəqə ilə örtən (tək-tək sahələr müstəsna olmaqla) bu qırıntı süxur qatın hərəkəti haqqında elmdə məlumat yox idi və bu qatın hərəkətinə də fikir verilmirdi. Bunun əsas səbəbi həmin qatın hərəkətinin çox zəif olması, adi müşahidələrlə müəyyən edilməsinin çətinliyi idi. Sonralar müxtəlif ölkələrdə aparılan dəqiq geomorfoloji və geoloji tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, ilk nəzərdə hərəkətsiz görünən bütöv qırıntı süxur qatı örtüyü yamac üzrə aşağı hərəkət edir və geoloji vaxt ərzində bu hərəkət, yamacın inkişafında və ümumiyyətlə, relyefin təkamülündə mühüm rol oynayır.

Bir sıra alimlər yamacdakı qırıntı məhsul qatı örtüyünün bitki örtüyü ilə bərkidildiyini güman edərək, həmin qatın kütləvi hərəkətini inkar edirdilər. Lakin eksperimental tədqiqatlar nəticəsində bu hərəkətin mövcudluğu və müxtəlif sahələrdə sürəti də öyrənilmişdir.

Qırıntı süxur örtüyünün yamaclarda kütləvi hərəkətini sübut edən əsas dəlillərdən biri, yamacın konkret sahəsində həmin örtüyün tərkibidir. Müəyyən edilmişdir ki, süxurun tərkibində, nəinki konkret nöqtə, yaxud məntəqəni təşkil edən ana süxurun qırıntıları, eyni zamanda həmin məntəqədən yuxarıda (zirvəyə qədər) yerləşən yamacı təşkil edən süxurların da qırıntıları iştirak edir. Eyni zamanda müəyyən edilmişdir ki, konkret məntəqəni (məsələn, yamacda qazılmış şurf sahəsini) təşkil edən ana süxurun qırıntıları, həmin şurfun qazıldığı yerdən azı 20-30 metr aşağıda qırıntı süxur örtüyü tərkibində iştirak edir.

Bir çox yerlərdə çay terraslarının (eləcə də göl terraslarının) allüvisinin, yamacların qırıntı məhsulları ilə örtülməsi faktları müəyyən edilmişdir. Sibirdə müxtəlif yamacdan gələn çayların terras allüvisini örtən qırıntı məhsulların qalınlığı metrnlərlə ölçülür (hətta 100 metrə çatır). Daimi donuşluq vilayətlərində yamacların ətəyindən, yaxud orta hissəsindən keçən köhnə yollar artıq tamamilə, bütöv örtük şəklində hərəkət edən qırıntı məhsullarla örtülmüşdür.

Bütün bunlarla yanaşı, aşkar edilmişdir ki, yamaclarda qırıntı

məhsul örtüyünün hərəkəti torpağın üst qatının (çim qatının) strukturunu o qədər də dəyişmir. Lakin ot bitkiləri kökünün çim qatından aşağı keçən alt hissəsinin yamacın yuxarı hissəsinə tərəf əyilməsi halı da qırıntı süxur örtüyünün kütləvi hərəkətini sübut edir.

Məşələrdə aparılan tədqiqatlar nəticəsində aşkar edilmişdir ki, qalın qırıntı süxur qatı burada da hərəkət edir və bu hərəkətə ağacların kökü mane ola bilmir.

Yamaclarda qırıntı məhsul örtüyünün kütləvi hərəkəti müxtəlif yollarla baş verir və bu hərəkətin mexanizmi – növləri də müxtəlif olduğundan, yamaclar morfologiyasına görə fərqlənir və aşağıdakı növlərə ayrılır.

Soliflüksiya yamacları. Soliflüksiya sözünün hərfi mənası «torpağın axması» deməkdir. Soliflüksiya prosesi iki növə ayrılır:

1. Sürətli soliflüksiya, 2. Yavaş soliflüksiya.

Sürətli soliflüksiya prosesi yamacda qalınlığı az olan (20-60 sm) qat su ilə çox nəmləndikdə, sanki sıyıq kütləyə çevrilir və səth meyilliyi üzrə aşağı hərəkət nəticəsində baş verir. Çox islanmış qatın hərəkət sürəti saniyədə bir neçə mm, yaxud bir neçə sm-ə çatdığından, bu prosesi adi müşahidə ilə izləmək mümkün olur. Ümumiyyətlə, sürətli soliflüksiyada hərəkət ildə 3-10 metrə çatır. Qruntun axıcı-sıyıq vəziyyətə düşməsi üçün, onu isladan kifayət qədər su ilə yanaşı, tərkibində müəyyən qədər ən xırda hissəciklərin olması vacibdir. Qruntun nəmlənməsi 50-60%-dən artıq olduqda çox nazik (5-10 sm-ə qədər) təbəqə də axıcı vəziyyətə gəlir və ilişmə qüvvəsi zəiflədiyindən bu nazik təbəqə hərəkət edir (meyilliyi 25-40° olan yamaclarda).

Sürətli soliflüksiya prosesi bütün coğrafi qurşaqlarda müşahidə edilsə də, bu prosesin inkişafı üçün ən əlverişli şərait şimal enliklərdə, xüsusilə çoxillik donuşluğun yayıldığı vilayətlərdə və yüksək dağlıq qurşaqlardadır. Çoxillik donuşluq sahələrində və yüksək dağlarda bu proses yalnız ilin isti dövründə baş verə bilər. Soyuq dövrdə isə grunt donduğundan onun hərəkəti tamamilə dayanır.

Sürətli soliflüksiya zamanı gruntun strukturu dəyişir və so-

liflüksiyada iştirak edən qatda müxtəlif litoloji tərkibli təbəqələr qarışmış halda olur.

Sürətli soliflüksiya prosesi nəticəsində yamaclarda külli miqdar kiçik terraslar yaranır, yamacın sanki səthi «pulcuqlu» görünür. Ən iri süxur qırıntıları bu terrascıqların aşağı kənarında toplanır. Qarabağ vulkan yaylasında (Laçın rayon ərazisində) yerləşən Böyük Işıqlı vulkanının Şimal yamacında buna ən parlaq misaldır.

Yavaş soliflüksiya prosesi, adından göründüyü kimi, qrunzun daha yavaş hərəkəti ilə əvvəlki növdən fərqlənir və bu prosesdə qrunzun illik hərəkəti 2 metrden artıq olmur.

Yavaş soliflüksiyanın da başlıca səbəbi yamacdakı qırıntı məhsul örtüyünün nəmlənməsidir. Lakin sürətli soliflüksiyadan fərqli olaraq, bu prosesdə qrunz qatı olduğundan sürəti çox zəifdir. Bu proses həm meylliyi $10-20^{\circ}$ -dən artıq olan yamaclarda, həm də az meylli yamaclarda ($3-4^{\circ}$ -yə qədər) baş verir. Proses bütün yamacı əhatə edir, torpağın bütüvlüyü çox nadir hallarda pozulur. Ona görə də yamacda yeni xüsusi relyef forması (mikro-forması) əmələ gəlmir. Bununla belə, yavaş soliflüksiya geoloji vaxt ərzində yamacların inkişafında mühüm rol oynayır.

Yavaş soliflüksiya prosesi, demək olar ki, bütün coğrafi enliklərdə yayılmışdır. Lakin soyuq və mülayim qurşaqlarda, həmçinin rütubətli tropiklərdə, ekvatorial qurşaqlarda yavaş soliflüksiya prosesinin inkişafı üçün daha əlverişli şərait vardır.

Ekvatorial və rütubətli tropiklərdə qrunz bütün il boyu, yaxud ilin çox hissəsi bol nəmlənir və bu proses il boyu davam edir. Bu **yavaş tropik soliflüksiyası** adlandırılır.

Yamaclarda tərkibində küncü-bucaqlı aşınma məhsulları çox olan narın qırıntı məhsulların hərəkəti ilə yanaşı, diametri bir neçə sm-dən 2-3 m-ə qədər olan daş-kəsəklərinin də hərəkəti baş verir. Yamaclardakı qayalardan qopub düşən daş-kəsəkləri yamac üzrə əksər hallarda müəyyən zolaqlarla hərəkət edərək, sanki çayları xatırladan «**daş çayı**» əmələ gətirir.

Az meylli yamaclarda belə (xüsusilə soyuq qurşaqlarda) dənudasiya nəticəsində səthi açılmış qaya süxur kəsəkləri çatlarla ana süxurdan ayrıldıqda çox zəif də olsa hərəkət edərək (sürüşərək) yamacın müəyyən hissələrində müxtəlif konturlu, əksərən uzun-

sov şəkildə daş çölləri əmələ gətirir. Bəzi hallarda bu daş axınlarının mənbəyini iri kəsəkli qırıntıların çox toplandığı (məs., qaya çıxışları ətrafında) «**daş dənizləri**» təşkil edir.

İri daş kəsəklərinin hərəkəti nəticəsində bunların müəyyən zolaqlarda, yaxud sahələrdə yığılması **kurum** adlanır.

Dağ yamaclarında iri kəsəklərin **kütləvi** hərəkəti ilə yanaşı ayrı-ayrı daş-kəsəklərinin də hərəkəti müşahidə edilir. Bu bir qayda olaraq torpağın çox rütubətlənməsi şəraitində baş verir. Torpağa, yaxud torpaqaltı qrunta oturmuş iri ($0,5-2-3 \text{ m}^3$ və daha böyük) qaya parçaları torpaq və qrunnt nəmləndikdə ilişmə qüvvəsi zəifləyir və ağırlıq qüvvəsi təsiri altında yamac üzrə aşağı hərəkət edir. Bu yolla hərəkət edən süxur kəsəkləri **sü-rüşən daşlar** adlanır. Bu hərəkət qarşıdakı maneəyə qədər davam edir. Maneə torpağın altında qırıntı süxur çıxıntısı, yaxud torpaq və qrunntun nəmliyinin bir qədər azalması və yaxud da, səth meyilliyyənin azalması ola bilər. Hərəkət edən daşlar, qarşısındakı torpağı sanki yarıb keçir, onların qabağı iti olmadıqda torpağı və qruntu qırıqdır, hərəkəti boyu isə öz arxasında kotan şırımını kimi iz buraxır (bu şırım hərəkət edən kütlənin oturacağı enində olur).

Yamaclarda aşınma qabığı örtüyünün kütləvi hərəkətinin başqa bir növü **deflüksiya**, yaxud **krip** (ingilis dilində crep-sürünmə, sürüşmə deməkdir) adlanır.

Yuxarıda göstərilən proseslərin yayılmadığı qalın aşınma qatı ilə örtülən yamaclar da vaxt keçdikcə morfoloji görkəmini dəyişir. Bu, geniş yayılmış yamac proseslərindən deflüksiyanın təsiri ilə baş verir.

Deflüksiya prosesində meyilliyi, hətta $2-3^\circ$ olan yamaclardakı qırıntı məhsul qatı olduqca zəif (ildə $0,2-1,0 \text{ sm}$) hərəkət edir. Lakin geoloji vaxt ərzində bu proses yamacın təkamülündə müəyyən rol oynayır.

Deflüksiya prosesi yamacdakı aşınma qatı təbəqəsində temperatur tərəddüdündən hissəciklərin həcmnin genişlənməsi və kiçilməsi nəticəsində baş verir. Həcmi genişlənən süxur hissəcikləri özündən aşağıdakı hissəciyi yuxarıdakı hissəciyə nisbətən daha asan itələyə bilər. Süxur hissəciklərinin soyuma nəticəsində həcmi kiçildikdə isə onlar öz əvvəlki yerinə yox, normal saqul üzrə oturmalıdır. Bu halda hissəciklər öz əvvəlki yerindən

bir qədər aşağı meyl etməlidir. Az nəmlənən, yaxud quru qruntlarda bu proses olduqca zəif getsə də, yamacların inkişafında əhəmiyyətli rol oynayır.

Qrunt nəm olduqda və temperatur sıfır dərəcədən xeyli aşağı düşdükdə qrunt və torpaq qabarıq. Bu, qrunt və torpağın çat və məsamələrindəki suyun donaraq öz həcmi və eləcə də qrunt və torpağın həcmi genişləndirməsi nəticəsində baş verir. Nəm qat donuşdan azad olduqda həcmi kiçilir. Hər iki halda yamacdakı aşınma qatı (qırıntı süxur örtüyü) yamac üzrə aşağı hərəkət etməyə məcbur olur.

Deflüksiyanın birinci növü isti qurşaqdan başqa bütün coğrafi enliklərdə yayıldığı halda, ikinci növü yalnız mülayim və soyuq qurşaqda, həmçinin orta və yüksək dağlıqda yayılmışdır.

Donmuş qrunt qatı səthindəki nazik nəm təbəqə üzərində yerləşən yumşaq qırıntı məhsulların kütləvi hərəkəti prosesi **konjeliflüksiya** adlanır. Bu proses adətən daimi və müvəqqəti donuşluq sahələrində qısa vaxt ərzində baş verir, lakin hər il təkrarlanaraq yamacların inkişafında müəyyən rol oynayır.

Yuxarıda göstərilən proseslər adətən yamaclardakı yumşaq (qırıntı) süxur qatının kütləvi hərəkətinə səbəb olsa da, yamacın müəyyən, daha əlverişli kiçik zolaqlarında bu təbəqənin sürəti ətraf sahələrdən bir qədər artıq olur.

Deflüksion və konjeliflüksion yamaclarda yumşaq süxur örtüyünün xətti hərəkəti nəticəsində «yataqsız qobular» (nüvlər) yaranır ki, bunlar **delli** adlanır. Dellinin dərinliyi 25-50 sm (1 m-ə qədər), eni isə on metrdir. Bunlar səthdə zəif seçilən mənfi mikrorelyef forması olub, yamaclarda rast gəlinən daş zolaqları və kurumlarda kəsəklərin xətti hərəkəti nəticəsində yaranır.

Delüvial yamaclar

Delüvial proseslər bütün iqlim qurşaqlarında yayılmış yamac prosesidir. İlk dəfə bu anlayışı elmə daxil edən rus geoloqu A.P.Pavlov, delüvial proses (delüvio-yuyuram), onun relyefin dəyişməsində rolu və delüvial çöküntülər haqqında ətraflı məlumat vermişdir.

Delüvial proses dedikdə, yağış sularının (eləcə də qarın əriməsindən yaranan suların) yamacda bütöv nazik təbəqə ilə

axaraq, yamacı təşkil edən ən narın süxur hissəciklərini aparması və onların yamacın ətəyində, səth meylliyinin azaldığı zonada toplanması nəzərdə tutulur.

Delüvial prosesin inkişafına bir sıra amillərin böyük təsiri vardır. Bunlara hər şeydən əvvəl yamaca axan su təbəqəsinin miqdarı (həcmi), onun sürəti, yamacın meyllik dərəcəsi, yamacı təşkil edən süxurların xassəsi, bitki örtüyü və yamacın mikro-relyefi aiddir.

Yamaca axan su təbəqəsinin miqdarı (qalınlığı) birinci növbədə yağışın intensivliyindən asılıdır. Adətən, yalnız leysan yağışlar düşən vaxt yamacda bütöv su təbəqəsi yaranır.

Bir sıra tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, intensivliyi 0,1 mm/dəqiqə olan çiskin yağış yamacın səthində su təbəqəsi yaratmır. Yağış çox zəif yağdığına görə su yamaca hopur. İntensivliyi 0,1-0,5 mm/dəqiqə olan yağışlar yalnız yamacı təşkil edən yumşaq qruntlar və torpaq nəm olduğu şəraitdə səthdə nazik təbəqə yaradır və səthi (yaxud sahəvi) yuyulmaya səbəb olur. İntensivliyi 0,5 mm/dəqiqədən artıq olan leysan yağışlar qısa müddətli olsa da, yamacda bütöv su təbəqəsi yaradır və sahəvi yuyulma işini həyata keçirir.

Leysan yağış zamanı yamacda qrun, yaxud torpaq su ilə doymuş olduqda, səthdə bütöv su təbəqəsi yaranır və yamacın aşağısına getikcə bu təbəqənin qalınlığı artır. Əks halda, yəni yamacın səthini təşkil edən yumşaq süxurlar quru olduqda, yağış suyunun xeyli hissəsi yerə hopur və yamacın ətəyinə tərəf su təbəqəsinin qalınlığı az artır (yaxud heç artmır). Lakin leysan yağış müddəti çox olduqda, xüsusilə anomal yağışlar vaxtı, səth qruntları quru olduqda belə yamacda qalın (2-3 sm) su təbəqəsi əmələ gəlir və getdikcə bu təbəqənin qalınlığı artır.

Təbiidir ki, yamacı təşkil edən yumşaq çöküntülərin tərkibi, xüsusilə onların sukeçirmə qabiliyyəti səthdə su təbəqəsinin yaranmasına xeyli təsir göstərir. Eyni zamanda, həmin çöküntülərin yuyulmaya müqaviməti də səthi yuyulma prosesini ləngidə, yaxud sürətləndirə bilər.

Yamacın səthi nə qədər hamar olsa da, orada olduqca kiçik miqyaslı kələ-kötürlük olur. Bu kələ-kötürlük sahəvi yuyulma prosesini az da olsa differensial xarakterli olmasından və daha

çox səthdə bitki örtüyünün yayılmasından asılıdır.

Səthin kələ-kötür olması, həmin səthə düşən yağış sularının bütün yamac üzrə eyni qalınlıqda su təbəqəsi yaratmasına ciddi maneəçilik törədir. Buna görə ilk nəzərdə çox hamar görünən meylli yamaclarda su təbəqəsi qeyri-bərabər paylanır.

Səthin adi gözlə çətin seçilən çökəklərində su təbəqəsi daha qalın, qalan sahələrdə isə çox nazik (1-2 mm) olur. Su təbəqəsi qalın olduqda, onun sürəti çoxalır və narın süxur hissəciklərini qoparıb-daşması imkanı artır.

Lakin bir qayda olaraq, yamacda yaranan su təbəqəsi süxurun ən narın (tozvarı və gil) fraksiyalarını daşıya bilər. Az hallarda gillicə, çox narın qum hissəcikləri də yuyulub yamacın ətəyinə aparılır. Uzun yamacların aşağı hissəsində isə kiçik axınlara cəmlənən daha qalın su təbəqəsi iri qumları, hətta kiçik xır hissəciklərini hərəkətə gətirə bilər.

Bir sıra ölkələrdə aparılan dəqiq tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, yamacın sahəvi yuyulma prosesinə bitki örtüyünün olduğu böyük təsiri vardır.

Çəmən və meşə bitkiləri ilə tam örtülü yamaclar çox dik olduqda belə, yağışın intensivliyindən asılı olmayaraq sahəvi yuyulma praktik olaraq baş vermir. Bunun əsas səbəbi ot bitkilərinin torpağın səthini yağış damcıları zərbəsindən mühafizə etməsi, sıx kök sisteminin torpağı kip saxlaması və səthə düşən yağış sularının ayrı-ayrı kiçik axınlara cəmlənə bilməməsidir. Həm də sıx ot bitkiləri su təbəqəsinin sürətini olduqca zəiflədir.

Bitki örtüyü seyrəldikcə yağış sularının yuma qabiliyyəti artır. Bitki örtüyü çox seyrək olan quru çöl və yarımsəhra vilayətlərində isə yamaclarda sahəvi yuyulma prosesi daha da artır.

Sahəvi yuyulma prosesində ildə qrunut və torpağın səthindən cəmi 0,5-1 mm qalınlıqda nazik təbəqə aparılmasına baxmayaraq, geoloji vaxt ərzində bu çox böyük dəyişikliyə gətirib çıxarır. Hər hansı yamacdan ildə 1 mm qalınlıqda təbəqə aparılsa idi, bu təq dördüncü dövrdə 1000 m-ə bərabər olardı. Buradan aydın olur ki, bir geoloji və geomorfoloji proses kimi delüvial proseslər (sahəvi yuyulma) yamacların inkişafında görkəmli yer tutur.

Sahəvi yuyulma prosesinə insanın təsərrüfat fəaliyyəti böyük təkan verir. Yamaclarda meşələrin qırılması, dik yamacların

şumlanması sahəvi eroziyanın tez bir zamanda kiçik xətti eroziyaya keçməsinə, axırının isə yarğan eroziyası ilə əvəz olmasına əlverişli şərait yaradır.

Sahəvi yuyulma nəticəsində yamacdan aparılan narın süxur hissəcikləri yamacın ətəyində çökərək, müxtəlif qalınlıqda delüvial çöküntülər əmələ gətirir. Delüvial çöküntülər əsasən gillilərdən, bəzən lyosabənzər gillicilərdən, çox narın qumlardan ibarət olur. Delüvial gillicələrin tərkibində bəzən nisbətən iri qumlar, hətta xır dənələri (bunlar, bəzən təbəqə əmələ gətirir) olması yamacın dikliyi, xüsusilə delüvial yamacdakı nüvlər və şırımlarla daha sürətlə axan nisbətən güclü su axınının fəaliyyəti ilə bağlıdır.

Delüvial çöküntülər adətən sahəvi yuyulmaya məruz qalan yamac ətəyində (terrasi arxasında, yaxud yamaca söykənən düzənlikdə) eni bir neçə yüz metrə bir km-ə qədər olan (çox nadir hallarda bundan artıq), səthi maili delüvial düzənlik əmələ gətirir. Bu düzənliklər delüvial, yaxud delüvial-prolüvial şleyf adlanır. Burada delüvial çöküntülərlə yanaşı, yamacdakı şırımlardan, qobu və yarğanlardan (bunlar arid vilayətlərdə daha çox inkişaf etmişdir) gələn daha iri süxur qırıntıları-prolüvi iştirak edir. Əksər hallarda delüvial çöküntü qatı içərisində bir neçə basdırılmış qədim torpaq qatlarına təsadüf edilir. Həmin torpaqların növünün müəyyən edilməsi, onların əmələ gəldiyi vaxtın paleocoğrafi şəraitini bərpa etməyə imkan verən mühüm faktlardan biridir.

Delüvi və prolüvi əksər hallarda yamac ətəyində toplanaraq, maili ətək düzənlikləri əmələ gəlməsində müstərek iştirak edir. Belə düzənliklər delüvial-prolüvial düzənliklər, onları təşkil edən yumşaq çöküntülər isə delüvial-prolüvial çöküntülər adlanır.

Delüvial (və delüvial-prolüvial) düzənliklərin səthi adətən maili olur (1-2°-dən 5-6°-yə qədər və artıq).

Səthin kifayət qədər meyilli, yumşaq çöküntülərdən təşkil olunması, arid sahələrdə bitki örtüyünün zəif inkişaf etməsi və s. delüvial düzənliklərin erozion şırımlar və yarğanlarla çox kəsilməsinə səbəb olur. Buna Ceyrançöldə, Qobustanda, Naxçıvan çökəkliyində yarğanlarla çox kəsilmiş delüvial-prolüvial düzən-

liklər tipik misaldır.

Yuxarıda qısa səciyyəsi verilən yamac prosesləri və onların fəaliyyəti ilə yaranan relyef formaları demək olar ki, bütün coğrafi enliklərdə yayılmışdır. Lakin yamac prosesinin inkişafına ciddi təsir göstərən bitki örtüyü, yaxud bu proseslərin bir qrupunu həyata keçirən yağıntıların paylanması və miqdarı zonal xarakter daşıdığından, yamac prosesləri də bir növ coğrafi zonallıq qanununa tabe olmalıdır.

Bu hər şeydən əvvəl özünü ayrı-ayrı proseslərin yaxud yamac prosesləri qrupunun bir zonada daha yaxşı inkişaf etməsində, başqa zonada isə zəif yayılmasında özünü göstərir. Bir sıra tədqiqatlar göstərir ki, delüvial proseslər əsasən arid vilayətlərin quruçöl və yarımsəhraları üçün səciyyəvi olan prosesdir. Bununla yanaşı delüvial proseslər tundra zonasında, bitki örtüyü çox zəif olan yamaclarda da müşahidə edilmişdir. Bu proseslər bitki örtüyü çox yaxşı inkişaf edən çöl və meşə zonalarında, hətta dağlıq vilayətlərin meşə və çəmən qurşaqlarında yayılmışdır.

Yamac proseslərindən solifükasiya, konjeliflüksiya çox illik donuşluq sahələrində və buna yaxın şəraitə malik olan (fəsil donuşluq sahələri) sahələrdə daha yaxşı inkişaf etməklə, yağıntısı bol olan yamaclar üçün də xarakter prosesdir.

Müxtəlif morfoloji quruluşda olan eyni yamacda bəzən yamac proseslərinin bir neçə növü müşahidə edilir. Eyni yamacda bir neçə prosesin fəaliyyət göstərməsi istər dağlıq sahələrdə, istərsə də arid-denudasion alçaq dağlarda, hətta düzənliklərdə ucalan yüksəkliklərin yamaclarında aşkar edilmişdir.

Buna Ceyrançöldə, Qobustanda və Naxçıvan çökəkliyindəki bir sıra monoklinal tirələrin dik yamacları tipik misal ola bilər. Bu tirələrin yamaclarının daha dik yuxarı zonasında qravitasion yamac prosesləri (qaya uçqunları, ufantı yaranması) hakim olduğu halda, orta zonada sahəvi və xətti yuyulma, aşağı hissədə (ətəyində) ufantıların toplanması, bir qədər dik yamacdan aralı isə delüvi və prolüvi akkumulyasiyası müşahidə edilir.

Beləliklə, yamac prosesləri hər növ zonal, həm də azonal xarakterli proseslərdir və onların fəaliyyəti ilə yaranan yamaclara müxtəlif coğrafi qurşaqlarda rast gəlmək mümkündür.

Peneplen, pediment, pediplen və düzəlmə (hamarlanma) səthləri

Yamac prosesləri denudasiya proseslərinin başqa növlərində (məs., eroziya, abraziya, buzlaq eqzarasiyası və s.) olduğu kimi, endogen proseslərin yaratdığı müsbət relyef formalarının (dağların, yüksəkliklərin) alçalmasına və onların yerində düzənliklərin yaranmasına yönəlmişdir.

Yamac proseslərinin fəaliyyəti ilə yaranan düzənliklər struktur (layların yatımına uyğun) və tektonik əyilmə sahələrindəki akkumulyativ düzənliklərdən fərqli olaraq, müsbət tektonik strukturların müxtəlif yollarla kəsilməsi nəticəsində əmələ gəlir. Bu düzənliklər bir-birindən çox fərqlənən yollarla yaransa da, bütün növləri denudasion və qismən denudasion-akkumulyativ düzənliklər kateqoriyasına aid edilir.

Yamac proseslərinin fəaliyyəti ilə yaranan düzənliklərə peneplenlər, pedimentlər, pediplenlər və düzəlmə səthləri aid edilir. Bəzi alimlərin fikrinə görə, düzəlmə səthlərinin əmələ gəlməsində dağətəyi zonalarda çayların yan eroziyası da iştirak edir.

Məşhur Amerika geomorfoloqu V.M.Devisin **peneplen** haqqında təliminə görə, uzun geoloji vaxtda tektonik stabil şəraitdə denudasiya prosesi fəaliyyəti ilə dağlıq ərazinin yuxarıdan alçalması (şaqli alçalma prosesi) nəticəsində geniş dalğalı düzənlik yaranır. Bu düzənliyi Devis ilkin düzənliklərindən fərqləndirərək «son» düzənlik, yaxud peneplen adlandırır. Devis göstərir ki, peneplenin əmələ gəlməsində denudasiya prosesinin əsasən dağlıq sahəni yuxarıdan (səthdən) alçaldan bir sıra növləri iştirak edir. Peneplenin yaranması üçün on milyonlar, hətta yüz milyon illər ərzində ərazinin tektonik passiv olması tələb olunur. Peneplen əmələ gəlməsi yalnız platforma şəraitində mümkün olan prosesdir.

Platformaların düzənlik sahələrinin (peneplenlərin) öyrənilməsi göstərir ki, ümumiyyətlə, peneplen sayılan düzənliklər çox müxtəlif düzənliklərdən, az maili yamacı olan yüksəkliklərdən və ada şəkilli alçaq qalıq dağlardan ibarətdir. Adətən qalıq (yaxud şahid) dağlar aşınma və denudasiyaya qarşı ön davamlı süxurlardan ibarət olur.

Peneplen sahəsində geniş çay terraslarına, pediment və pediplenlərə də rast gəlmək mümkündür.

Devidsən fərqli olaraq bir sıra alimlər (xüsusilə V.Penk, L.Kinq və başqaları) dağlıq sahənin alçalmasında yuxarıdan denudasiyanın yox, yan denudasiyanın rol oynadığını söyləyirlər. Son zamanlar bu fikrə geomorfoloqların əksəriyyəti qoşulmuşdur.

Yan denudasiya prosesinin əsas mahiyyəti ondan ibarətdir ki, hər hansı dağlıq ərazidə olan müxtəlif mənşəli dik yamaclar uzun müddət öz səth meyilliyini itirmədən ilkin profilinə paralel olaraq geri çəkilir və onun yerində səth meyilliyi bir neçə dərəcə olan ($3-5^{\circ}$, bəzən $6-7^{\circ}$) maili denudasion düzənlik əmələ gəlir. Bu yolla yaranan və dik yamacları əhatələyən nisbətən ensiz (bəzi hallarda çox geniş) maili düzənliklər **pediment** adlandırılır.

Afrikada, Cənubi Amerikada, əsasən arid vilayətlərdə öz tədqiqatlarını aparmış L.Kinqin fikrinə görə pedimentlər yalnız arid iqlim sahələrində, əsasən delivüal proseslərin fəaliyyəti nəticəsində əmələ gələn relyef formasıdır.

Pedimentin ən başlıca xüsusiyyəti onun maili səthinin müxtəlif yatımlı (xüsusilə yamacdən əks istiqamətə yatan) ana süxur laylarını kəsməsidir.

Pediment səthindən kəsilən süxur hissəcikləri sahəvi yuyulma nəticəsində pediment sahəsindən kənara çıxarılıb, çaylara, yaxud yaxındakı çökəklərə (məs., səhralarda) daşınır. Bu prosesdə xətti axınların da rolu böyük olur. Pediment genişləndikcə yamacdən gələn yumşaq çöküntülərin bir hissəsi onun aşağı hissəsində çökdürülərək, nazik örtük əmələ gətirir.

Dağlıq sahə yamacının hər tərəfdən geri çəkilməsi, qarşı-qarşıya inkişaf edən pedimentlərin birləşməsi və daxili hissələrində yumşaq formalı təpələr, tirələr olan geniş düzənliklərin yaranması ilə nəticələnir. Bu yolla yaranan düzənliklər **pediplen** adlanır. Pedimentlərin çay dərələrində də əmələ gəlməsini irəli sürən alimlər vardır. Sibirdə işləyən sovet geomorfoloqları (D.Timofeyev və b.) çay terraslarını əhatə edən dik yamacların geri çəkilməsi yolu ilə **dərə pedimentlərinin** əmələ gəlməsi fikrini irəli sürmüşlər.

Bir sıra alimlərin fikrincə, pedimentlərin əmələ gəlməsi nə-

inki arid vilayətlərdə, eləcə də şimal enliklərdə (soyuq qurşaqla) və başqa rütubətli iqlim sahələrində də mümkündür. Bu vilayətlərdə pedimentin əmələ gəlməsində solifuksiya və başqa yamac prosesləri iştirak edir.

S.S.Voskresenskinin fikrincə, arid vilayətlərdə yağıntılar olduqca az düşür və delivüal proseslərin sürəti çox zəif olur. Buna görə o həmin vilayətlərdə delivüal proseslərin geniş pediment və pediplenlər əmələ gətirməsi imkanını şübhə altına alır. Həmin alimin fikrincə müasir arid vilayətlərdəki pediment və peneplenlər keçmişdə həmin sahələrin iqliminin daha rütubətli olması şəraitdə əmələ gəlmişdir.

Dağlıq vilayətlərdə də dağların dərələrlə çox kəsilmiş kontrastlı relyefi fonunda hamarlanma (düzəlmə) səthləri müşahidə edilir.

Müxtəlif səviyyələrdə yaxşı saxlanmış düzəlmə səthləri dağlıq ərazi relyefinə pilləli görkəm verir. Adətən yüksək dağlıqda belə səthlərə ya rast gəlinmir, yaxud onların kiçik fraqmentlərinə təsadüf olunur. Orta dağlıqda və xüsusilə alçaq dağlıqda düzəlmə səthləri yaxşı saxlanmışdır.

Dağlıq ərazilərdəki düzəlmə səthlərinin yaranması dağ ətəyində çayların yan eroziyası və başqa denudasiya proseslərinin təsiri ilə (strukturları kəsib hamarlaması) izah edilir. Bu yalnız qalxmaqda olan dağlıq sahə müəyyən vaxt tektonik cəhətdən az-cox stabil olduğu şəraitdə mümkün ola bilər. Sonra dağlıq sahə fəallaşdıqda, ətəkdə yaranmış düzəlmə səthi yuxarı qalxır, deformasiyaya məruz qalır, eroziya, denudasiya onu parçalamağa başlayır.

Dağ yamaclarında düzəlmə səthlərinin pilləli yerləşməsi (bəzi dağlarda 3-4, bəzilərində 5-6 və artıq) düzəlmə səthi yaranması mərhələsi ilə dağlıq ərazisinin qalxması mərhələsinin bir neçə dəfə təkrar olmasını sübut edir. Bu baxımdan ən hündürdə yerləşən düzəlmə səthi daha qədim, ən alçaqda yerləşən düzəlmə səthi isə ən cavan yaşlı düzəlmə səthi hesab edilir.

Düzəlmə səthlərinin yaşının dəqiq təyin edilməsi dağlıq ərazinin neotektonik mərhələdə inkişafını, onların deformasiyasının öyrənilməsi isə tektonik hərəkətlərin xüsusiyyətlərini müəyyən etməyə imkan verir.

XIII FƏSİL RELYEFİN SU EROZIYA VƏ SU AKKUMULYASIYA FORMALARI

Eroziya və akkumulyasiya qanunları

Relyefin erozion formalarının mənşəyini və inkişafını dərk etmək üçün axar suların işi və onun əsasını təşkil edən fiziki qanunlar haqqında aydın təsəvvürə malik olmaq lazımdır.

Axar suların işi, onların kinetik («canlı») enerjisinin böyüklüyü ilə müəyyən edilir. Buna görə mv^2 düsturundan istifadə edilir. Burada m -suyun miqdarı, v -isə onun axım sürətidir.

Suyun miqdarı adətən, onun sərfinə düz mütənasib olur. Axımın sürəti isə çay yatağının meyliyindən, dibinin və sahillərinin quruluşundan və başqa geomorfoloji amillərdən asılıdır. Bu asılılıq Şezinin $V=C\sqrt{Ri}$ düsturu ilə müəyyən edilir. Burada C -çay yatağının kələ-kötürlüyündən asılılıq əmsalı; R -hidravlik radiusu (çayın canlı axımı kəsiyinin yatağın yaş perimetrinə olan münasibəti); i -yatağın meyliyidir.

Axar suyun miqdarı və yatağın meyliyi nə qədər çox olsa, onun erozion fəaliyyəti də bir o qədər çox olacaqdır. Eroziya dedikdə, çayın yatağını dərinləşdirən və genişləndirən yuma prosesləri başa düşülməlidir. Eroziya prosesi çox mürəkkəb xarakter daşımaqla, aşağıdakı fərdi proseslərdən ibarətdir:

1. Çay hövzəsində aşınmış məhsulun daşınması;
2. Çay yatağında üzə çıxan süxurların çayın dibi ilə aparılan qum, çaqıl daşı, valun vasitəsilə yonulması və cilalanması;
3. Bəzi süxurların (əhəng daşı, dolomit, gips) suda həll olması və süxurların tərkibindəki duzların yuyulması.

Axar su yataqlarında eyni vaxtda bir-birinin əksi olan iki müxtəlif proses-eroziya və akkumulyasiya prosesləri gedir. Bu proseslərin kəmiyyət münasibətindən asılı olaraq, çay yatağının quruluşu vaxt keçdikcə dəyişikliyə uğrayır. Eroziya üstünlük təşkil edən sahələrdə yataq dərinləşir, akkumulyasiya üstünlük təşkil edən sahələrdə isə yataq çayın gətirdiyi məhsullarla dola-raq dayazlaşır.

Axar suların fəaliyyətini daha yaxşı öyrənmək üçün onun ki-

netik enerjisinin nəyə sərf olunmasını bilmək lazımdır. Suyun kinetik enerjisi: 1) suyun axmasına göstərilən müqavimətin (sürtünmə, turbulent və burulğan) qarşısını almağa; 2) asılı vəziyyətdə olan xırda məhsulun aparılmasına; 3) dib məhsullarının aparılmasına; 4) korroziya proseslərinin (dib ilə aparılan materialın yataqda üzə çıxan süxurlara mexaniki təsiri) getməsinə; 5) axım sürətinin artmasına; 6) potensial enerjiyə çevrilməyə (su qatı qalınlığının artması) sərf olunur.

Eroziya iki formada olur: dərinlik və yan eroziya. Dərinlik və yan eroziya prosesləri, adətən, eyni vaxtda gedir. Lakin yan eroziya, dərinlik eroziyasının zəiflədiyi və onun tamamilə akkumulyasiya ilə əvəz olunduğu vaxt daha yaxşı müşahidə olunur.

Axar suyun fəaliyyətinin ilk dövrlərində yatağın müxtəlif yerlərində meylik də müxtəlif olur. Hər bir sahənin meyilliyi həmin sahədə eroziya proseslərini tənzimləşdirən əsas amildir. Yatağın meyli artdıqca eroziya da gərginləşir, çay öz yatağını dərinləşdirir və yataqların meyl bucağı artır. Bu, dərinlik eroziyasının çay yuxarı tədricən yayılmasına və meyliyin artmasına səbəb olur. Bu **reqressiv eroziya** adlanır.

Eroziya bazisi

Axar sular bir sahədə eroziya, başqa sahədə isə akkumulyasiya işi aparmaqla, tədricən öz yatağının meyilliğini bütün dərə boyunca bərabərləşdirir. Meylik bərabərləşdikcə çay yatağının özü də tədricən düzəlməyə və çayın daşıma qüvvəsi də tənzimləşməyə başlayır.

Çayda axan su səthinin uzununa profili hamar olsa da, çay yatağı dibinin profili axımın turbulent xarakter daşımından, yatağın bəzi sahələrində müşahidə edilən köndələn axımın təsirindən və başqa səbəblərdən asılı olaraq çox mürəkkəb quruluşa malik olur.

Çayın uzununa profilinin hipsometrik cəhətdən ən alçaq yerinə **eroziya bazisi** deyilir. Meylik eroziya bazisindən aşağıda dəyişilmir və çay öz eroziya qabiliyyətini itirir. Eroziya bazisi tamamilə müxtəlif xarakterli olub, bir çayın başqa bir çaya töküldüyü, yaxud çayın gölə və dünya okeanının hər hansı bir dənizinə töküldüyü yerə müvafiq gölə bilər. Dünya okeanı və

onun ayrı-ayrı hissələrini təşkil edən dənizlərin səviyyəsi əsas, mütləq və ümumi eroziya bazisi adlanır və onların yüksəkliyi daimi bir yüksəklik kimi qəbul olunur. Lakin qeyd etmək lazımdır ki, uzun geoloji dövr ərzində dünya okeanının səviyyəsi iqlimin dəyişməsi nəticəsində və tektonik səbəblərdən asılı olaraq dəyişə bilər.

Ümumi eroziya bazisindən əlavə, hər bir çayın hövzəsində yerli eroziya bazisi də var. Yerli eroziya bazisi bir çayın başqa bir çaya, yaxud çay yatağı boyunca yerləşmiş gölə töküldüyü yerlər ola bilər. Yerli eroziya bazisi müvəqqəti xarakter daşıyır. Onun səviyyəsi vaxt keçdikcə eroziya və akkumulyasiya proseslərinin inkişafı nəticəsində dəyişə bilər.

Yerli eroziya bazisi, çay yatağında səthə çıxan möhkəm süxurlar, çay dərəsini köndələnə kəsib keçən qalxmaqda olan cavan antiklinal qırışıqların yerləşdiyi sahə də ola bilər. Beləliklə, çayın yatağı boyunca bir neçə yerli eroziya bazisi olur. Adətən, yerli eroziya bazisindən yuxarıda akkumulyasiya, aşağıda isə eroziya prosesləri üstünlük təşkil edir. Vaxt keçdikcə eroziya prosesləri maneəni kəsib akkumulyasiya sahəsinə çatır və burada akkumulyasiya eroziya ilə əvəz olur.

Çayın eroziya bazisinin mənsəbdən yuxarıda, yaxud aşağıda yerləşməsi çay suyunun miqdarından, axım sürətinin və həmçinin sahil zonanın tektonik rejimindən asılıdır.

Yuxarıda qeyd olunduğu kimi, çay bir sahədə eroziya, o biri sahədə isə akkumulyasiya fəaliyyətində olduğu üçün, öz yatağının uzununa profilini bütün dərə boyunca tədricən düzəltməyə və qırıntı məhsullarını daşımaq qabiliyyətini tənzimləməyə çalışır. Əgər çay buna nail olarsa, əmələ gələn uzununa profil normal, yaxud da tənzimlənmiş profil adlanır. Əslində isə təbiətdə normal profilə təsadüf edilmir.

Çay dərəsində və hövzəsində iqlimin, tektonikanın, süxurların litoloji tərkibinin və s. daima dəyişkənliyi ilə əlaqədar olaraq yatağın uzununa profili də müvafiq dəyişikliyə uğrayır. Ona görə də normal profil geomorfoloji ədəbiyyatda yalnız nəzəri bir anlayış olaraq qalır.

İqlimin, tektonik hərəkətlər nəticəsində çay hövzəsi hipso-metrik səviyyəsinin, maye və sülb axımın, eroziya bazisinin də-

yişməsi qovuşmalara səbəb olur ki, bu da uzununa profilə təsir edir. Ona görə də, çayların uzununa profili adətən rəvan olmur. Bir yerdə yatağın meyli çox, başqa yerdə isə az olur.

Bəzi müəlliflər hamarlanmış və rəvan uzununa profili (normal profili) çayın son profili kimi qəbul edərək, onun yaranmasından sonra çayın eroziya qabiliyyətini tamamilə itirməsini söyləyirlər. Əslində isə normal profil yaransa da, çay ağırlıq qüvvəsinin təsiri ilə axmaqda davam edə bilər və buna görə də müəyyən dərəcədə eroziya fəaliyyətini davam etdirir.

Çayın profilinin inkişafını üç mərhələyə ayırmaq olar: 1) hamarlanmamış profil; 2) hamarlanmış profil; 3) son profil (A.Filipsonun erozion terminantı; S.P.İovanoviçin ideal tənzimləşmə profili).

Çayların uzununa profilinin formalaşmasında əsas rol oynayan amillərdən biri də eroziya bazisi səviyyəsinin dəyişməsidir. Geomorfologiya elminin bu vacib məsələsi indiyə kimi mübahisəli qalır. Əvvəllər belə təsəvvür edilirdi ki, eroziya bazisi səviyyəsinin aşağı düşməsi çayın öz mənsəbindən başlayaraq dərininə kəsilməsinə və bu prosesin tədricən axın yuxarı yayılmasına səbəb olur. Lakin dərininə kəsilmənin kəmiyyəti çay yuxarı getdikcə azalır. Bu nəzəriyyə söylənilərkən yerli eroziya bazisi, çayların yataqlarında üzə çıxan möhkəm süxurların rolu nəzərə alınmamışdır. Əslində isə möhkəm süxurlar axın yuxarı yayılmaqda olan dərinlik eroziyasını, çayın mənsəbində tamamilə əks rejimin yarandığı dövrə qədər ləngidə bilər, yaxud da tektonik hərəkətlər bu dövr müddətində uzununa profili formalaşdıran proseslərin tamamilə başqa istiqamətdə inkişaf etməsinə səbəb olar.

N.İ.Makkoveyevin fikrincə, eroziya bazisinin dəyişməsi ilə dərinlik eroziyası arasında birbaşa əlaqə yoxdur. Onun fikrincə eroziya bazisinin aşağı düşməsi o vaxt dərinlik eroziyası ilə nəticələnir ki, dəniz və göl suyunun altından çıxmış ərazinin ümumi meyli çayın orta axımındakı meyildən 2-3 dəfə artıq olsun. Əgər meyl bundan az olarsa, dərinlik eroziyası yalnız mənsəbə yaxın olan sahədə yayılmaqla məhdudlaşır.

Eroziya bazisinin qalxmasının çayın uzununa profilinə təsiri məsələsi daha mürəkkəbdir. Bu da tamamilə bir-birinin əksi olan nəzəriyyələrin meydana çıxmasına səbəb olmuşdur. Eroziya bazi-

sinin qalxması iki səbəbdən ola bilər: 1) çayın töküldüyü su hövzəsi səviyyəsinin qalxması; 2) bütün çay hövzəsinin eyni vaxtda və eyni dərəcədə çökməsi.

K.K.Markov göstərir ki, eroziya bazisinin qalxması ilə əlaqədar olaraq çayın uzununa profilinin formalaşmasından meydana çıxan dəyişikliklər onun yuxarı axınınadək çatmır. Eroziya bazisinin qalxmasının dağ çaylarına təsiri düzənlik çaylarına nisbətən daha azdır.

İ.S.Şukin göstərilən müəlliflərdən fərqli olaraq qeyd edir ki, çay suları bütün çay boyunca dinamik cəhətdən müvazinətlənmiş vahid bir sistem təşkil etdiyindən onun hər hansı bir sahəsində baş verən hadisə başqa sahələrdə də öz təsirini göstərməlidir. Çayın yatımı və axım sürəti nə qədər zəif olsa, bir o qədər bu təsir böyük olacaqdır.

Eroziya bazisinin qalxması çayın aşağılarında akkumulyasiya proseslərinin güclənməsinə və bu proseslərin tədricən axın yuxarı yayılmasına səbəb olur.

Axar suların işi

Axar sular relyefin formalaşmasında ekzogen amillər içərisində əsas rol oynayır. Başqa relyef əmələgətirən amillərlə birlikdə axar sular uzun geoloji dövr ərzində, tektonik qalxma kəmiyyətinin eroziya və denudasiya proseslərinin sürətindən az olduğu şəraitdə, yüksək dağları belə uçurub dağıdır və onları düzənliklərə (peneplenə) çevirir.

Sonralar tektonik qalxmalar üstünlük təşkil edərsə, eroziya prosesləri qalxmaqda olan peneplenləşmiş sahələri kəskin parçalayacaq və onları erozion-tektonik dağlara çevirəcəkdir.

Aşınma prosesləri nəticəsində əmələ gələn qırıntı məhsullarını qurudan dənizlərə axar sular aparır.

Göründüyü kimi, axar sular qalxmaqda və çökməkdə olan sahələrin yüksəklik fərqlərini tarazlaşdırmaqda, quru ilə dənizin arasındakı qarşılıqlı əlaqədə əsas rol oynayır. Buna görə də, keçmişin geoloji və fiziki-coğrafi şəraitini, relyefin inkişaf mərhələlərini, yeni tektonik hərəkətlərin xarakterini öyrənmək üçün çayların inkişaf tarixini bilmək lazımdır.

Təbiətdə axar suların (çayların) gördüyü işi üç kateqoriyaya

bölmək olar: 1) axar suların dağıdıcı işi (eroziya); 2) aşınma məhsullarının daşınması; 3) akkumulyasiya.

Çayların gördüyü iş axımın miqdarından asılıdır. Buna baxmayaraq, axar suların fəaliyyətinin izi yağıntıları və səth axımı çox az olan səhralarla belə yaxşı müşahidə edilir.

Çayların eroziya və daşıma fəaliyyəti, demək olar ki, eyni vaxtda həyata keçir və eroziya proseslərində çayın maye axımından (sudan) əlavə, sülb axımı da iştirak edir. Çayın suyu aşınma məhsullarını aparmaqla bərabər, öz yatağını da yuyur və axın aşağı getdikcə çay suyu qırıntı məhsulları ilə zənginləşir. Lakin çayın apardığı qırıntı materiallarının bir hissəsi əlverişli şəraitdə hövzənin müəyyən yerlərində çökdürülə bilər.

Ümumiyyətlə, çayda suyun miqdarının və çay yatağının meyl bucağının azalması ilə əlaqədar olaraq axar suyun kinetik («canlı») enerjisi zəiflədiyi dağdaxili çökəkliklərdə, çayların dağlardan düzənliyə çıxdığı sahələrdə nəql edilən qırıntı məhsulu qismən, yaxud da tamamilə akkumulyasiya edilir.

Çayların öz yatağında və subasarda çökdürdüyü məhsul **allüvium** adlanır. Çay suyunun hidravlik axın xüsusiyyətindən və ərazinin tektonik qalxmasından asılı olaraq çay öz yatağını dərinə saldıqda, vaxtilə yataqda və subasarda çökdürülmüş allüvium bu proseslər nəticəsində əmələ gələn terrasların səthini örtür. Bəzən çayın allüvial çöküntüləri geniş allüvial düzənliklər əmələ gətirir. Çayların dağlardan düzənliklərə çıxdığı yerdə çökdürdükləri məhsullar **prolüvium** adlanır. Bu çöküntülər relyefdə, adətən, gətirmə konusları, yaxud da dağətəyi şleyflər əmələ gətirir. Allüvial çöküntülər prolüvial çöküntülərdən onunla fərqlənir ki, prolüvial çöküntülərdə qranulometrik və laylaşma cəhətdən pis çeşidlənmiş olur. Qeyd etmək lazımdır ki, prolüvial çöküntülər çeşidləşmə üfüqi istiqamətdə müşahidə edilir. Konusların zirvələrinə yaxın sahələrdə ən iri qırıntılar, kənarlara getdikcə xırda məhsullar, lap kənarlarda isə gillicə çökür. Relyefin inkişaf tarixində ərazinin tektonik hərəkətləri rejiminin dəyişməsi ilə əlaqədar olaraq, konusların zirvəsi gah dağlara doğru soxulur, gah da dağ ətəklərindən uzaqlaşır. Buna görə konusların çöküntülərində təbəqələşmə izləri müşahidə edilir. Konusların zirvələri dağlara soxulduğu dövrdə daha iri məhsulların xırda

məhsullarla, dağlardan uzaqlaşdığı dövrdə isə xırda məhsulların iri məhsullarla örtülməsi müşahidə edilir.

Eroziya və akkumulyasiya prosesləri zaman və məkan etibarlı ilə bir-birini əvəz edir. Ona görə yer üzərində elə bir geomorfoloji kompleks tapmaq olmaz ki, orada bu proseslərdən yalnız biri inkişaf etmiş olsun. Lakin bəzi yerlərdə eroziya, bəzilərinə isə akkumulyasiya prosesləri üstünlük təşkil edir. Dağlıq ölkələrdə eroziya prosesləri və erozion relyef formaları geniş yayılmışdır. Lakin burada akkumulyasiya proseslərinə və akkumulyativ relyef formalarına da (allüvial terras, gətirmə konusları və s.) təsadüf edilir.

Əgər axar sular dağlardan və yüksəklikdən yuyub gətirdiyi qırıntı məhsullarını bütünlüklə quruda çökdürsəydi, yer üzərində akkumulyativ relyef formaları üstünlük təşkil edərdi. Əslində isə qırıntı məhsullarının çox hissəsi çaylar vasitəsilə okean və dənizlərə aparılaraq, çökmə süxurları əmələ gətirir. Ona görə də quruda erozion relyef formaları daha geniş yayılmışdır.

Bitki örtüyü zəif, süxurlar isə aşınmaya davamsız olduqda, çoxlu qırıntı məhsulu toplanır. Əgər yamaclar dik olarsa, yağışlar leysan xarakteri daşıyarsa və qar örtüyü intensiv sürətdə əriməyə başlayarsa, toplanmış qırıntı məhsulları palçıqlı və palçıqlı-daşlı axınların yaranmasına səbəb olar. Kənd təsərrüfatında yamaclardan düzgün istifadə edilməməsi və bitki örtüyünün məhv edilməsi bu hadisələri daha da qüvvətləndirir. Bu axınlar ümumi yağın və dərələrlə birləşərək sel, sil, mür adları ilə məşhur olan axınlar əmələ gətirir.

Düzənliklərə çıxarkən sel axınları gücdən düşür və onun gətirdiyi məhsul çökərək, gətirmə konusları yaradır.

Sel hadisələri Orta Asiya və Cənubi Qafqazda tez-tez baş verir.

Seller xalq təsərrüfatına çox maddi ziyan vurduğundan, onlara qarşı bir sıra mübarizə tədbirləri həyata keçirilir. Yamacların süni sürətdə terraslaşdırılması, ağac və kol bitkilərinin əkilməsi, kənd təsərrüfatında yamaclardan düzgün istifadə edilməsi, gətirmə konuslarında axının bir yatağa yönəldilməsi və s. kimi işlər görülür.

Dərə xətti eroziyanın məhsuludur

Dərənin əmələ gəlməsində, suyun dərinlik və yan eroziyasından əlavə aşınma prosesləri, aşınma məhsulunun səthi axın

vasitəsilə yuyulması, sürüşmələr, solifluksiya, uçqun və sairə proseslər də rol oynayır. Bu proseslər dəyə yamaclarını geoloji strukturlardan, iqlimdən və s. asılı olaraq formalaşdırır.

Dərənin ilk inkişaf mərhələsində ümumi eroziya bazisinin dərənin dibinə nisbətən aşağı səviyyədə yerləşməsindən asılı olaraq dərinlik eroziyası yamac proseslərinə nisbətən üstünlük təşkil edir və çay, yatağına gətirilən məhsulları yuyub aparır. Dərə eroziya bazisi səviyyəsinə yaxın olan dərinliyə çatarkən dərinlik eroziyasının fəaliyyəti zəiflədir. Yamaclarda fəaliyyətdə olan başqa proseslər isə öz işini davam etdirir. Bununla yanaşı çay öz sahillərini intensiv sürətdə yuyur və dərəni tədricən genişləndirməyə başlayır.

Çay dərələri özlərinin müxtəlif inkişaf mərhələsində müvafiq fiziki-coğrafi şəraitdə tamamilə müxtəlif quruluşa malik olur. Bu dərələr genetik cəhətdən vahid bir sıra əmələ gətirsə də, morfoloji əlamətlərinə görə bir-birindən fərqlənən tiplərə ayrılır.

Təngi. Bu dərə genetik sıranın başlanğıcı hesab edilir. Onun əmələ gəlməsi yalnız axar suyun dərinlik eroziya fəaliyyəti ilə əlaqədardır. Bu dərələr, adətən denudasiyaya davamlı süxurlarda (əhəngdaşı, qumdaşı, bazalt, porfirir və s.) əmələ gəlir. Onların yanları dik və sıldırım olub, eni dərənin dibində və yuxarı hissəsində, demək olar ki, eyni olur.

Tənginin dərinliyi onun yuxarı hissəsindəki enindən çox olur.

Kanyon. Eroziya dərələrin ikinci tipi kanyonlar hesab edilir. Kanyon ispan sözü «Canon»dan götürülüb, boru, top lüləsi deməkdir. Kanyonlar dedikdə dar, dik və sıldırım yamaclı dərin dərələr başa düşülür. Kanyonlar təngidən fərqli olaraq, üfüqi vəziyyətdə yatmış və müxtəlif litoloji tərkibi olan laylı süxurlarda əmələ gəlir. Ona görə də dərənin yamacında eroziyaya və denudasiyaya nisbətən davamlı olan möhkəm süxur layları terrasabənzər səkilər və pillələr əmələ gətirir. Bu tip dərələrin əmələ gəlməsində dərinlik eroziyasından əlavə denudasiya prosesləri də (selektiv denudasiya) iştirak edir.

Şimali Amerikada Kolorado çayının dərəsi kanyon dərəyə ən yaxşı misal ola bilər.

Kanyonlar, adətən, quru iqlimi olan ərazi üçün xarakterdir. Burada yağıntılar çox az, səthi axım isə zəif olduğundan, kanyo-

nun pilləli dik yamacları uzun geoloji dövr ərzində relyefdə yaxşı qalır.

Nisbətən rütubətli sahələrdə kanyon tipli dərələr asan su keçirən süxurlarda (çatlı əhəngdaşı, qumdaşı və s.) inkişaf edir. Buna Kırım yaylasında müşahidə edilən kanyonvarı dərələri misal göstərmək olar.

V şəkilli dərələr. Yağıntı bol olan və yamaclarda denudasiya proseslərinin gərgin getdiyi ölkələrdə, xüsusən suyu pis keçirən və kövrək süxurlar səthə çıxan sahələrdə dərənin yamacları nisbətən tez bir zamanda meylləşir və xırda erozion formalarla parçalanır. Yamacların yuyulması dərinlik eroziyasını qabaqlayır və dibindən başlayaraq suayırıcı istiqamətində tədricən genişlənən V şəkilli dərələr əmələ gəlir. Dərənin dibi бүтүнлүklə su altında qalır. V şəkilli dərələr geoloji struktur və süxurların xüsusiyyətindən asılı olaraq müxtəlif formalı olur. Məsələn, çay monoklinal struktur boyunca axırsa, onun yamacları asimmetrik formada olur. Çay axan sahəni müxtəlif litoloji tərkibli və üfüqi vəziyyətdə yatan süxurlar təşkil edirsə, yamaclarda struktur terraslar əmələ gəlir.

Qutuvarı dərələr. Bu dərələr, adətən, dərinlik eroziyası ilə yanaşı, yan eroziyanın, yamaclarda başqa denudasiya proseslərinin mövcud olduğu və nisbətən kövrək süxurların yayıldığı sahələrdə inkişaf edir. Qutuvarı dərələrin dibi enli olduğundan çayın kənarında suyu çəkilmiş zolaq-subasar yerləşir. Sahil zolağını daşqın zamanı su basır və burada, adətən çayın gətirdiyi xırda məhsullar çökür.

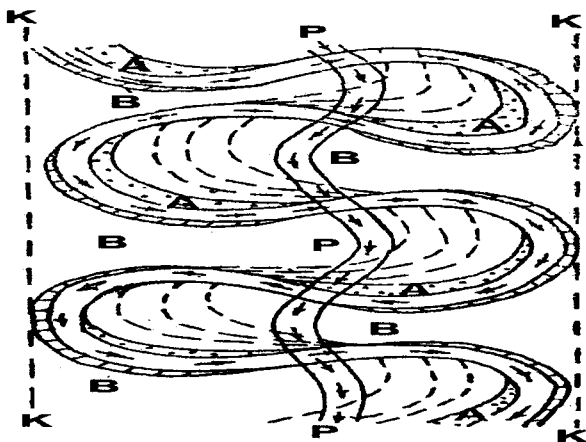
Qutuvarı dərələr dərininə kəsildikcə onların yamaclarında terraslar əmələ gəlir. Müxtəlif şaquli-landşaft qurşaqlarında və struktur-litoloji cəhətdən bir-birindən kəskin fərqlənən hövzələrdə V şəkilli və qutuvarı dərələr bir-biri ilə növbələşir.

Çay yataqlarının formalaşması və onların morfoloji xüsusiyyətləri

Yer səthi bir tərəfə meyilli olsa, çayların axını bu meylikdən istifadə edər və düz xətt boyunca uzanan yatağa malik olardı. Əslində isə yer səthi çox girintili-çıxıntılı və kələ-kötürdür. Ona görə də axar sular hər bir yerin meyilliyyətinə uyğun olaraq əyri ya-

taqlar əmələ gətirir. Bu cür çay yataqlarına ilkin əyri, yaxud **ilkin meandr**¹ deyilir. İlkin meandrları əsl meandrlardan fərqləndirən onların əyrilərinin tamamilə müxtəlif radiusa malik olmasıdır.

Əsl meandrlar bərabər radiuslu qövsvari əyrilərin (dirşəklərin) ritmik olaraq növbə ilə gah bir sahildə, gah da o biri sahildə yerləşməsi ilə səciyyəlidir (şəkil 11).



Şəkil 11. İlk yataq əyrilərindən (n-n) meandrların əmələ gəlməsi:
A-yataqda dayazlıqlar; B-meandr mahmızları; RR-meandr qurşağının enini müəyyən edən və meandr zirvələrini birləşdirən xətt.

Meandrların əmələ gəlməsinə başlıca səbəb, çayda ilkin əyrilərin olması və ona gah sağdan, gah da soldan qolların tökülməsidir. Onların sonrakı inkişafı axının hidrodinamik xüsusiyyətindən, ərazinin səth meyilliyindən, tektonik hərəkətlərin rejimindən və süxurların litoloji tərkibindən asılıdır.

Meandrlı çay yataqlarında dərin (sudəyən və ya plyos) və dayaz (su aşırımı) sahələr bir-biri ilə növbələşir. Plyoslar, adətən yatağın eroziya (xüsusən yan eroziya) gedən və şüurun yarı aldığı batıq sahəsində, su aşırımı isə akkumulyasiya gedən qabarıq sahəsində yerləşir. Sahillər plyos yanında dik və sıldırım, su aşırımı yanında isə meyilli olur. Meandrları əmələ gətirən ilgəklər adə-

¹ Meandr sözü Türkiyədəki Meandr (Böyük Məndərəsi) çayının adından götürülmüşdür.

tən, plyosların yanında daralır. Burada çay yatağı həmişə plyos istiqamətində sahیلə doğru miqrasiya edir. Vaxt keçdikcə ilgək daralır və nəhayət, qırılaq axına yeni yataq açır. Suyun tərək etdiyi ilgək isə quruyur. Yalnız daşqın zamanı köhnə ilgəyin dərin yerləri su ilə dolur və axmazlar əmələ gətirir.

Axmazlar sızma yolu ilə yataqlardan qidalandıqda, onlarda həmişə su olur. Azərbaycanda Kür çayı Kür-Araz ovalığı ərazisində axmazlarla – tərək edilmiş qədim yataqlarla müşayiət edilən klassik meandrlar yaradır.

Plyosları birləşdirən xəttə meandrın oxu deyilir. Meandrın oxu bir qayda olaraq yatağın batıq sahilinə sığır.

Hər bir axar suyun axını turbulent xarakter daşıyır. Su, yatağın meyli ilə aşağı axdığı kimi, köndələn sirkulyasiyaya da məruz qalır. Köndələn axının nəticəsində yatağın batıq tərəfi yuyulur, qabarıq tərəfi isə yuyulmuş məhsulların akkumulyasiyası nəticəsində genişlənir. Nəticədə qabarıq sahilə sahilyanı daşlıq və allüviyumdən təşkil olunmuş yataq kənarı qum tirələri əmələ gəlir. Bu akkumulyativ sahə getdikcə genişlənir, çayın səviyyəsindən yuxarı qalxır və nəhayət, subasara çevrilir.

M.A.Velikanovun fikrincə, meandr əvvəlcə düz axan sularda mövcud olan köndələnə sirkulyasiyanın təsiri nəticəsində də əmələ gələ bilər.

Müşahidələr göstərir ki, düzənliyin az sulu və sakit axan çaylarında meandr ilgəkləri böyük çaylara nisbətən böyük, meandr qurşağı isə (hər iki tərəfdəki meandrların zirvələrindən keçən düz xətlər arasındakı sahə) kiçik olacaqdır.

Subasarlı dərənin formalaşması və bu prosesdə meandrların rolu

Dərələrin inkişafının birinci mərhələsində dərə ilə yataq morfoloji cəhətdən bir-birinə çox uyğun gəlir. İnkişaf etmiş dərələrdə isə yataq dərənin tərkibinə daxil olur və onun bir elementini təşkil edir. Dərə müəyyən bir xətt boyunca uzanmış mənfi erozion formadan ibarət olduğu halda, yataq onun allüvial dibinə kəsilmiş daha kiçik erozion forması təşkil edir.

Ərazinin səth quruluşu ilə əlaqədar olan ilk meandrın əyrilik radiusu çay suyunun hidrodinamik təsiri altında getdikcə böyü-

məyə məruz qalır və buna uyğun olaraq meandr qurşağının eni də artır. Qabarıq sahillərdəki sahilyanı dayazlıq genişlənir, allüvium yığılı getdikcə artır, subasar və subasmayan terraslar əmələ gəlir. Meandr məhmızı böyüyür, onun yamacları denudasiya proseslərinin təsiri ilə meyilləşir, məhmızboynu isə get-gedə daralır. Bunun nəticəsində batıq sahillərin intensiv yuyulan sahələri bir-birinə yaxınlaşır və daşqın zamanı məhmızın boynu qırılır, çay burada yeni yataq salır. Məhmızın ön hissəsi adaya çevrilir, köhnə yatağın yerində isə axmazlar və gölməçələr əmələ gəlir.

Əgər ərazi tektonik cəhətdən stabil sahədirsə və ya çökməyə məruz qalırsa, meandrın əyriləri tədricən yanları yuyaraq genişlənir və hər iki yandan geniş allüvial subasar əmələ gəlir.

Ərazi qalxmağa başlarsa və eroziya bazisi aşağı düşərsə, çay dərinlik eroziyası fəaliyyətində olacaq və yastı dərənin dibinə kəsilmiş meandrlar əmələ gələcəkdir.

Çayın yan eroziyasının fəaliyyəti nəticəsində meandrın batıq sahilləri hündür olarsa, sahillər gec, alçaq olarsa, daha tez yuyulub geri çəkilir. Yan eroziyanın təsiri altında olan sahillərin yuyulması və geri çəkilməsi bir sıra amillərlə (geoloji struktur, süxurların litoloji tərkibi, süxurların çatlılığı, qrunt və yeraltı suların sahələ çıxması və s.) əlaqədardır.

Meandrların inkişafı dövründə axın daima aşağı miqrasiya edir. Ber-Babine qanununa görə, yer səthinin öz oxu ətrafında fırlanması ilə əlaqədar olaraq çaylar Şimal yarımkürəsində sağ, Cənub yarımkürəsində isə sol sahillərini daha çox yuyur. Nəticədə meandrlar və meandr qurşağı bütünlüklə müvafiq sahələ doğru miqrasiya edir.

M.S.Cefersonun fikrincə, inkişaf etmiş çay dərələrində meandr qurşağı eninin yatağın eninə olan münasibəti 18:1-ə bərabərdir. İ.S.Şukin «**inkişaf etmiş**» dərənin qeyri-müəyyən anlayış olmasını və onun çay dərəsinin hansı inkişaf mərhələsində müşahidə edilməsinin məlum olmadığını nəzərə alaraq Cefersonun fikrinin əleyhinə çıxaraq göstərir ki, çayda suyun miqdarından asılı olaraq, bu münasibət ayrı-ayrı çaylarda müxtəlif olur.

Subasarin relyefi

İnkişaf etmiş çay dərəsi dibinin yastı və daşqın zamanı subasan hissəsinə **subasar** deyilir. Subasar, düzənlik çaylarında çox geniş sahə tutur. Məsələn, Volqa çayı subasarinin eni orta axınında 15-20 km, aşağı axınında isə 30-40 km-ə çatır. Subasarin eni, adətən, çayın mənsəbi istiqamətində artır. Lakin bu artım qeyri-bərabər olur. Enli və dar sahələr bütün dərə boyu bir-biri ilə növbələşir. Bu başlıca olaraq çay dərəsini təşkil edən ana süxurların litoloji tərkibindən, ərazinin geoloji quruluşundan və relyefin ümumi meyillyindən asılıdır.

İlk baxışda subasarin səthi düz görünür, əslində isə onun səthi mikroyelyef formaları ilə mürəkkəbləşmiş olur.

Böyük düzənlik çaylarında subasar üç hissədən ibarət olmaqla, kənar tərəfdən sahil qum tirələri ilə haşiyələnir.

Subasar ilə birinci terrasda əksər hallarda axmazlar yerləşir. Meandr məhmızının qırılması və köhnə yatağı çayın tərk etməsi nəticəsində əmələ gələn axmazlar **ilk axmaz**, **çay** yatağının qədim qollarından birinin yerində əmələ gələn axmaz isə **relikt axmaz** adlanır.

Vaxt keçdikcə axmaz çökəklikləri subasar allüviumun gillicəli çöküntüləri ilə dolur və subasarin səthi ilə bərabərləşir. Yataq öz vəziyyətini, demək olar ki, heç dəyişmədiyindən akkumulyasiya getdiyi zaman yataqyanı vallar və tirələr əmələ gəlir ki, bunlar da birləşərək tirəli subasar əmələ gətirir. Bu cür subasarlara Dnepr, Oka və b. çay dərələrinin daraldığı sahələrində və Kür, Araz, Terek, Kuban çaylarının aşağılarında təsadüf edilir. Bu sonuncu çaylarda yataqyanı tirələrin tədricən təkamülü və yatağın özündə akkumulyasiya getməsi nəticəsində çayın yatağı ətraf sahəyə nisbətən bir qədər hündürdə olur, daşqınlar zamanı su yataqyanı tirələri yararaq, ətraf düzənlikləri basır və bu sahələrin bataqlıqlaşmasına səbəb olur.

Təsvir edilən subasarlər, adətən, düzənlik çayları üçün xarakterikdir. Dağ çaylarında isə eroziya fəaliyyəti çox qüvvətli olduğundan subasar ya heç əmələ gəlmir, ya da gah bir, gah da digər sahildə dar zolaq şəklində müşahidə edilir. Çaylar dağlarda yalnız geniş sinklinal depressiyalarda axdığı yerlərdə geniş subasar əmələ gətirir. Məsələn, Araz çayı Naxçıvan və aşağı Araz

çökəkliklərini keçdiyi yerdə bəzən eni bir neşə kilometrə çatan subasar əmələ gətirir. Belə sahələrdə dağ çayları, adətən bir neçə qola ayrılaraq axır və bəzən meandrlar əmələ gətirir.

Çay terrasları

Hər hansı bir çay dərəsinin köndələninə profilinə nəzər yetirsək, onların yamaclarında pillə şəklində yerləşmiş düz səthləri görə bilərik. Bu düz səthlər **çay terrasları** adlanır.

Çay terrasları relyefin erozion formalarının əsas elementlərindən biri olmaqla, onun inkişaf tarixinin və yeni tektonik hərəkətlərin öyrənilməsində mühüm rol oynayır.

Terraslar üzrə pliosen və postpliosen (dördüncü dövr) beynəlxalq komissiyanın tərifinə görə, **terras, axar suyun sahilə təsiri nəticəsində əmələ gələn allüvial çöküntülərin və ana süxurların erozion səthinə uyğun olan düz sahədir.**

Terraslara verilən bu tərif düzgün deyildir. Bu tərifə əsasən terras adı altında relyef forması yox, yalnız üfüqi səth başa düşülür.

İ.S.Şukinə görə terras başqa relyef formaları kimi üç ölçü ilə (en, uzunluq və hündürlük) müəyyən edilməlidir.

Dərənin inkişaf tarixində terras çöküntülərinin böyük əhəmiyyəti vardır. Ona görə də İ.S.Şukin yamacda pillə təşkil edən düz səthi, ondan aşağıda yerləşən növbəti pillə yamacı ilə birlikdə terras adlandırmağı təklif edir.

S.S.Şulsun, terrasın səthi ilə, ondan aşağıda yerləşən pillə yamacını müxtəlif yaşlı hesab edərək, bir terrasə daxil etməməsi haqqındakı fikri yanlışdır. Terrasın əmələ gəlməsi onun səthinin formalaşması ilə başlayır və pillə yamacının yaranması ilə qurtarır.

Bəzi müəlliflər (S.S.Sobolev və başqaları) çay dərəsində müşahidə edilən bütün pillələri terras adlandırırlar. Bu düzgün deyildir. Yalnız mənşəyi çayın erozion və akkumulyativ fəaliyyəti ilə əlaqədar olan pillələr terras adlana bilər.

Buna müvafiq olaraq dəniz və göllərin sahillərində müşahidə edilən pillələrdən yalnız mənşəyi dalğalanma proseslərinin fəaliyyəti ilə əlaqədar olan pillələr terras adlana bilər.

Çay dərəsinin yamaclarında yerləşən və morfoloji cəhətdən terrasə bənzəyən, lakin mənşə etibarlı ilə ondan fərqlənən pillə-

lərə **psevd terras**, yaxud yalançı terras deyilir.

Psevdoterraslar aşağıda göstərilən yollarla əmələ gəlir:

1.Çay dərəsinin yamacında çayın fəaliyyət zonasından kənarda üzə çıxan, üfüqi yatmış və denudasiyaya müxtəlif dərəcədə davamlı layların növbələşməsi şəraitində əmələ gələn terrasa-bənzər düz səthə **struktur terras** deyilir.

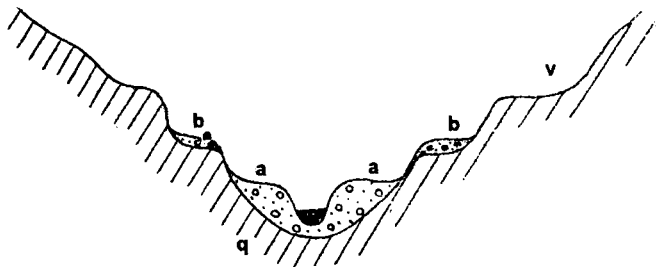
2.Sürüşmələr nəticəsində çay dərəsi yamacında pillələrin əmələ gəlməsi.

3.Çayın qollarının əsas dərəyə çıxarkən yaratdığı gətirmə konusunun yuyulması nəticəsində yalançı terrasların əmələ gəlməsi.

4.Buzlaşmaya məruz qalmış dağlarda morenlərin dərə yamaclarında çökərək düz səthlər, pillələr əmələ gətirməsi və s.

İndi əsil çay terraslarının morfoloji cəhətdən quruluşunu izah etməyə qayıdaq. Terrasların bir qisminə ana süxurlar üzə çıxaraq, onların səthini əmələ gətirir. Onların üstü nazik elüvial, arxa hissəsi isə delüvial çöküntülərlə örtülür. Bu cür terraslar **ana**, yaxud **erozion terras** adlanır və adətən, dağlıq ərazilərdə müşahidə edilərək, terras pillələri sırasında ən yüksək vəziyyəti tutur (şəkil 12).

Terraslar çox vaxt yaxşı çeşidlənmiş və laylaşmış çay çöküntüləri ilə örtülür. Bu çöküntülər dağ çaylarında adətən, qum və gillicə ilə sementləşmiş çaqıldaşlardan, düzənlik çaylarında isə gillicə və qumlardan ibarət olur. Göstərilən çöküntülər çayın akkumulyativ fəaliyyəti ilə əlaqədar olub, **allüvi** adlanır. Bəzən bunların tərkibində üzvi qalıqlarla zəngin olan axmaz allüvi linalarına da təsadüf edilir.



Şəkil 12. Terrasların genetik tipləri:
a-akkumulyativ; b-erozion-akkumulyativ;
v-erozion; q-ana süxurlar.

Bu cür terraslar **allüvial terraslar** adlanır. Bütünlüklə allüvi ilə təşkil olunan terraslar akkumulyativ və alt hissədə səthi eroziya nəticəsində hamarlanmış ana süxurlardan, üstü isə allüvial çöküntülərdən təşkil olunmuş terraslar isə **erozion-akkumulyativ** terraslar adlanır.

Terrasın səthini örtən allüvial qatın qalınlığı tamamilə müxtəlif olur. Düzənlik çaylarında allüvinin normal qalınlığı daşqının orta səviyyəsi ilə plyosun orta dərinliyi arasındakı yüksəklik fərqi qədər çox olur. Əgər allüvi bundan qalın olarsa, bu həmin sahənin tektonik çökməsini göstərir.

Terraslar əsas iki mərhələdən ibarət olan proseslər nəticəsində əmələ gəlir: 1.Yatağın uzununa profili tarazlaşmaya yaxın olduğu dövrdə çayın dərinlik eroziyasının fəaliyyəti zəifləyir. Yan eroziyanın üstünlüyü nəticəsində çayın yatağında hamarlanma və akkumulyasiya prosesləri intensivləşir və gələcək terrasın səthi əmələ gəlir; 2.Çay hövzəsinin tektonik qalxmaya məruz qalmasından, çay qovuşmalarından, iqlimin rütubətləşməsindən və başqa səbəblərdən asılı olaraq çayın uzununa profilinin meyl bucağı və eroziya fəaliyyəti artır. Bunun nəticəsində çay dərininə kəsilir. Köhnə yatağın və subasarın akkumulyativ, yaxud erozion-akkumulyativ dibi çayın səviyyəsindən müəyyən yüksəklikdə yerləşən pilləyə – terrasa çevrilir.

Deməli, çay dərələrində müşahidə etdiyimiz terraslar tektonik hərəkətlərin və iqlim rejiminin ritmik xarakterli dəyişməsi və çayların hidrodinamik fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlir. Onların quruluşu, nisbi yüksəkliyi və genetik xüsusiyyətləri bu amillərin necə təzahür etməsindən asılı olaraq müxtəlif olur.

Terraslar sonradan denudasiya proseslərinin təsiri ilə parçalanıb dağılır. Cavan terraslar relyefdə yaxşı, qədim terraslar isə pis qalır. Terrasların üzərində yerləşən və subasar üçün xarakter olan relyef formaları tədricən yox olur.

Terrasın arxa tərəfi yamaclardan gətirilən dellüvi ilə örtülür, qaşı isə tədricən yuyulmağa başlayır. Ona görə də, terras əvvəlki səthindən məhrum olaraq, dərəyə tərəf əyilmiş müstəviyə çevrilir. Bunu çay terraslarının yüksəkliyini ölçərkən nəzərə almaq lazımdır.

Terras səthinin dərənin dibinə doğru meyilli olması bəzən

terrasi ilk relyefi üçün xarakter olan əlamətdir. Bu meyllilik bəzən kiçik pillələrlə (mikroterrasslarla) mürəkkəbləşir. Bu isə çay yatağının bir sahildən başqa sahələ mürəkkəbləşməsi ilə əlaqədardır. E.Şapuy bu cür terrasları **poligenetik** terraslar adlandırmağı təklif etmişdir.

Yamaclardan terrasi səthinə çıxan dərəcəklər öz çıxış yerlərində gətirmə konuları yaradaraq, terrasi morfologiyasını xeyli mürəkkəbləşdirir. Sürüşmələr, uçqun, karst və s. təbii proseslər terrasların səthini xeyli mürəkkəbləşdirir.

Yataq meandrlarının axın aşağı mürəkkəbləşməsi və dərəcə düşməsi nəticəsində «**kəsilmiş**» terraslar əmələ gəlir. Bu terraslar yerli şəraitdən asılı olaraq çay dərəcəsinin yalnız bəzi sahələrində əmələ gələn yerli terrasların bir növüdür. Yerli terrasların bundan əlavə aşağıdakı növləri də vardır: 1) bənd terrasları; 2) uzununa profilin astanaları ilə əlaqədar olan terraslar.

Birinci tip terraslar—çayın yatağında sürüşmələr, uçqunlar, lava axınları, morenlər vasitəsilə bəndlərin əmələ gəlməsi, bənddən yuxarı allüvi toplanması və sonralar çayın həmin bəndi kəsərək dərəcə düşməsi nəticəsində əmələ gəlir. İkinci tip terraslar— çay yatağında üzə çıxan və çox çətin yuyulan möhkəm süxurların bənd əmələ gətirdiyi yerdən yuxarıda, akkumulyasiya proseslərinin canlanması nəticəsində əmələ gəlir.

Yerli terraslar hec bir kənar qüvvənin təsiri olmadan çayın normal inkişafı ilə əlaqədar olaraq əmələ gələ bilər. Belə terraslar çayda suyun miqdarının fəsillər üzrə təbəddüdü, sülb axımının dəyişməsi və deltalarda çay qollarının su rejiminin dəyişməsi nəticəsində yaranır.

Çayın fəaliyyətinə və terrasların əmələgəlməsinə təsir edən amillər

Çayda suyun miqdarının dəyişməsi. Bu, qovuşmalar və iqlimin dəyişməsi yolu ilə ola bilər. Y.V.Şanser çay dərəcələrinin inkişafında və terrasların əmələ gəlməsində dördüncü dövrdə iqlimin dəyişməsinə və bununla əlaqədar olan buzlaşmanın rolunu inkar edərək, tektonik hərəkətləri birinci plana çəkir. İ.S.Şukin, Y.V.Şanser bu fikrini əsaslı surətdə rədd edərək, göstərir ki, iqlimin dəyişməsi axım rejiminə təsir etdiyi kimi, aşınma

proseslərinin intensivliyini, çaylara gələn və daşınan qırıntı məhsulunun miqdarını müəyyən etməklə, çayın fəaliyyətinə dolayı yolla da təsir göstərir.

A.Penk və B.Zorgel Alp dağlarındakı müşahidələrinə əsasən çay dərələrinin təkamülündə iqlimin dəyişməsinə xüsusi yer vermişlər. Göstərilən müəlliflərin fikrincə buzlaşma dövründə aşınma prosesləri intensiv sürətlə inkişaf edir. V.Zorgelə görə hər buzlaşmaya allüvial terras müvafiq gəlir. Buzlaşmalararası və buzlaşmadan sonrakı dövrlərdə isə aşınma məhsulu azalır və çaylar dərininə kəsilməyə başlayır.

Qeyd etmək lazımdır ki, A.Penk və V.Zorgelin fikri yalnız dağ çaylarına aiddir. Düzenlikdə yamacların meyli o qədər az olur ki, aşınma məhsulu bütünlüklə çaylara gəlib çıxmır.

Eroziya bazisinin dəyişməsi. Bu hadisənin çay dərələrinin inkişafına təsiri haqqında yuxarıda danışıldığından burada bəhs edilmir.

Tektonik hərəkətlər öz xüsusiyyətlərindən asılı olaraq terrasların morfologiyasına müxtəlif dərəcədə təsir edir. Hövzənin bütünlüklə və eyni tərzdə qalxması, eroziya bazisinin alçalması, eroziya proseslərinin güclənməsinə və mənəbdən mənbəyə doğru regressiv eroziyanın yayılmasına səbəb olur.

Tektonik hərəkətlər ritmik xarakter daşıdıqda terraslar əmələ gəlir. Hərəkətlərin zəiflədiyi vaxt akkumulyasiya prosesləri üstünlük təşkil edir və terras səthinin çöküntüləri əmələ gəlir, hərəkətlər gücləndikdə isə çay dərininə kəsilərək terras pilləsi yamacının əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Çayın mənbəi daha intensiv qalxarsa və tektonik hərəkətlər axın aşağı tədricən zəifləyərsə, terrasların nisbi yüksəkliyi də bu istiqamətdə azalır və çox vaxt mənsəbə yaxın yerdə onların səthi bir səviyyədə birləşir. Əgər eyni vaxtda çayın mənsəbi çökməyə məruz qalarsa, daha qədim terrasların səthi cavan terras çöküntüləri ilə örtülər.

Çayın bütün hövzəsi qalxdığı zaman, qalxma amplitudu mənsəbdə daha çox olarsa, çayın dərininə kəsilməsi aşağıdan başlayıb, tədricən yuxarıya doğru artır. Ona görə terrasların maksimal yüksəkliyi mənsəbə yaxın sahələrdə yerləşir.

Çay dərəsi qalxmaqda olan antiklinal və çökməkdə olan

sinklinal qırışıqlar vasitəsilə köndələninə kəsilsə, çay terrasları deformasiyaya uğrayır. Sinklinal sahədə intensiv akkumulyasiya gedir, dərinlik eroziyasını yan eroziya əvəz edir, dərə genişlənir və çox vaxt daha qədim terraslar cavan allüvial çöküntülərlə örtülür. Antiklinal qırışq sahəsində isə dərinlik eroziyası güclənir, yan eroziya zəif gedir, dərə daralır. Möhkəm süxurlar üzə çıxırsa, astanalar və şlalələr əmələ gəlir. Terraslar burada maksimal yüksəkliyə malik olub, çay aşağı və yuxarı alçalır.

Dərəni kəsib keçən tektonik pozulmalar da terrasların quruluşuna və yüksəkliyinə təsir edir.

Çay dərələrinin geomorfoloji quruluşunun ən maraqlı məsələlərindən biri də, onların getdikcə daralmasıdır. K.Kayzer, V.M.Devis və başqalarının fikrincə çay dərinləşdikcə onun enerjisi tədricən uzanan yüksək yamaclardan gətirilən çoxlu qırıntı məhsulların daşınmasına sərf edilir. Buna görə də çayda yan eroziya zəifləyir və o öz dərəsini genişləndirə bilmir.

İ.S.Şukin yuxarıdakı alimlərin fikrini rədd edərək göstərir ki, bu hal bütün çay dərələri üçün bir qanun ola bilməz. Bəzən yeni əmələ gələn dərənin eni qədim dərəninkindən artıq olur. Belə olduqda qədim dərənin allüvial dibi bütünlüklə yuyulur və onun izi relyefdə heç qalmır. Yeni əmələ gəlmiş dərə qədim dərəyə nisbətən dar olduqda terraslar da müşahidə edilmir. Bəzən isə Ber-Barbine qanununa əsasən və litoloji-tektonik səbəblərdən çay qədim dərənin allüvial dibini bir tərəfdə terras şəklində qoyaraq, o biri sahələ miqrasiya edir və yeni dərə bu sahilin yamacının yuyulması nəticəsində əmələ gəlir.

Birbaşa dənizə və gölə tökülən çayların terrasları öz mənsəblərində həmin dəniz və göllərin terrasları ilə uzlaşır. Belə olduqda tərkibində dəniz faunası qalıqları olan dəniz terrasları vasitəsilə çay terraslarının və onların vasitəsilə də çayın yuxarılarında müşahidə edilən başqa erozion relyef formalarının (düzləmə səthlərinin, morenlərin və başqa buzlaq relyef formalarının və s.) yaşı müəyyən edilir. Bu, ərazi relyefinin inkişaf tarixini öyrənmək məsələsini xeyli asanlaşdırır.

Yuxarıda göstərilənlərdən görüldüyü kimi, çay dərələrinin geomorfoloji quruluşu və inkişaf tarixi çay şəbəkəsinin inkişaf xüsusiyyətləri, iqlimin dəyişkənliyi, tektonik hərəkətlər və çay-

ların töküldüyü okean, dəniz və göllərin səviyyəsinin tərəddüdü ilə əlaqədardır.

Dərələrin asimmetrikliyi

Yamacları müxtəlif meylliyə və quruluşa malik olan dərələrə **asimmetrik** dərələr deyilir. Dərələrin asimmetrikliyi sahənin geoloji quruluşunun, səthə çıxan süxurların litoloji tərkibinin, yamaclarda gedən denudasiya proseslərinin və çayın özünün eroziya fəaliyyətinin müxtəlifliyi ilə müəyyən edilir.

Dərələrin asimmetrikliyinə birinci dəfə 1763-cü ildə M.V.Lomonosov diqqət yetirmişdir. Rus alimi P.Pallas Rusiyaya səyahətindən sonra qeyd edir ki, Volqa, Ob, Yenisey, Lena və başqa çayların sağ sahilləri dik və hündür, sol sahilləri isə alçaq və meyllidir.

1789-cu ildə fransız mühəndis-hidroloqu De-Lambardi Normandiyada apardığı müşahidələr nəticəsində müəyyən etmişdir ki, yağış gətirən küləklərin istiqamətinə perpendikulyar axan çayların küləkdöyən yamacları dik, əks yamacları isə meyllidir.

XIX-XX əsrlərdə çay dərələrinin asimmetrikliyinə aid bir sıra nəzəriyyələr söylənilmişdir ki, bunları da aşağıdakı qruplara bölmək olar: 1) planetar; 2) iqlim; 3) struktur; 4) topoqrafik və 5) hidrodinamik.

Planetar nəzəriyyə. Bu qrupa yuxarıda adını çəkdiyimiz Ber-Babine nəzəriyyəsi daxildir. Rus alimi Berin fikrincə Yerin öz oxu ətrafında fırlanması nəticəsində çayların Şimal yarımkürəsində sağ sahili, Cənub yarımkürəsində isə sol sahili dik olur. Berin fikrincə bu yalnız meridian istiqamətində və ona yaxın istiqamətdə axan çaylara aid edilə bilər. Sonradan fransız Babine sübut etmişdir ki, bu qanun axım istiqamətindən asılı olmayaraq bütün çaylara aiddir. Buna görə də, bu qanun Ber-Babine qanunu adlanır.

İqlim nəzəriyyəsi. Bu nəzəriyyəyə yuxarıda adını çəkdiyimiz De-Lambardinin nəzəriyyəsi daxildir. Sonralar alman alimi A.Penk və fransız alimləri L.A.Fabr və Y.Marşan da bu nəzəriyyənin tərəfdarı olmuş və onu inkişaf etdirmişlər. Lakin V.Gilber bunun əksinə olaraq, sübut etməyə çalışmışdır ki, yağış gətirən hakim küləklərin döyüldüyü yamac, De-Lambardi və başqa

müəlliflərin dediyi kimi, dik yox, meylli olacaqdır (eroziya daha gərgin inkişaf etdiyinə görə).

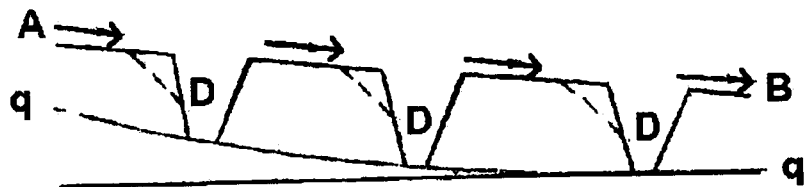
Struktur nəzəriyyə. Çay dərələri monoklinal yatıma malik olan süxur laylarını uzununa kəsirsə, layların yatım istiqamətinə uyğun olan yamaclar meylli, layların «başı» kəsilən yamaclar isə dik olacaqdır. Bu cür dərələrə Krım dağlarının şimal yamaclarında, Şimali Qafqazda, Dağıstanda və b. yerlərdə müşahidə edilən **subsekvant** dərələr misal ola bilər.

Əgər tektonik pozulma nəticəsində eroziyaya davamlı və davamsız laylar pozulma xətti üzrə eyni səviyyədə yerləşirsə, davamsız laylar üzə çıxan yamac meylli, davamlı layları çılpalaşmış yamac isə nisbətən dik olacaqdır.

Topoqrafik nəzəriyyə. Hələ 1898-ci ildə Qazan Universitetinin professoru A.B.Neçayev Kama çayı hövzəsində bir sıra çay dərələrinin asimmetrik quruluşa malik olmasını yamaclarda səth axımlarının müxtəlifliyi ilə izah etməyə çalışmışdır.

Sonralar A.A.Borzov Penza, Kiyev və s. vilayətlərin ərazisində apardığı müşahidələr nəticəsində A.V.Neçayevin ideyasını əsaslandırıb və inkişaf etdirmişdir. Ona görə də ədəbiyyatda bu nəzəriyyə son vaxtlar Neçayev-Borzov nəzəriyyəsi adlanır.

Bu nəzəriyyəyə görə ərazinin ümumi meyl səmtinə şaquli və ya buna yaxın istiqamətdə kəsilmiş çay dərələrində səthi meyl səthinə uyğun gələn yamaclarda sutoplayıcı sahə geniş, eroziya prosesləri (xüsusən səth axım) güclüdür. Buna görə də yamaclar meylli, əks yamaclar isə dik olacaqdır (şəkil 13).



Şəkil 13. A.A.Berezova görə asimmetrik dərələrin əmələ gəlməsi: A-B - ilk maili düzənlik; Z-düzənliyə kəsilmiş əsas çay dərəsi; D-çayın əsas qollarının dərələri. Ox suayırıcı sahələrdə axımın istiqamətini göstərir.

Hidrodinamik nəzəriyyə. Bu sahədə yalnız B.Qor-yunov və J.Bryunovun nəzəriyyəsi məlumdur. Müəlliflərin fikrincə çay suyu öz axımında maneəyə təsadüf edərkən burulqan

əmələ gətirir və su Şimal yarımkürəsində çayın kəna-rında saat əqrəbinin hərəkətinə əks istiqamətdə, dairə üzrə hərəkət edir. Buna görə də sağ sahillər yuyulur, dik və sıldırımlı olur.

Şəlalələr və astanalar

Eroziyaya davamlı süxurlar müvafiq şəraitdə çayın yatağında sıldırım pillə əmələ gətirir və çayın suyu böyük sürətlə bu pillədən aşağı tökülür. Çay yatağının bu sahələri **şəlalə** adlanır. Əgər pillə sıldırım və dik olmayıb, müəyyən dərəcədə meyilli olarsa, buna **astana** deyilir.

Şəlalədən aşağıda tökülən çay suyu pillənin dabanında böyük sürətlə dairə şəklində hərəkət edir və burada çuxur əmələ gətirir. Çuxur böyüdükcə şəlalə pilləsini əmələ gətirən süxurlar öz əsasını itirir və uçmağa başlayır. Əgər şəlaləni əmələ gətirən davamlı süxurlar üfüqi vəziyyətdə yatırsa və onların altında yatan laylar kövrək süxurlardan ibarətdirsə (Niaqara şəllaləsində olduğu kimi) bu proses daha gərgin gedir və şəlalə pilləsi tədricən çay yuxarı miqrasiya edir.

Şəlalə bəzən şaquli tektonik çatlar müşahidə edilən sahələrdə dərinlik eroziyasının çox gərgin getməsi nəticəsində əmələ gəlir. Buna Zambezi çayı üzərində yerləşən Viktoriya şəlaləsini misal göstərmək olar.

Şəlalələr çay dərəsi yamaclarında sürüşmələr və uçqunlar nəticəsində yataqda bəndlərin əmələ gəlməsi ilə də əlaqədardır.

Dördüncü dövrdə materik buzları ilə örtülmüş sahələrdə (Kanada, Skandinaviya, Sibir) şəlalələrə və xüsusən astanalara çox təsadüf edilir.

Şəlalələr və astanalar dərənin tektonik pozulma xəttini kön-dələninə kəsib keçdiyi yerlərdə, düzənliklərdə meandr mah-mızının qırıldığı sahələrdə də müşahidə edilə bilər.

Morfoqrafik xüsusiyyətlərinə görə şəlalələri iki əsas qrupa bölmək olar: 1) eni hündürlüyündən çox olan (Niaqara şəlaləsi və b.); 2) hündürlüyü enindən çox olan (Kaliforniyada İosemit dərəsin-dəki şəlalə və s.) şəlalələr.

Yerdə qalan başqa şəlalə və astana növləri bu iki əsas növ arasındakı keçid formaları təşkil edir.

Çay dərələrində göl çökəkliklərinə oxşar genişliklər

Dördüncü dövrdə materik buzlaşmalarına məruz qalmış sahələrdə (MDB-nin Avropa hissəsinin şimal-qərbi, Finlandiya, Kanada və s.) çay dərələri bəzən birdən-birə genişlənir və çay yatağı meandr əyriləri əmələ gətirərək, dərənin yastı, geniş və çox vaxt bataqlıqlaşmış dibi ilə axır. Çayın yatağı dərənin dibini dərinləşdirmir və çay yalnız yan eroziyanı inkişaf etdirir.

Bu cür dərələr birinci dəfə V.V.Dokuçayev tərəfindən Dnepr, Volqa və Şimali Dvina çaylarının yuxarılarında müşahidə edilmiş və onların təsviri verilmişdir. V.V.Dokuçayevin fikrincə dərələrin genişlənmiş sahələri dördüncü dövr ərzində Rusiya düzənliyinin şimal-şərq hissəsini tutmuş materik buzlaqlarının kənarlarında əmələ gələn keçmiş göllərin dibidir.

Çay dərələrində bu cür genişliklərə dağ çaylarında da təsadüf edilir. Lakin bu genişliklər genetik cəhətdən birincilərdən tamamilə fərqlənir. Bu tip dərələr Böyük Qafqazın qərb hissəsində geniş yayılmışdır. Bu xalq arasında **t a l a** (polyana) adlanır (Mzımta çayı üzərindəki Krasnaya Polyana və s.). Dağlarda bu dərələrin çay yataqları düzənliklərdən fərqli olaraq dərininə kəsilir. Genişliklər sahəsində dərənin dibi, adətən, çay yatağından 20-40 m yüksəklikdə yerləşir və 600-800 m-ə qədər eni olan terras şəklində çay boyunca uzanır.

Dağ çaylarında müşahidə edilən bu genişliklər bəzi hallarda göllərin dibi olmuşdur. Əksər hallarda isə onlar dərənin bu sahəsinin tektonik quruluşu və süxurların litoloji tərkibi ilə əlaqədardır.

XIV FƏSİL

EROZİON RELYEF FORMALARI

Çay-dərə sistemi, çay hövzələri və suayırıcıları. Təbiətdəki kiçik çaylar birləşərək nisbətən böyük çayları, onlar da birləşib daha böyük çayları və çay sistemlərini (şəbəkəsini) əmələ gətirir. Hər bir çay sisteminin əsas çayı olur. Qalanları isə onun qollarını təşkil edir.

Çay sisteminə əsas (baş) çayın təyin edilməsi haqqında müxtəlif fikirlər mövcuddur. Bəzən hövzədə ən uzun, yaxud da hövzəsi alçaqda yerləşən çayı əsas çay kimi qəbul edirlər. İ.S.Şu-

kinin və başqa müəlliflərin fikrincə, əsas çayı onun uzunluğuna, sululuğuna, enliyinə, axım istiqamətinə və s. görə müəyyən etmək olmaz. Onun fikrinə görə hövzədəki ən qədim çay əsas çay hesab edilməlidir.

Çay sistemləri müstəqil və qeyri-müstəqil çaylara ayrılır. Müstəqil çaylar birbaşa okeana və gölə tökülən çaylara, qeyri-müstəqil çaylar isə başqa, daha böyük çaylara tökülən çaylara deyilir. Müstəqil çaylar bəzən deltalarının genişlənməsi nəticəsində bir-biri ilə birləşir.

Hazırda Mesopotamiya düzənliyində birləşib, Şat-Əl-Ərəb çayını əmələ gətirən Dəclə və Fərat çayları vaxtilə müstəqil çaylar kimi İran körfəzinə tökülmüşlər.

Kür və Araz çayları da vaxtilə müstəqil olaraq Xəzər dənizinə tökülmüşlər. Bu cür çay şəbəkəsində əsas çayı müəyyən etmək çətin olur.

Bəzən təbiətdə bu hadisənin əksini də müşahidə etmək olur. Əvvəllər birlikdə axan çaylar sonradan müstəqil çaylara çevrilir. Buna, çayın deltasında külli miqdarda gətirmə məhsullarının akumuliyası (İtaliyada Po və Eç çayları), iqlimin quraqlaşması, çay qovuşmalarının baş verməsi və suvarma işlərinin geniş inkişaf etməsi nəticəsində çay suyunun azalması səbəb ola bilər. Həmin səbəbə görə də hazırda Zərəfşan və Kaşka-Dərya çayları Amudərya, Çu və Sarısu çayları Sırdəryaya çatmır.

Dərə sistemi, demək olar ki, tamamilə çay sisteminin quruluşuna uyğun gəlir. Çay və dərə şəbəkəsinin yerləşməsi relyefin xüsusiyyətlərindən əlavə ərazinin geoloji quruluşu ilə də əlaqədardır. Bir çox hallarda çaylar daha kövrək süxurların səthə çıxdığı sahələrdə, yaxud da tektonik çatlar boyunca yerləşmiş olur.

Ümumiyyətlə, çay şəbəkəsinin yerləşməsi ərazinin geoloji quruluşu və tektonik hərəkətlərin rejimi ilə sıx əlaqədardır. Bu, xüsusən cavan qırıxıq və faylı-qırıxıq dağlarda, həmçinin platformalarda yaxşı müşahidə edilir.

Çay sistemlərini əsas çayın, birinci və ikinci dərəcəli qolların yerləşməsinə görə aşağıdakı qruplara bölmək olar.

Ağacabənzər çay sistemi (Amerika müəlliflərinin **insekvent** çayları) əsas çay və birinci, ikinci dərəcəli qolların mürəkkəb və qaydasız şəkildə yerləşməsi ilə səciyyələnir. Bura-

da axım istiqamətinə görə hakim rol oynayan çayları müəyyən etmək mümkün deyildir. Bu cür çaylar, süxurları böyük sahələrdə eyni litoloji tərkibə malik olan və üfüqi yatan platformalarda müşahidə edilir.

Lələkvarı çay sistemində qollar hər iki tərəfdən simmetrik olaraq düz və iti bucaq altında əsas çaya qovuşur. Bu cür çaylara cavan qırıxıq dağların uzununa dərələrində təsadüf edilir. Buna misal olaraq Pamir-Alay dağlarındakı Zərəfşan və Tyan-Şan dağlarındakı İli çayını misal göstərmək olar.

Şəbəkə şəkilli çay sistemi qırıxıq dağlar (Himalay, Hindiquş, Tyan-Şan, And və s.) üçün səciyyəvidir. Burada çaylar həm uzununa (sinklinal dərələr ilə) həm də suayırıcı silsilələri və tirələri kəsib birləşən köndələn dərələrlə axır.

Paralel çay sistemi dəniz suları altından nisbətən təzə çıxan maili sahil düzənliklərdə müşahidə edilir. Burada çaylar və dərələr yalnız konsekvant xarakter daşıyır, subsekvant çay və dərələrə isə təsadüf edilmir¹.

Radial çay sistemi başlıca olaraq iri vulkan konuslarında və qalxanvarı dağ massivlərində təsadüf edilir.

Halqavarı çay sistemi Şimali Amerikada kəskin denudasiya proseslərinə məruz qalmış və özülünə qədər parçalanıb dağılmış günbəzvarb antiklinal qalxmalarda müşahidə edilir. Çaylar üzə çıxan daha kövrək süxur layları boyunca axaraq bir və ya bir neçə halqavarı dərə əmələ gətirir.

Çayın bütün qollarının və onların yamaclarının yerləşdiyi sahə **sutoplayıcı hövzə** adlanır. Böyük çayların sutoplayıcı hövzələrinin sahəsi bir neçə milyon kvadrat kilometrə çatır.

Çay hövzələri bir-birindən suayırıcı xətlərlə ayrılır. Suayırıcılar müxtəlif ola bilər: 1) əsas suayırıcı müxtəlif istiqamətdə axan çaylar arasında yerləşir; 2) yan, yaxud ikinci dərəcəli suayırıcı eyni istiqamətdə axan iki çayın arasında yerləşir; 3) sutoplayıcı suayırıcı bir çay hövzəsini hər tərəfdən əhatə edir.

Ən böyük suayırıcıları materik suayırıcılarıdır. Bunlar materikin tamamilə başqa okean və dənizlərə axan çayları arasında

¹ Konsekvant çaylar səthin və onu təşkil edən süxur laylarının yatım istiqamətində, subsekvant çaylar isə onlara perpendikulyar istiqamətdə axan çaylardır.

yerləşirlər. Buna Amerikada Kordilyer-And, Avropada Pireney-Alp-Karpat, Asiyada Hindiquş, Pamir, Tyan-Şan və Altay-Sayan-Baykal dağ sistemlərini misal göstərmək olar.

Çay qovuşmaları və çay sisteminin inkişafı

Çay repressiv eroziya fəaliyyəti ilə mənbəyə tərəf öz uzunluğunu daim artırır və bir çox hallarda suayırıcını yararaq qonşu çay sisteminə keçir və onun qollarını öz hövzəsinə birləşdirir. Təbiətdə bu cür hadisələr **qovuşmalar** adlanır.

Qovuşmalar xüsusən dağlıq ölkələrdə çox baş verir. Öz yatağını daha sürətlə dərinləşdirən çaylar zəif dərinləşdirən çayları özünə qovuşdurur. Beləliklə, çay yatağını (dərəsini) uzadır və suyunu çoxaldır.

Çay dərələrinin yüksəkliyinin müxtəlif olması qovuşma üçün əsas sərtidir. Bu da aşağıdakı amillərdən asılıdır: 1) eroziya bazislərinin müxtəlif yüksəkliyə malik olması; 2) dərələrin yaşının müxtəlifliyi (adətən, qədim dərə daha dərinə düşmüş olur); 3) çayda suyun miqdarı (sulu çay daha çox erozion fəaliyyətdə olur); 4) süxurların eroziyaya davamlılığı; 5) tektonik hərəkətlərin xarakteri və sürəti; 6) dərənin bütünlükdə ekspozisiyası və s.

Qovuşma əsasən iki cür olur: səthi və yeraltı qovuşma. Suayırıcını təşkil edən süxurlar sukeçirən və karbonatlı olmadıqda səthi qovuşma baş verir.

Səthi qovuşmalar genetik cəhətdən üç növə ayrılır: 1) yandan qovuşma; 2) mənbə qovuşması; 3) yaxınlaşma qovuşması.

Yandan qovuşma, qovuşduran çayın mənbəyinin qovuşan çayın yatağına yandan düzbucaq altında yanaşması nəticəsində baş verir. Mənbə qovuşması qovuşduran çayın repressiv eroziyası nəticəsində baş verir. Yaxınlaşma qovuşması isə çay yataqlarının bir-birinə çox yaxınlaşması və nəhayət, qarışması nəticəsində baş verir.

Birinci və ikinci növ qovuşmalar, adətən, dağlıq ölkələrdə, üçüncü növ qovuşma isə düzənliklərdə müşahidə edilir.

Morfoloji cəhətdən qovuşmalara bənzəyən, lakin genetik cəhətdən onlardan tamamilə fərqli olan, çayın öz yatağını tərk edərək, tektonik çökmə nəticəsində alçağa düşən qonşu dərəyə axmasını (Dəvəbatançayın yerində olan qədim çayın müasir Əyriçay dərəsi ilə Göyçaya axması) və uçqun, sürüşmələr, lavalar vasitəsi-

lə qarşısında bənd yaradılan çayların daşaraq, qonşu dərəyə axması hallarını əsil qovuşma hadisələrindən fərqləndirmək lazımdır.

Çayın yatağında intensiv akkumulyasiya getdiyi zaman müxtəlif səbəblərdən asılı olaraq çayların bifurkasiya etməsi (ikiləşməsi) müşahidə olunur. Əmələ gələn qolların hərəsi bir çay sisteminə axır. Buna Venesueladakı Orinoko çayının iki sərbəst çaya cevrilməsi misal ola bilər. Əmələ gələn qolun biri Amazon çayının Rio-Negro qoluna tökülür.

Bifurkasiya hadisəsi Böyük Qafqazın Azərbaycan hissəsinin cənub yamaclarından axan çaylarda - Qanıx-Əyriçay depressiyasında yaxşı müşahidə olunur. Məsələn, Dəmir-aparançay iki qola ayrılır, bir qolu Türyançay, o biri isə Göycaya tökülür. Filfilə çayının bifurkasiya nəticəsində əmələ gətirdiyi qollar isə Türyançay və Əlincəçay sistemlərinə qovuşur.

Yeraltı qovuşmalar sukeçirici, çatlı və karbonatlı süxurlardan (qum, kövrək qumdaşı, konqlomerat, əhəngəsi, tuf) təşkil olunmuş suayırıcılarda müşahidə edilir. Dərəsinin dibi yüksəkdə yerləşən çayın yatağında bu süxurlar üzə çıxdığı yerlərdə çayın suyu ya bütünlüklə, yaxud da onun bir hissəsi bataraq dərəsinin dibi alçaqda yerləşmiş qonşu çaya axır. Bu cür qovuşmaya ən gözəl misal Dunay çayı ilə Reyn çayının arasında olan yeraltı qovuşmanı göstərmək olar. Reyn çayının kiçik bir qolu əhəngdaşlarından keçərək Dunay çayına tökülür. Belə qovuşamalara ən çox Balkan yarımadasında Yuqoslaviya ərazisində rast gəlinir.

İki tərəfi açıq (yarma) dərələr

Dağətəyi düzənlik, yaxud xeyli hamarlanmış alçaq dağlıq sahə ilə axan çaylar bəzən öz aşağılarında yatağı perpendikulyar istiqamətdə kəsən antiklinal tirə və silsilələri kəsərək, dar və dərin dərələr əmələ gətirir. Burada çayın dərəsi öz morfoloji xüsusiyyətlərinə görə tənqiyə çox oxşayır. Lakin genetik cəhətdən müstəqil bir dərə tipi kimi «**iki tərəfi açıq dərə**» adlanır.

Bəzən çayın kəsib keçdiyi tirə o qədər qısa olur ki, çayın nə üçün onu yanlardan dolanıb keçməməsi insanı şübhələndirir.

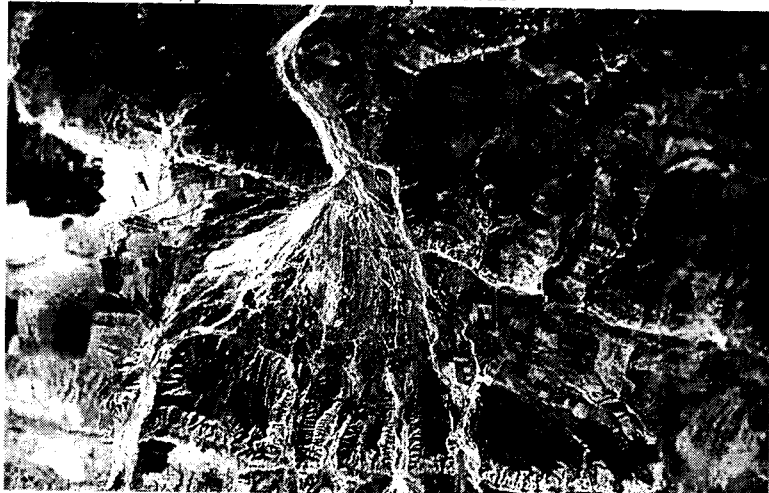
İki tərəfi açıq dərələrin əmələ gəlməsi haqqında bir sıra nəzəriyyələr vardır.

Tektonik çatlar nəzəriyyəsi. Keçən əsrin ortala-

rına qədər bütün çay dərələrinin yer qabığındakı çatlar boyunca əmələ gəlməsi haqqında nəzəriyyə hakim mövqe tuturdu. Bu nəzəriyyəyə əsasən iki tərəfi açıq dərələrin mənşəyi bu çatlarla əlaqələndirilirdi. Sonralar çayın öz erozion fəaliyyəti nəticəsində dərələrin əmələ gəlməsi və iki tərəfi açıq dərələrin çox yerdə çatlara uyğun gəlməməsi sübut edildi. İki tərəfi açıq dərələrin bir qismi antiklinal tirə və silsilələri köndələninə kəsir və çatlara uyğun gəlir.

Yeraltı karst nəzəriyyəsi. Bu nəzəriyyəyə görə iki tərəfi açıq dərələr karbonatlı süxurlarda əmələ gələn, bir xətt boyunca yerləşən, yeraltı başlıqlarla birləşən karst formalarının və onların tağlarının uçub dağılması nəticəsində əmələ gəlir. Bu cür dərələrə İsveçrədə Yura dağlarının cənub-qərb yamaclarında təsadüf edilir.

Antesedent nəzəriyyə. Qırıxıq və faylı dağların ətəklərində çaylar qalxmaqda olan antiklinal tirə, silsilə və iki tərəfdən tektonik faylarla pozulmuş qaymaları kəsərək, dərin, dar, iki tərəfi açıq dərələr əmələ gətirir. Belə halda çay dərələri onların kəsdikləri qırıxıq dağlara və qaymalara nisbətən qədim olur və çayların dərininə kəsilmə sürəti ya tektonik qalxmanın sürətinə bərabər, yaxud da ondan çox olur.



Şəkil 14. Girdimançayın gətirmə konusu və Qaraməryəm tirəsini kəsən antesedent dərələr.

Bu yolla əmələ gələn iki tərəfi açıq dərələr **antesedent** dərələr adlanır. Azərbaycanda Böyük Qafqazın cənub yamaclarından axan çayların Acınohur öndağlarını, xüsusən Girdimançayın Qarameryəm tirəsini kəsib keçdiyi yerdə əmələ gətirdiyi dərələr buna ən gözəl misal ola bilər. Bu dərələrdə antiklinal tirələrin qalxması ilə çayların dərininə kəsilməsi cyni vaxtda baş verir.

Göl nəzəriyyəsi. Çay yataqlarını köndələn kəsən antiklinal tirələr çox intensiv sürətlə qalxarsa, çay bu tirələri kəsib keçə, yaxud da dolana bilmir və yatağın bu hissəsində göl əmələ gəlir. Gölün səviyyəsi o qədər qalxır ki, su tirənin ən alçaq yerində özünə yol açaraq axmağa başlayır. Tirənin üzərində əmələ gələn yataq, eroziya bazisi alçaqda yerləşdiyindən intensiv kəsilməyə başlayır. Dərininə kəsilmə prosesi yeni yataq gölün dibi səviyyəsinə çatanadək davam edə bilər. Belə olduğu halda antiklinal tirədə iki tərəfi açıq dərə əmələ gəlir və göl tamamilə qurumağa başlayır. Çay bütün dərə boyu öz yatağını dərinləşdirdikdə keçmiş gölün dibinə kəsilir və göl çöküntüləri terras şəklində yatağın kənarlarında qalır.

Regressiv eroziya nəzəriyyəsi. Dağlar tektonik qalxmaya məruz qaldıqca çay yataqlarının meyli artır və buna uyğun olaraq regressiv eroziya qüvvətlənməyə başlayır. Belə şəraitdə köndələninə axan çaylar öz mənbələrində suayırıcılarını kəsərək, uzununa çay dərəsinə çatır və həmin yerdə iki tərəfi açıq dərələr əmələ gətirir.

Epigen etik nəzəriyyə. Bu termini F.Rixthofen təklif etmişdir. Təsəvvür edək ki, qırıxıqlarda toplanmış süxurlardan təşkil olunmuş və kəskin parçalanmış ərazi yenidən dəniz suları altına keçir və üfüqi vəziyyətdə yatan cavan süxur layları ilə örtülür. Sonradan ərazi yenidən qalxmaya məruz qalarsa və dəniz sularından azad olarsa, həmin ərazidə əmələ gələn və onun səth meylinə uyğun olaraq axan çay şəbəkəsi üfüqi yatmış, yaxud alt qırıxıq qatdan fərqli olaraq başqa istiqamətdə zəif qırıxmış üst örtük süxurlarını kəsməyə başlayacaqdır. Bu örtük tədricən yuyulduqdan sonra çay qədim relyefin dərələrindən və o cümlədən iki tərəfi açıq dərələrdən istifadə etməyə başlayacaqdır. Bu cür çay dərələrinə epigenetik dərələr deyilir.

V.Gilberin fikrincə epigenetik dərələrin əmələ gəlməsi üçün ərazinin ikinci dəfə dəniz suları ilə örtülməsi və əmələ gələn

üfüqi yatmış süxurlarla örtülməsi vacib deyildir. Epigenetik dərələr peneplənməmiş dağlar yenidən qalxmağa başlayarkən də əmələ gələ bilər.

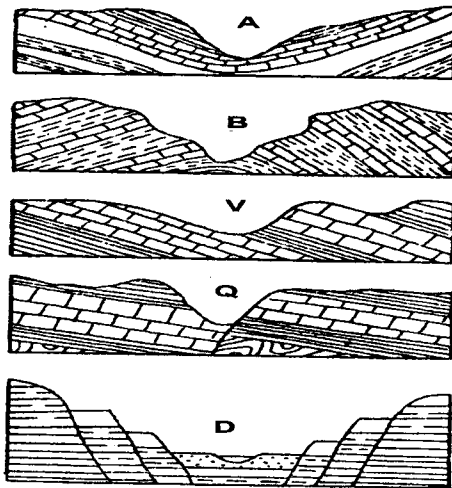
Dərələr və tektonika

Süxur laylarının üfüqi vəziyyətdə yatdığı və süxurların litoloji təkibinin eyni olduğu böyük sahələrdə çay dərələri axım istiqamətinə görə çox müəkkəb və müxtəlif olmaqla tektonik struktur ilə heç bir əlaqədə olmur. Bu cür dərələr A.Penkin terminologiyasına uyğun olaraq **neytral**, yaxud **atektonik** dərələr adlanır.

Qırıq, monoklinal və qayma strukturlu dağlarda dərələr geoloji struktur ilə sıx əlaqədə olur. Dərələri tektonik strukturların istiqamətinə nisbətən yerləşməsinə görə üç tipə ayırmaq olar: uzunun, köndələn və diaqonal dərələr.

Bu dərələr tək tektonik strukturlarla əlaqəsinə görə yox, morfoloji quruluşuna görə də bir-birindən fərqlənir.

Uzununa dərələr öz növbəsində aşağıdakı növlərə ayrılır: 1) **sinklinal**; 2) **monoklinal**; 3) **antiklinal**; 4) **tektonik sınma boyunca yerləşən dərələr**; 5) **qraben dərələr** (şəkil 15).



Şəkil 15. Uzununa tektonik dərələrin növləri.

A-sinklinal; B-antiklinal; V-monoklinal;
Q-tektonik sınma boyunca yerləşən dərə; D-qraben dərə.

1. Sinklinal dərələrin dibi sinklinal strukturların ox xəttinə uyğun gəlir. Bu dərələrin genişliyi, yamaclarının meylliği, simmetrikliliyi və başqa morfoloji xüsusiyyətləri sinklinal qırıqğın formasından asılıdır. Qeyd etmək lazımdır ki, çayın erozion fəalliliyi və başqa denudasiya prosesləri sinklinal qırıqğın formasını xeyli dəyişdirir.

2. Antiklinal dərələr antiklinal qırıqların tağ hissəsində əmələ gəlir. Dərənin hər iki yamacında süxur layları dərədən kənarlara doğru yatır. Ona görə bu dərələrin yamacları dik olur.

Məlumdur ki, ilk tektonik relyefdə çay dərələri sinklinal qırıqlara uyğun gəlir. Bir çox hallarda antiklinal qırıqların tağı kəskin qalxma prosesləri nəticəsində gərgin surətdə əyilməyə məruz qalır. Laylar bu gərginliyə davam edə bilməyib çatlamağa başlayır. Denudasiya bu prosesləri daha da gücləndirir. Eyni zamanda qırıqğın kənar yamaclarında mövcud olan kiçik köndələn çaylar sinklinal qırıqğın dibindəki çay dərəsinə axır.

Vaxt keçdikcə antiklinal qırıqların tağındakı çatlar, yarıqlar və nəhayət, dərələr tədricən inkişaf edərək eninə və dərininə böyüməyə başlayır. Antiklinalın kənar yamaclarından sinklinal dərəyə doğru axan çayların meyl bucağı isə get-gedə azalır. Bu proses o vaxta kimi davam edir ki, antiklinal dərə sinklinal dərədən aşağı düşür və axım antiklinalın yamaclarındakı köndələn çayların yataqları vasitəsilə sinklinal dərədən antiklinal dərələrə doğru yönəlir və sinklinal dərələri dağıtmaya başlayır. Nəticədə sinklinal qırıqlar relyefdə ayrı-ayrı yüksəkliklər şəklində qalır. Beləliklə, **inversion** (çevrilmiş) relyef əmələ gəlir.

3. Monoklinal dərələr sinklinal və antiklinal qırıqların qanadlarında əmələ gəlir. Ona görə də, dərənin hər iki yamacında laylar eyni istiqamətdə yatır. Layların yatım bucağından və səthə çıxan layların litoloji cəhətdən müxtəlifliyindən asılı olaraq monoklinal dərələr, adətən, asimmetrik olur.

4. Tektonik pozulma ilə əlaqədar olan dərələr o vaxt əmələ gəlir ki, tektonik sınma və faylar litoloji və möhkəmliyi cəhətdən müxtəlif olan layları eyni səviyyəyə qaldırır. İki müxtəlif layın təmas xətti çay dərələrinin əmələ gəlməsi üçün daha əlverişli olur.

5. Qraben dərələri iki tərəfdən sınma xətləri ilə məhdudlaşan

qaymanın çökməsi nəticəsində əmələ gəlir. Belələrinə Reyn (orta axınında), İordan və Zabaykalyenin bir sıra çaylarının dərələri misal ola bilər.

Köndələn çay dərələri, adətən, müxtəlif litoloji tərkibə malik olan süxur laylarını kəsib keçir. Çay möhkəm süxurları keçərkən kanyonvarı dar və dərin dərələr əmələ gətirir. Dərə o qədər dar olur ki, onun dibi bütünlüklə su ilə örtülür. Yamaclar sıldırım və dik olur. Terraslar əmələ gəlmir. Çayın yatağında şlalə və astanalara təsadüf edilir. Kövrək süxur laylarını keçən yerdə isə dərə genişlənir.

Diaqonal çay dərələri uzununa və köndələn çay dərələri arasında keçid təşkil edir. Fərz edək ki, çay monoklinal şəkildə bir istiqamətdə yatan müxtəlif litoloji tərkibli süxur laylarını diaqonal düz xətt boyunca kəsib keçir. Çay öz yatağını kövrək süxur layları səthə çıxan yerlərdə daha tez yuyub dərinə salır və altıda yatan möhkəm süxurlara çatdıqda çay yatağı möhkəm süxurların səthi ilə aşağı və kənara «sürüşərək» kövrək süxur laylarına tərəf genişlənir. Möhkəm süxurlarda isə çay əvvəlki istiqamətdə dərininə kəsilməkdə davam edir. Nəticədə, diaqonal dərələrdə dirsəkvarı əyrilər əmələ gəlir.

Çay və dərə şəbəkəsinin sıxlığı

Çay və dərə şəbəkəsinin sıxlığı yer üzərində bitki və heyvan aləminin paylanması, qrun sularının yerləşməsində, müxtəlif torpaq növlərinin əmələ gəlməsində, bir sıra yeraltı təbii sərvətlərin üzə çıxmasında və onların yuyularaq ikinci dəfə səpinti halında toplanmasında, yerli iqlim (mikroiqlim) şəraitinin yaranmasında və s. mühüm rol oynayır. Çay və dərə şəbəkəsinin öyrənilməsi kənd təsərrüfatı sahələrinin, sənaye və mədən obyektlərinin yerləşdirilməsində, dəmir və şose yollarının çəkilməsində, hidrotexniki qurğuların tikilməsində, şəhər və kəndlərin salınmasında böyük əhəmiyyət kəsb edir.

Çay və dərə şəbəkəsinin yaranmasında və inkişafında iqlim şəraiti əsas rol oynayır. İqlim amilləri içərisində isə bu şəbəkənin formalaşmasına ən çox təsir edən yağıntıların miqdarıdır. Eyni şəraitdə olan sahələrin hansında yağıntının miqdarı çoxdursa, orada da çay və dərə şəbəkəsi sıx olacaqdır. Çay şəbəkəsinin

sıxlığının formalaşmasında yağıntının təkcə çoxluğu kifayət deyildir. Burada yağmurların rejimi, ay və fəsilər üzrə paylanması, qar və yağış formasında düşməsi də mühüm rol oynayır.

Yağıntılarla yanaşı havanın temperaturu, onun sutkalıq və illik amplitudu da çay və dərə şəbəkəsinin inkişafına təsir göstərir.

Çay və dərələrin inkişafında əsas amillərdən biri də süxurların lotoloji tərkibidir. Sukeçirməyən, kövrək süxurlarda çay və dərə şəbəkəsi daha sürətlə inkişaf edir və sıx olur. Bu cəhətdən allüvial düzənliklər müstəsnaqlıq təşkil edir. Burada süxurlar sukeçirici olduqları halda, qrunut sularının yer səthinə yaxın olması səth axımını artırır, ona görə də çay və dərə şəbəkəsi sıx olur.

Çay və dərə şəbəkəsinin sıxlığına relyefin və bitki örtüyünün də böyük təsiri vardır.

Dağlarda çay və dərə şəbəkəsi, adətən, düzənliklərə nisbətən sıx olur. Burada yağıntının çoxluğu, yamacların dikliyi, denudasiya proseslərinin intensivliyi, qrunut və yeraltı suların bulaqlar şəklində üzə çıxması, süxurların çatlılığı, çılpalığı və ərazinin parçalanması çay-dərə şəbəkəsinin inkişafı üçün əlverişli şərait yaradır.

Lakin dağlıq ölkələr sukeçirən və çətinliklə aşınan süxurlardan ibarət olduqda, çay və dərə şəbəkəsi çox zəif inkişaf edir. Əhəngdaşlarından ibarət olan karst (Yuqoslaviyada) və vulkanogen süxurlardan təşkil olunmuş Cavahet (Gürcüstanda) və Qarabağ (Azərbaycanda) yaylalarını buna misal göstərmək olar.

Ərazinin parçalanması prosesində meşə bitkilərinin mənfi fəaliyyətinin də rolu vardır. Belə ki, meşələr torpaqda rütubətin toplanması üçün şərait yaradır, onda olan rütubəti mənimsəyir və yarpaqların vasitəsilə buxarlandıraraq, qrunut sularının səviyyəsini aşağı salır. Meşələrdə qar tədricən əriyir və onun suyu torpağa hopur. Ona görə də meşələrdə səth axımı zəif olur və ərazi az parçalanır.

Yarğanlar və qobular

Bu tip relyef başlıca olaraq platformalarda yerləşən və qalın kövrək süxurlarla (gillicə, valunsuz moren və s.) örtülmüş təpəli-tirəli yüksək düzənliklərdə, semihumid (yarım rütubətli) iqlimli çöl və meşə-çöl landşaftı şəraitində geniş yayılmışdır. Müvafiq

İqlim və litoloji şəraitdə yarğan və qobular dağlıq ərazidə də inkişaf edə bilər. Yarğan və qobu müvəqqəti axar suların fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlir.

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, erozion relyef formalarından erozion şırım, yarğan, qobu və dərə ardıcıl genetik sıra təşkil edir. Yarğanlar kiçik şırımların inkişafı nəticəsində əmələ gəlir. Yarğanların uzununa profili, adətən (xüsusən ana süxurlar yataqda üzə çıxarkən) astanalı və pilləli olur. Dağətəyində və alçaq dağlarda yarğan yatağının meyl bucağı axım aşağı tədricən azalır və nəhayət, düzənliyə çıxan yerdə eroziya akkumulyasiya ilə əvəz olur.

Yarğanlarda dərinlik eroziyası prosesi çox gərgin keçdiyindən onların yanları dik və sıldırımlı olur. Lakin yamacları müxtəlif denudasiya proseslərinin təsiri altında tədricən hamarlanır və mailləşir. Bununla yanaşı olaraq, yarğanın uzununa profilinin ayrılması da yavaş-yavaş düzəlir və dərinlik eroziyası prosesləri dayanır.

Bu mərhələdən başlayaraq yarğan tədricən qobu formasını almağa başlayır. Yamaclar ot və meşə bitkiləri ilə örtülərək, denudasiya proseslərinə qarşı bir qədər davamlı olur. Yataqda axım çətinləşir və bəzi yerlərdə su dayanaraq bataqlıq yaradır.

Torpaqlardan, örüşlərdən və meşələrdən düzgün istifadə edilməsi, yaxud ərazinin tektonik qalxması və eroziya bazisinin aşağı düşməsi nəticəsində eroziya prosesləri yenidən qüvvətlənə bilər. Belə halda qobunun dibində cavan yarğanlar əmələ gəlir ki, bunlara **dib yarğanları** deyilir. Dib yarğanlarının qrunt və yeraltı sularına çatdığı yerdə qobu–yarğanlar tədricən çay dərsinə çevrilir.

Aparılan müşahidələr və tədqiqatlar göstərir ki, yarğanlar, yamaclar dik, süxurlar kövrək, bitki örtüyü seyrək olan yerlərdə və uzun sürən quraqlıqdan sonra qısamüddətli leysan yağışları olan arid (quru) iqlim şəraitində daha çox yayılır.

Yarğanlar MDB-nin Avropa hissəsində, Orta Asiyanın dağətəyi zonasında, İspaniyada Syerra-Nevada dağlarının şimal ətəklərində və Qvadalkvivi çayı hövzəsində, ABŞ-ın İllinoys, Ayo-va, Alabama, Arizona, Kaliforniya, Cənubi Dakota və Nebraska ştatlarında, Çində lyoss örtüklü Qansu, Şensi və Ordos əyalətlə-

rində geniş yayılmışdır.

Rusiya Federasiyasının Avropa hissəsində yarğanların ən çox inkişaf etdiyi sahələr meşə-çöl və çöl landşaft zonalarında yerləşən Orta Rusiya, Volqaboyu, Yergeni, Stavropol, Ukrayna Respublikasında Volin-Podol yüksəklikləridir. Burada iqlim şəraiti, səthi örtən lyoss və gillicə kimi kövrək süxurlar yarğanların inkişafı üçün çox əlverişli şərait yaradır. Yarğanlar başlıca olaraq yazda qar örtüyü intensiv əriməyə başladığı zaman inkişaf edir.

Azərbaycan Respublikasında yarğanlar Ceyrançöl-Acınohur, Qobustan, Naxçıvan düzənliklərində çox geniş yayılmışdır.

Yarğanların morfologiyası səthə çıxan süxurların litoloji tərkibindən asılı olaraq dəyişir. Tipik yarğanlar lyoss və lyossabənzər süxurlarda inkişaf edir. Qumlu süxurlarda yarğanların dibi geniş və yamacları maili olur.

Yarğanların dərinliyi və inkişaf sürəti müxtəlif olmaqla, ərazinin geoloji quruluşundan, mütləq yüksəkliyindən, yamacların dikliyindən və uzunluğundan, eroziya bazisindən yüksəkliyindən asılıdır. Rus düzənliyi üçün 10-20 m dərinliyi olan yarğanlar xarakterikdir. Ərazinin ən yüksək hissəsində onların dərinliyi 60-80 m-ə çatır.

Yarğanlara qarşı əsasən iki cür mübarizə tədbiri həyata keçirilir:

1. Yarğanların əmələ gəlməsinə qarşı görülməli tədbirlər;
2. Əmələ gəlmiş yarğanların inkişafını dayandıran tədbirlər.

Yarğanların əmələ gəlməsinin qarşısını almaq üçün meşələri və kolluqları mühafizə etməli, yamaclarda heyvanları otarmamalı, yamacları başaşağı şumlamamalı, burada yol, kanal, karxanalar salmamalı və mövcud yarğanların kənarlarında əkilməmiş xam zolaqlar saxlanılmalıdır.

Əmələ gəlmiş və mövcud yarğanların inkişafının qarşısını almaq üçün yarğanla axan suyu müxtəlif vasitələrlə kənara çıxarmalı yarğanın dibində daşdan və ağacdan köndələn bəndlər çəkməli, yarğanların mənbələrində ağaclar, kollar əkilməlidir. Bərkidilmiş yarğan sahələrindən biçənək kimi istifadə etməli və orada meşə salınmalıdır. Yarğan və qobuları bənd çəkməklə nohurlara da çevirmək olar.

Bedlend (yararsız torpaqlar)

Bedlend ingilis sözü olub, bad–pis, yoxsul, yararsız, land– isə ölkə, torpaq deməkdir. Bu termin birinci dəfə Şimali Amerikada işlədilməyə başlamışdır. Arizona, Kaliforniya, Nebraska, Cənubi Dakota və s. ştatlarda olan çox parçalanmış geniş sahələr bedlend adlandırılır.

Bedlend semiarid (yarımsəhra) iqlim şəraitində aşınma proseslərinin intensiv getdiyi, yağıntıların az olduğu, lakin onların il müddətində qeyri–bərabər paylanaraq leysan xarakteri daşdığı sahələrdə inkişaf edir. Bedlend başlıca olaraq gil, mergel, gillişist, qum, gilli–qum, lyos və lyosabənzər süxurların yayıldığı sahələrdə əmələ gəlir. Bu süxurların içərisində gil daha çox olarsa, yağış suları yerə hopa bilmir və səth suları (axınları) əmələ gətirir ki, bu da ərazinin parçalanmasına səbəb olur.

Bedlend göstərilən süxurlardan başqa, müvafiq iqlim şəraitində konqlomeratlı, çaqıldaşlı və tuflu süxurlarda da inkişaf edir. Bedlendin bu növü Orta Araz çökəkliyinin şimal–şərq yamaclarında, Naftalan maili düzənliyində və bir sıra başqa sahələrdə geniş yayılmışdır. Bu süxurlarda təsadüf edilən bedlendin yarğan və dərələri gilli–qumlu süxurlara nisbətən geniş, dibləri yastı, yamacları isə maili olur. Ona görə də bu sahələrdə bir sıra ot bitkiləri yaxşı bitir və həmin ərazidən otlaqlar kimi istifadə edilir.

Bedlend həm üfüqi, həm də qırıxıqlığa uğramış süxurlarda inkişaf edir. Adətən, bedlend relyefi sahələrində yalançı karsta (psevdokarsta) rast gəlmək olar.

D.A.Liliyenberq, M.A.Müseyibov, N.Ş.Şirinovun və başqa müəlliflərin fikrincə, gilli karst və bedlend arasında sıx genetik əlaqə vardır.

Bedlend yayıldığı süxurlarda, litoloji cəhətdən müxtəlif tərkibli layların növbələşməsindən asılı olaraq, selektiv (seçmə) eroziya nəticəsində çox qərribə formalı relyef formaları əmələ gəlir.

Azərbaycan Respublikası ərazisində bedlend Qobustanda, Acınohur öndəğlığında, Ceyrançöldə və Naxçıvan MR–da və Orta Asiya dağlarının ətəklərində inkişaf etmişdir. Burada yararsız torpaqlar başlıca olaraq gilli–qumlu, çaqıldaşlı və gilli–mergelli süxurlarda, Tacikistanda Darvaz depressiyasında isə konqlome–

ratlarda inkişaf etmişdir. Fərqanə çökəkliyini və Hissar dərəsini dörd tərəfdən əhatə edən və lyos örtüyünə malik olan konqlomeratlardan təşkil olunmuş dağətəyi maili şleyflərdə bedləndirən bir növü olan və yerli əhalinin «**adır**» adlandırdığı erozion relyef çox geniş yayılmışdır.

Monoklinal strukturlu sahələrin erozion–denudasion relyef formaları

Kuest tipli relyef

Monoklinal strukturlu relyef sahələri çox qalın süxur laylarının böyük ərazidə bir tərəfə maili yatması nəticəsində əmələ gəlir. V.M.Devis qırıq dağlardan ibarət olan qurunun uzun geoloji dövr ərzində qalxması nəticəsində əmələ gələn maili sahil düzənliklərini də monoklinal sahələrə aid edir.

Bu cür sahil düzənlikləri dəniz altından çıxandan sonra əmələ gələn ilk çay dərələri süxurların yatım istiqamətində yerləşir. Belə çay dərələrini V.M.Devis **konsekvent** dərələr adlandırmağı təklif etmişdir. Çayın axını boyunca dərininə kəsilən süxurlar monoklinal yatımlı olduqlarından, yatağın bir yerində eroziyaya davamlı süxurlar, başqa yerində isə davamsız süxurlar səthə çıxır. Ona görə də dərə, eroziyaya davamsız süxurlar səthə çıxan yerlərdə enli, möhkəm süxurlar üzə çıxan yerlərdə isə dar olur.

Çay dərəsində kövrək süxurların səthə çıxdığı yerlərdə kiçik qollar əmələ gəlir. Həmin kiçik qollar kövrək süxur laylarının üzə çıxdığı zolaq boyunca repressiv eroziya nəticəsində başıyuxarı uzanaraq, **subsekvent** dərələr əmələ gətirir.

Subsekvent dərələr asimmetrik quruluşu ilə seçiyyələnilir. Dərənin layların yatımına uyğun yamacları uzun və maili olub, möhkəm süxur layları (adətən, əhəngdaşları) ilə örtülü olur. Layların açılışına uyğun gələn o biri yamaclar qısa və dik olur.

Beləliklə, subsekvent dərələr arasında **kuest** adlanan asimmetrik quruluşlu uzununa tirələr əmələ gəlir.

Subsekvent çayların konsekvent (baş) çayın axım istiqamətində olan qolları **ressekvent** dərələr adlanır.

Repressiv eroziya nəticəsində müxtəlif konsekvent dərələrin

subsekvent qollarının mənbələri o qədər bir-birinə yaxınlaşır ki, dar suayırıcı (kuest körpüsü) əmələ gətirir. Vaxt keçdikcə kuest körpüsü eroziya nəticəsində tamamilə uçub dağılır. Belə halda daha gərgin eroziya işi aparan və eroziya bazisi aşağıda yerləşən çay o birinin mənbəyini özünə qovuşdurur.

V.M.Devisin sxemi əsasında təsvir olunan relyef kuest tipli relyef adlanır. V.M.Devisin bu sxemi E.Martonn və başqa müəlliflər tərəfindən bəyənilmişdir.

Lakin təbiətdə kuest tipli relyef yalnız V.M.Devisin təsvir etdiyi kimi əmələ gəlmir. J.Trikar Paris hövzəsində apardığı müşahidələr əsasında kuest tipli relyefin tektonik quruluş cəhətdən tamamilə fərqli olan sahələrdə də əmələ gəldiyini söyləyir.

Kuest tipli relyefin geomorfoloji xüsusiyyətləri süxurların litoloji tərkibindən, davamlı və davamsız süxur laylarının qalınlığından, onların yatım bucağının böyüklüyündən, iqlim şəraitindən (xüsusən yağıntının miqdarından) və s. asılıdır.

Əgər laylar üfüqi vəziyyətə yaxın istiqamətdə yatırsa, kuest əvəzinə lay-pilləli relyef formaları əmələ gəlir. Laylar çox dik yatarsa, subsekvent dərələrin suayırıcısında kuest tirələr, əmələ gəlir.

Subsekvent dərələrin dik yamaclarında kuest tirələrin səthini əmələ gətirən möhkəm süxurlar (əhəngdaşları) altında yatan kövrək süxurlar yuyulduqca öz müvazinətini itirir və uçub dağılmağa başlayır. Yamaclarda uçqun məhsullarından təşkil olunmuş konuslar əmələ gəlir ki, bunlar subsekvent çayları qırıntı materiallarla qidalandırır. Beləliklə, kuest tirəsi geri çəkilməyə başlayır. Layların yatım bucağı nə qədər az olsa, tirə də o qədər sürətlə geri çəkilir.

XV FƏSİL

YERALTI SULARIN FƏALİYYƏTİ

İLƏ ƏMƏLƏ GƏLƏN RELİYEF FORMALARI

Yer səthinə düşən yağıntıların bir hissəsi yerə hopur, çatlar və məsamələr boyu hərəkət edərək, müxtəlif dərinliklərdə sirkulyasiya edir. Atmosfer sularının yerə hopma dərəcəsi sahənin relyefindən, süxurların litoloji xüsusiyyətindən və digər amillər-

dən asılıdır. Çatlarla çox parçalanmış məsaməli süxurlar yer səthinə yağıntı halında düşən və qarların əriməsindən əmələ gələn suları daha çox yerə hopdurur. Suların yerin hansı dərinliklərinə qədər süzülməsi ərazinin geoloji və geomorfoloji xüsusiyyətlərindən asılıdır.

Yer altına süzülən sular, çatlar və məsamələr boyu hərəkət edərək müəyyən geoloji iş görür. Adətən, yeraltı suların sürəti səth sularının sürətindən az olur. Bunun əsas səbəbi yeraltı suların çox maneələrə rast gəlməsidir.

Məsamələr və çatlar üzrə hərəkət edən yeraltı sular müxtəlif dərinliklərdə yerləşən sulu təbəqə əmələ gətirir. Adətən sulu təbəqənin altında sukeçirməyən laylar yerləşir. Sukeçirməyən laylara qədər yeraltı sular əsasən şaquli istiqamətdə, sukeçirməyən laylara çatdıqda isə üfüqi (maili) istiqamətdə hərəkət edir. Bu prosesin inkişafına bir çox amillərin, o cümlədən eroziya bazisinin dəyişməsinin böyük təsiri var. Sulu qatlar üzə çıxdıqda, yeraltı sular dərələrin yamaclarında bulaqlar şəklində səthə çıxır.

Məsamələr və çatlar üzrə hərəkət edən sular yerin altında müəyyən fəaliyyət göstərir. Yeraltı suların kimyəvi (həllətmə) və mexaniki fəaliyyəti nəticəsində yerin altında və səthində müəyyən relyef formaları yaranır.

Yeraltı suların fəaliyyəti ilə əlaqədar olaraq əsasən **karst** relyef formaları əmələ gəlir.

Karst

Yeraltı suların fəaliyyəti ilə əlaqədar olaraq əmələ gələn, yer səthində və səthdən müxtəlif dərinliklərdə karbonat süxur qatlarında geniş yayılmış relyef formalarından biri karstdır.

Karst sözü həmin hadisənin ən tipik yayıldığı ərazilərdən biri olan Dinar dağlarının şimal-qərb hissəsində Adriatik dənizi sahilində yerləşmiş Karst yaylasından götürülmüşdür. Karst termini yeraltı suların əmələ gətirdiyi çox müxtəlif formalı boşluqları, eyni zamanda bütövlükdə karst əmələgəlmə prosesini ifadə etmək üçün elmi bir anlayış kimi qəbul edilmişdir. Bu sözün cəm halı, yəni «karstlar» işlədilmir.

Karstlaşan süxurlar

Karstlaşan süxurlar dedikdə, karst hadisənin yayıldığı süxurlar nəzərdə tutulur. Belə süxurlara, birinci növbədə təmiz tərkibli əhəngdaşı qatları, dolomit, gips, tabaşir, duz qatları daxildir. Bu süxurlar suda yaxşı həll olur. Yeraltı sular süxur qatlarını parçalayan çatlar boyu hərəkət edir və karst boşluqları əmələ gətirir.

Hələ M.V.Lomonosovun vaxtından başlamış alimlər təbiət sularının süxurları həll etməsi məsələsi ilə məşğul olmağa başlamışlar. Müəyyən edilmişdir ki, tərkibində sərbəst karbonatlı karbon qatı olan sular süxurları həll edir. Distillə edilmiş suda kalsium-karbonatın həlli olduqca zəif baş verir. Tillmansa görə, distillə edilmiş suyun bir litrində 11,5 mq CaCO_3 , Berə görə isə 14,8 mq kalsium-karbonat həll ola bilər. Suda sərbəst karbon qazı olduqda onun həllətmə qabiliyyəti bir neçə dəfə artır. Həmin qazın təsiri ilə monokarbonat bikarbonata $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2]$ və $\text{Md}(\text{NCO}_3)_2$ çevrilərək, daha asan həll olur.

Suda həll olmuş halda kalsium-bikarbonat asanlıqla karbon qazına və karbonata parçalana bilər. Belə halda karbon qazı havaya keçir. Bikarbonatın parçalanması müxtəlif səbəblərdən məhlulun hava ilə qarşılaşmasından, suyun buxarlanmasından, temperaturun və təzyiqin dəyişməsindən baş verə bilər. Bütün bu göstərilən səbəblərə görə məhluldan karbon turşusu qaz şəklində ayrılır. Məhluldakı həll olmuş maddələr parçalanaraq, çöküntü verir. Bu prosesin karstın inkişafında, karst sahələrində və karst boşluqlarında əmələ gələn çökmə formalarının yaranmasında böyük əhəmiyyəti var. Travertinlər və araqontların çökməsi, mağaralarda olan **stalaktit** və **stalaqmitlərin** əmələ gəlməsi bu proseslərin nəticəsidir.

Karbonatlı süxurların suda həll olmasında karbon turşusu qazından başqa suda həll olan başqa turşular da iştirak edir. Bunlardan humin turşusunu və sulfat turşusunu göstərmək olar. Karst əmələgəlmə prosesində azot turşusunun da müəyyən rolu vardır. P.Piro göstərir ki, azot turşusu tropiklərdə mülayim qurşağa nisbətən atmosferdə iki dəfə çoxdur. O tropiklərdə karstın daha çox inkişaf etməsini bununla əlaqələndirir.

Karst suları karstlaşan sahələrdə həm səthi, həm də yeraltı dənudasiya işi apararaq, vaxt keçdikcə relyefin dəyişməsinə sə-

bəb olur. Bir çox karstlaşan sahələrdə karst denudasiyasının sürəti öyrənilmişdir.

Müəyyən edilmişdir ki, karst denudasiyasının sürəti alçaq dağlıqdan yüksək dağlığa tərəf, həm də yağıntıların artması ilə artır. Qərbi Qafqazda səthi karst denudasiya sürəti 24–30 mm/1000 ildən 200 mm/1000 ilə qədər, yeraltı karst denudasiya sürəti isə 25–117 mm/1000 il arasında dəyişir. Uzun geoloji dövr-də bu proses yer səthi relyefinin morfologiyasını ciddi dəyişir.

Əvvəllər belə hesab edirdilər ki, karst yalnız karbonatlı süxurlara xas olan bir hadisədir. Sonralar bu hadisənin duz qatlarında, buz örtüyündə də yayılması müəyyən edilmişdir. Lakin istər duz və istərsə də buz qatında boşluqların əmələ gəlməsi karbonatlarda olduğundan bir qədər fərqlənir. Duz qatlarında karst boşluqlarının əmələ gəlməsi həmin qatlarda hərəkət edən suların həlletmə (əritmə) fəaliyyəti ilə, yəni kimyəvi işi ilə bağlı olduğuna görə, bu hadisəni də karst adlandırmaq məqsədəuyğundur. Lakin buz qatlarında boşluqların əmələ gəlməsi əsasən temperatur şəraitindən asılıdır. Adətən, buz qatlarında və daimi donuşluq sahələrində olan karst **termo karst** adlanır.

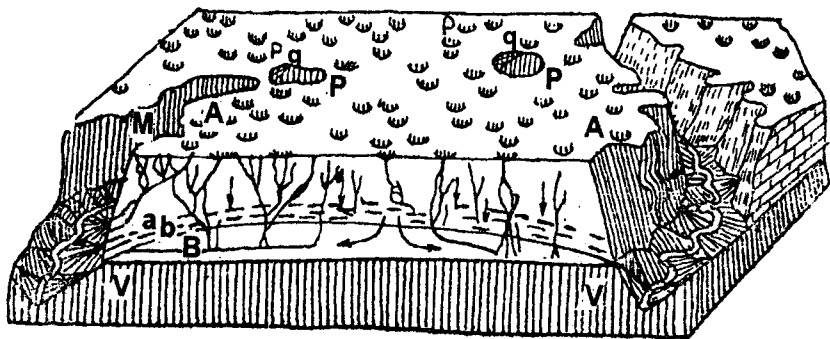
Yer səthində qeyri-karbonatlı süxurlarda da karst hadisəsinə təsadüf edilir. Belə süxurlara konqlomeratları, vulkan sahələrində olan lava və tufları, nəhayət lyoss və lyosabənzər süxurları misal göstərmək olar. Müxtəlif alimlər adları qeyd edilən bərk süxurlarda inkişaf edən boşluqları **klasto karst**, gillərdə yayılan formaları **gil karstı** (yaxud **gil psevdokarstı**), lyoss və lyosabənzər süxurlarda yayılanları isə **karst-suffoziya** adlandırmışlar. Bütün göstərilən qeyri-karbonatlı süxurlarda yayılmış boşluqlar və onların kompleksi psevdokarst (yalançı karst) adlanır. Bu anlayışı karstla məşğul olan alimlərin (**spelioloqların**) böyük əksəriyyəti qəbul etmişdir.

Karstın əmələgəlmə şəraiti

Karst prosesinin inkişafı və onun müvafiq relyef formaları yaratması üçün bir neçə əsas şərt lazımdır. Bunlardan ən birincisi, yuxarıda qeyd edildiyi kimi, karstlaşan süxurların mövcud olmasıdır. Karstlaşan süxurda karstın rüşeymlərinin inkişafa başlaması üçün müəyyən xassələr olması da əsas şərtidir. Həmin

suxurların çatlılığı (suxur çatlarla nə qədər parçalanmış olsa, karstın inkişafı üçün daha əlverişli şərait yaranmış olar), təmizliyi, yəni tərkibində gil, başqa qatışıqların olmaması, qalınlığı tipik karstın inkişafı üçün mühüm şərtlərdəndir. Bütün bu göstərilən şərtlər bir yerdə mövcud olduqda çatlarla parçalanmış əhəngdaşı massivinə süzülən yağış və qar suları bilavasitə prosesin təməlini qoyur. Deməli, yuxarıda göstərilən şərtlər olduqda, yer altına süzülən sular karst formalarını və onların kompleksini yaradan amillər içərisində ən fəali əsasi hesab edilməlidir. Karst əmələ gəlməsi üçün lazım olan bütün amillərin kompleks xarakterindən asılı olaraq bu proses ya sürətlə, ya da zəif gedir.

Bundan əlavə, karstın inkişafı və yayılması bir çox başqa amillərdən də asılıdır. Bunlara ərazinin ümumi geomorfoloji şəraitini, erozion parçalanmasının dərinliyini, yeraltı suların (karst sularının) səviyyəsini və onun sirkulyasiya xüsusiyyətlərini, ərazinin iqlimini, xüsusilə temperatur şəraitini və rütubətlənmə dərəcəsini, geoloji quruluşunu, tektonik rejimini və s. misal göstərmək olar (şəkil 16).



Şəkil 16. Karst massivi.

A–qalın əhəngdaşı massivi; B–sukeçirməyən qat; P–qıflar və quyular; a–şaqlı sirkulyasiya zonası, b–üfqi sirkulyasiya zonası; V–bulaqların səthə çıxdığı yerlər; M–kisəyəbənzər dərə.

Karstın morfologiyası

Karstın əmələ gəldiyi fiziki-coğrafi şəraitdən, karstlaşan süxurların xüsusiyyətindən və karst sahəsi ərazisinin geoloji inkişafı tarixindən asılı olaraq, yer səthində onun müxtəlif morfoloji və genetik tipləri yayılmışdır. Karstın morfoloji təsnifatı ilə alimlər çoxdan məşğul olmağa başlamışlar. Lakin bu vaxta qədər karstın bütün müxtəlifliklərini özündə əks etdirən kompleks təsnifatı verilməmiş, bu istiqamətdə edilmiş bir neçə təşəbbüs müvəffəqiyyətsiz olmuşdur. Karstın müxtəlif alimlər tərəfindən təklif edilmiş morfogenetik təsnifatı əsasən Avropada aparılan tədqiqatlar əsasında irəli sürülmüşdür.

L.Savatski karstı iki böyük tipə ayırır: Aralıq dənizi və Orta Avropa tipləri. Bu tiplər əsasən Aralıq dənizi sahəsi və Orta Avropa iqlimlərinin karstın əmələ gəlməsini və inkişafını müxtəlif istiqamətlərə yönəltməsinə əsasən ayrılmışdır. Həmin tiplər eyni zamanda açıq, yaxud çıpaq (Aralıq dənizi tipi) və örtülü, yaxud qapalı (Orta Avropa tipi) adlanır. Karstlaşan süxurdan və onun dərinliyindən asılı olaraq, dərin və dayaz karst növləri ayrılır.

Karstın aşağıdakı əsas tiplərini ayırmaq olar: **basdırılmış karst, örtülü karst, qalın tropik karst, daimi donuşluq karstı.**

Dağlıq və düzənlik ərazilərdə karstın əmələ gəlməsi və inkişafı çox fərqləndiyinə görə, yuxarıda qeyd edilən tiplər dağlıq və düzənlik karstı siniflərində birləşir.

Basdırılmış karst—keçmiş geoloji dövrlərdə karstlaşan süxurların yer səthinə çıxdığı, yaxud səthə yaxın yerləşdiyi ərazilər sonrakı geoloji dövrlərdə ümumi tektonik çökməyə məruz qalmış və bütöv karst sahələri, onlara məxsus spesifik karst landşaftı ilə birlikdə müxtəlif qalınlığı olan dəniz, yaxud kontinental çöküntü qatları ilə örtülmüşdür. Belə karst **qazıntı karst** adlanır. Qazıntı karst müxtəlif ölkələrdə basdırılmış paleozoy və mezozoyun karstlaşan süxurlarında qazma və geofiziki tədqiqat üsulları ilə müəyyən edilmişdir. Bir çox yerlərdə (Preduralyedə, Uralda və s.) qədim karst boşluqlarında müxtəlif faydalı qazıntılar toplanmışdır. Basdırılmış karst yer səthindən bir neçə yüz metr və daha dərinliklərdə müəyyən edilmişdir. Basdırılmış karst formaları yer səthində yoxdur.

Örtülü karst – yağıntıları il boyu bərabər paylanan mülayim iqlim şəraitində inkişaf edir. Bu şəraitdə aşınma qabığı az və ya zəif yuyulur. Karstlaşan süxur massivi səthdən qalınlığı bir neçə metrə qədər tutmuş, bir neçə on metrə qədər çatan yumşaq çöküntü, torpaq və yaxşı inkişaf etmiş bitki örtüyü ilə örtülü olur. Dağətəyi və yamacın alçaq sahələrində bu örtük delüvial qat, buzlaq akkumulyasiyası sahələrində isə moren və su-buzlaq çöküntüləri, düzənlik çayları terraslarında isə allüvial çöküntülərdən ibarət olur.

Basdırılmış karstdan fərqli olaraq örtülü karst yer səthi relyefində özünü göstərir. Örtülü karst yayıldığı rayonlarda karstlaşmayan çöküntü örtüyü çox qalın olmadıqda səthdə karst quyuları, qıfları və başqa formalar geniş yayılır. Orta Avropada, Rusiyanın Avropa hissəsində və dağlıq ərazilərində, o cümlədən Qafqazda örtülü karst geniş yayılmışdır.

Çılpaq karst – quru iqlim sahələri üçün daha xarakter olmaqla, Aralıq dənizi ölkələrində geniş yayılmışdır. Karstlaşan süxurların (onlar əsasən əhəngdaşı və dolomitlərdən ibarətdir) səthi çılpaqdır, bəzi yerlərdə onlar nazik, skeletli torpaq təbəqəsi ilə örtülü olur. Bəzi tədqiqatçılar çılpaq karstın əmələ gəlməsini meşələrin məhv edilməsində, səthi eroziyanın intensiv inkişaf etməsində, il boyu yağıntıların leysan xarakterli olmasında və s.də görürlər. Qeyd edilməlidir ki, insan fəaliyyəti burada az əhəmiyyətli bir amil kimi meydana çıxır. Bir çox rayonlarda tipik və dərin karr çölləri şübhəsiz insanın təsərrüfat fəaliyyətinin genişlənməsi dövründən çox əvvəllər inkişaf etməyə başlamışlar.

Çılpaq karst dağlıq Krımda və Qafqazın yayı quraq keçən əhəngdaşı sahələrinin bəzi yerlərində inkişaf etmişdir.

Zirehli karst – Bir sıra vilayətlərdə (Kiçik Qafqazda, Podoliyada, Atlas dağlarında və i.a.) karstlaşan süxurların səthi vulkan süxurları ilə (lava qatları), yaxud qumdaşı qatları ilə örtülmüşdür. Lava qatları çatlarla çox parçalandığından və səth suları onların altındakı karbonat süxurlara süzüldüyündən karst prosesinin inkişafı dayanmır. Geniş yeraltı boşluqlar əmələ gəldikdə, çox vaxt onların tavanı uçub tökülür və karst massivini zirehləyən lavalarda da uçqun qıfları əmələ gəlir. Belə formaları birinci dəfə Kiçik Qafqazda məşhur sovet karstşünası Q.A.Maksimoviç,

Atlas dağlarında isə H.Menşinq müşahidə etmişlər.

Bir sıra başqa sahələrdə karst, karstlaşan süxurlar zəif karstlaşan, yaxud heç karstlaşmayan çökmə süxur qatları ilə örtülür. Bu halda da yer səthində yalnız **uçma qıfları** əmələ gələ bilər.

Belə geoloji şəraitdə inkişaf edən karstı N.V.Qvozdetski **zi-rehli karst** adlandırır.

Qalıq (tropik) karst – karstın əsas morfoqenetik tiplərindən biri olmaqla, tropiklərdə geniş yayılmışdır. Bu, tropik ölkələrdə karbonat süxurlarda karst prosesinin uzun geoloji dövrlərdə intensiv getdiyi bir şəraitdə əmələ gələn karst formalarının məcmusudur. Karstın başqa növlərindən fərqli olaraq, tropik karstın formaları yer səthində müxtəlif morfoloji quruluşda olan müsbət relyef formaları əmələ gətirir. Bu formalar qənd kəlləsi-ni, konusvari təpələri, günbəzvari, yaxud şiş qüllələri xatırladır. Buna görə onları çox vaxt konusvari karst da adlandırırlar. Qalıq karstın Cənubi Çində, Vyetnamda, Kubada və bir sıra başqa tropik vilayətlərdə yayılmış növləri daha çox dairəvi ot tayasını, yaxud alaçığı (dəyəni, yurtu) xatırladır.

Bir qayda olaraq qalıq karst formalarının yamacı dik olur. Onların hündürlüyü karstlaşan süxur qatının qalınlığından və karst prosesinin inkişafından asılı olaraq müxtəlifdir. Əksər hallarda isə bu formaların hündürlüyü on metrə qədər ölçülür, bəzən 150–200 m-ə çatır, nadir hallarda bundan artıq olur. Çox rütubətli tropik iqlim şəraitində qalıq karst təpələri meşələrlə örtülür.

Qalıq karst təpələri (bunlar Kubada **moqota** adlanır) arasında kiçik çökəklər, yaxud qırmızı torpaqlarla örtülü düzənliklər yerləşir. Belə güman edilir ki, bir-birindən aralı yerləşən qalıq karst təpələri arasındakı bu çökəklər və düzənliklər vaxtı ilə karstlaşan süxur qatından ibarət olmuşdur. Uzun geoloji dövrlərdə karst prosesinin inkişafı nəticəsində, geniş sahələrdə karbonat süxurlarını su həll edib kənara aparmış və həmin süxurların altında yatan karstlaşmayan süxurların səthi açılmış və beləliklə, çox spesifik xüsusiyyətə malik olan tropik karst landşaftı yaranmışdır. Bəzi tədqiqatçılar Aralıq dənizi vilayətlərində qalıq karst formalarının da, keçmişdə tropik iqlim şəraitində əmələ gəlməsi fikrini söyləmişlər.

Karst relyefinin səth formaları

Yer səthində karst relyefinin ən geniş yayılmış formaları karr, karst qıfları, nəlbəkilər, quyular və təbii şaxtalarlardır. Bunlardan əlavə adi erozion dərələrdən fərqli olaraq, karst sahələrində geniş yayılmış kordərələr, nüvlər və şırımlar, əhəngdəşində kanyonlar, təbii tağbəndlər və körpülər, qalıq karstın müxtəlif formalı təpələri karst relyefinin səth formalarına aid edilir.

K a r r v ə k a r r ç ö k ə k l ə r i. Karr əsasən çılpaq karstın mikrorelief formalarına aid edilir. Karr Aralıq dənizinin çılpaq karst sahələrində, Balkan yarımadasının qərb bölgələrində yayılmışdır. Krimda, Qafqazda və Orta Avropada isə az sahə tutur.

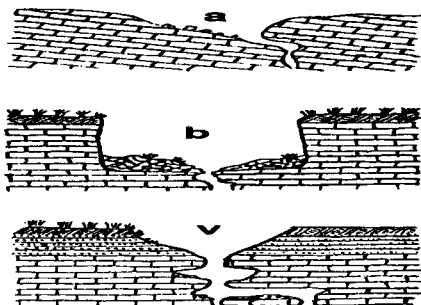
Karr, əhəngdəşi və başqa sərbəst karstlaşan süxur qatının açıq səthində əmələ gəlmiş, dərinliyi bir neçə santimetrdən tutmuş bir iki metrə qədər olan (bəzən bundan da çox) kiçik şırımlara deyilir. Həmin şırımlar bir çox səbəblərdən asılı olaraq müxtəlif qaydada yerləşir. Onlar bəzən bir-birinə paralel uzanır, bəzən bir-biri ilə müəyyən bucaq altında kəsişir, bəzən də tamam qaydasız şəkildə yerləşir. Dərinliyi 1-2 metrə çatan şırımlar divar kimi şırımın dibindən qalxan ensiz və uzunsov tirələrlə bir-birindən ayrılır. Şırımların eni bir neçə santimetrdən bir metrə qədər, bəzən isə bundan xeyli artıq olur. Tirələrin yamacları əksər hallarda tam dik və az girintili-çıxıntılı, səthi isə iti, düz (kəsilmiş) və girdə formada olur. Bəzən çox ensiz olan karr tirələri ikincidərəcəli şırım və tirələrlə mürəkkəbləşmiş olur. Belə halda karr landşaftı daha mənzərəli və başqa görkəmli olur.

Müxtəlif karst vilayətlərində aparılan tədqiqatlar nəticəsində karrın bir çox növü müəyyən edilmişdir. Karrın əsas genetik növləri axar suların, çat üzrə yer altına süzülən suların, torpaqdan karbonat süxurun səthinə süzülən suların, nəhayət dəniz və çay sularının yaratdığı növlərdir.

Morfologiyasına görə karrın aşağıdakı formaları ayrılır: yuvaşəkilli karr, boruşəkilli karr, izşəkilli karr, şırımlı karr, struktur karr, növçalı karr, çat karrı. Karrın bu göstərilən formaları, karstlaşan massivin səthində bir-birindən kəskin fərqlənən mikrorelief formaları yaradır.

K a r s t q ı f l a r ı. Dünyanın müxtəlif karst sahələrində və xüsusilə mülayim qurşaqda ən geniş yayılmış karst formaları

müxtəlif böyüklükdə olan çökəklərdir. Bunlardan karst qıfları daha geniş yayılmışdır. Karst qıfları əksər hallarda dairəvi və ovalşəkilli, az hallarda isə qeyri-düzgün formada, en kəsiyi üzrə dik və düz yamacli olur. Qıfın ağız hissəsinin eni dərinliyinə nisbətən iki dəfə artıqdır. Onun eni 10-200 metr arasında dəyişir. Bir qayda olaraq tək qıflar morfoloji cəhətdən sadə olur.



Şəkil 17. Karst qıflarının genetik növləri:
a- səthdən həllolma qıfı, b – nequn qıfı, v – sorulma qıfı.

Bir-birinə yaxın yerləşən qıflar eninə inkişaf etdikcə, onların yamacları tədricən birləşir və müəkkəb morfoloji quruluşa malik olan çökəklərə çevrilir. Adətən, belə çökəklərin yamacları çox ayrıntılı, diametri 10-200 m-dən artıq olur. Karst qıfları yamaclarının morfologiyasına ərazinin relyefi də təsir göstərir. Düzənlikdə qıflar düz qıfa oxşayır, meyilli sahələrdə isə onların yamacları asimmetrik olur. Layların yatımı da qıfların morfologiyasına təsir göstərir. Üfüqi yatan laylarda qıfların yamacları simmetrik, meyilli laylarda isə asimmetrik quruluşa olur. Qıf ətraf sahələrindən əksərən yaxşı müşahidə edilən qaşla ayrılır. Qıfların dibində toplanan suyu udan və dərinliyə keçirən quyu yerləşir ki, bu **ponor** adlanır. Bəzən bir qıfın dibində bir neçə ponor yerləşir. Elə qıflar var ki, onların dibi yumşaq çöküntülərlə dolur və düz olur. Karst qıfları müxtəlif mənşəli olur: 1.Səthdə gedən korroziya qıfları, 2.Uçqun qıfları, 3.Sorulma qıfları. Birinci növ qıflar karstlaşan süxurun səthində gedən həllolma prosesi nəticəsində əmələ gəlir. Bu yolla müəyyən çat ətrafında əmələ gələn karst çökəkliyi inkişaf edərək genişlənir. Belə qıflar çox müxtəlif morfoloji quruluşlu olur (simmetrik, asimmetrik və s.).

Uçqun qıfları yer səthindən aşağıda olan yeraltı karst boşluqları tavanın yatması nəticəsində əmələ gəlir. Əksər halda belə qıfların yamacları dik olur. Uçqun qıfları Rusiya düzənliyində, Preduralyedə və digər ölkələrdə geniş yayılmışdır.

Sorulma qıfları əksər hallarda karstlaşan süxur qatları üzərində yayılmış yumşaq çöküntülərdə inkişaf edir. Həmin çöküntü qatları altında yerləşən karst boşluqları üzərində süxur hissəcikləri tədricən həmin boşluqlara tökülərək, səthdə qıfabənzər çökək əmələ gətirir. Belə qıfların yamacları az maili və əksər halda simmetrik olur.

Karstin səth formalarından biri nəlbəkiyəoxşar çökəklərdir. Bunlar qıflara nisbətən çox dayaz və geniş olmaqla, ətraflardan çətin seçilir. Nəlbəkiyəoxşar çökəklərin dibi yumşaq çöküntülərlə dolduğundan ponorların gözü tutulur. Buna görə də çökəyin dibi düz və sukeçirməyən olur. Yağışlar yağan zaman nəlbəkiyəoxşar çökəklər su ilə dolaraq gölməçələrə çevrilir; dayaz olduğuna görə quraqlıq günlərində onlar quruyur. Aralıq dənizinin çılpaq karst sahələrində nəlbəkiyəoxşar karst çökəklərinin dibindən ən yararlı sahələr kimi istifadə edilir.

Karst quyuları qıflara və nəlbəkiyə oxşar çökəklərə nisbətən az yayılmışdır. Karst quyularının yamacları dik və sıldırımçıqlı olur, yamaclarda əhəngdaşı və başqa karstlaşan süxurlar görünür. Quyular qıflara nisbətən dərin və ensiz olur. Quyuların dibində ponor müşahidə edilir. Onların ağzı bağlandıqda quyular tədricən aşınma məhsulları ilə dolur. Çox hallarda karst quyuları aşağıda birbaşa yeraltı karst boşluqlarına açılır (Kunqurada və s.).

Təbii şaxtalar karst quyularına nisbətən yer səthində az yayılmışdır. Bunlar quyulara nisbətən dar və uzun olur. Təbii şaxtalar çox vaxt bir neçə şaquli və üfüqi hissədən ibarət olaraq, ümumi uzunluğu yüz metrliklə ölçülən, hətta bir km-dən artıq olan müəkkəb formalı yeraltı boşluq əmələ gətirir.

Dərin karst şaxtaları bir-birindən sifonlarla ayrılan şaquli, maili, hətta üfüqi hissələrdən ibarət olur. Müxtəlif karst vilayətlərində aparılan tədqiqatlar nəticəsində bir çox şaxtaların ölçüləri və morfologiyası dəqiq öyrənilmişdir. Həmin tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, dünyada ən dərin karst şaxtası Savoya Alplərindəki (Fransada) Jan-Bernar şaxtasıdır. Bunun də-

rinliyi 1490 m-dir. İspaniyada Pireney dağlarındakı Puertos de İlyamina karst şaxtasının dərinliyi isə 1338 m-ə çatır.

Dərinliyinə görə dünyada üçüncü yerdə Abxaziyada Bzıb silsiləsindəki Snejnaya karst şaxtası durur (dərinliyi 1335 m). Bu şaxtada yanlara ayrılan qollarla birlikdə yeraltı karst boşluğunun ümumi uzunluğu 13,7 km-ə çatır.

Hazırda dünyada dərinliyi bir km-dən artıq olan 15 karst şaxtası məlumdur. Bunlar əsasən Qafqazda, Alp və Pireney dağlarında, Meksikada yerləşir.

Səthdən axarı olmayan çökəklər (polye) karstın başqa formalarına nisbətən az yayılmışdır. Dinar dağları karst sahəsi üçün xarakter formadır. Polye, səthdən axarı olmayan müxtəlif böyüklükdə qapalı çökəkdir. Kiçik polyelərin sahəsi 2-10 km², ən böyük polyelərin sahəsi bir neçə yüz km²-ə çatır. Qərbi Bosniyada yerləşən Levansko polyenin sahəsi 379 km², Qərbi Hersoqovinada Popovo polyenin sahəsi isə 181 km²-dir. Polyelər əksərən uzunsov olur. Onların eni uzunluğuna nisbətən iki-üç dəfə az olur.

Polyelər əhəngdaşı və başqa karbonat süxurlardan təşkil olunmuş çılpaq yamaclı dağlarla əhatələnir. Polyelərin dibi çox hamar olaraq, yumşaq çöküntülərdən ibarətdir. Hamar polye düzənliyində ara-sıra kiçik əhəngdaşı massivlərinə (qalıq təpələrə) rast gəlinir. Polyenin kənarlarında olan əhəngdaşı massivi ətəyində gur bulaqlar yer səthinə çıxaraq, kiçik çaylar əmələ gətirir. Polyenin hamar dibi ilə meandrlı yataqda axan bu kiçik çaylar polyenin ən alçaq hissəsində yerləşən ponor vasitəsilə yer altına süzülür. Bəzi hallarda kənar çayların reqressiv eroziyası vasitəsilə polye açılır və kənara səth axarı əmələ gəlir. Polyelər müxtəlif yollarla əmələ gəlir.

1. Tektonik mənşəli polyelər - əsasən qırıxıq dağlıq sahələrdə əmələ gəlməklə, sinklinal çökəklərdən ibarət olur. Sonradan bu çökəklərin morfolojiyası suların korroziya fəaliyyəti nəticəsində dəyişir. Karstlaşan süxurlarda olan sinklinal çökəklərdə toplanan sular çatlar və ponorlar vasitəsilə yerin altına keçir və sinklinal qapalı çökəkliyə çevrilir.

2. Başqa qrup polyelər karstla zəngin olan əhəngdaşı qatları arasında yatan karstlaşmayan (suda həll olmayan) çöküntülərin

yuyulub yeraltı sular vasitəsilə kənara aparılması nəticəsində əmələ gəlir. Bu yolla əmələ gələn polyenin həcmi, yuyulub aparılan süxur kütləsinin həcminə bərabər olur.

3.Karst sahəsində bir çox qonşu qıfların birləşməsindən əmələ gələn polyelər də vardır. Belə polyelər adətən, kiçik, həm də planda mürəkkəb formalı olur.

4.Uçqun polyeləri-yeraltı çayların, maili şaxtanın və uzunsov mağaranın tavanının uçması nəticəsində əmələ gəlir.

Karstın hidrologiyası

Karst hadisəsi yayılmış ərazilər öz hidroloji və hidrogeoloji xüsusiyyətlərinə görə başqa rayonlardan kəskin fərqlənir. Bu fərq hidroqrafiya şəbəkəsinin inkişafında, çayların qidalanmasında, yeraltı suların rejimində və dinamikasında özünü göstərir. Karst sahələri hidroqrafiya şəbəkəsinin zəif inkişaf etməsi ilə səciyyələnir. Bu sahələrin kənarlarında müxtəlif tipli gur sulu bulaqlar olur. Çayların yox olması, yeraltı hidroqrafiya şəbəkəsinin yaxşı inkişaf etməsi və başqa xarakter əlamətlərə karstsız sahələrdə rast gəlinmir. Karst sahələrinə düşən yağış suları və qarın əriməsindən əmələ gələn sular tamamilə yerin altına süzülür, orada karst sahələri üçün xarakter olan yeraltı suları əmələ gətirir.

Karst sahəsində yer altına keçən sular müəyyən dərinliklərdə yeraltı sular əmələ gətirir. Yeraltı suların səviyyəsinin tərəddüdü və onun yer səthindən dərinliyi bir çox amillərdən asılıdır. Bunlardan karst sahələrinin parçalanma dərəcəsini, karst sahələrinin istər yerli, istərsə də regional eroziya bazisinin dərinliyini, karstlaşan massivdə sukeçirməyən layların yer səthindən dərinliyini, karst sahəsinin iqlimini (xüsusilə yağıntıların miqdarı və il boyu paylanma rejimi), nəhayət karstlaşan massivin çatlılıq dərəcəsini və çatların morfoloji xüsusiyyətlərini göstərmək olar. Bu amillər karst sahəsinin, demək olar ki, bütün hidroloji və hidrogeoloji xüsusiyyətlərini müəyyən edir.

Karst sahəsinin yeraltı suları yerli və regional eroziya bazisindən və karstlaşan süxur qatlarının qalınlığından, eyni zamanda ərazinin hipsometriyasından asılı olaraq yer səthindən müxtəlif dərinliklərdə yerləşir. Adətən, ovalıq düzənliklərdə karst suları-

nın səviyyəsi yer səthinə yaxın olur. Dağlıq sahələrdə, yüksək yaylalarda karstlaşan süxurlar çox qalın olduqda, yeraltı sular səthdən daha çox dərinə yerləşir. Bu xüsusiyyət eyni zamanda yeraltı suların səviyyəsinin relyefinə də təsir göstərir. Belə ki, düzənlik sahələrdə karstlaşan massivin mərkəz (daha yüksək) və kənar hissələrində yeraltı suların səviyyəsinin hipsometriyasında fərq az olur. Əksinə, yüksək sahələrdə, əgər karst suları bütöv səviyyə əmələ gətirirsə, karstlaşan massivin mərkəzində və kənarlarında səviyyənin hipsometrik amplitudu çox böyük olur.

Yeraltı sular karstın inkişafının ilk mərhələsində bütöv (əlaqəli) səviyyə əmələ gətirə bilər.

Karst sahəsində, adətən, yeraltı suların bütöv səviyyəsi sukeçirməyən lay üzərində və hətta ondan müəyyən yüksəklikdə karstlaşan massiv çatlarla bərabər parçalandığı şəraitdə əmələ gələ bilər. Əks halda eyni karst massivində sukeçirməyən qat üzərində də əlaqəli (bütöv) yeraltı su horizontu əmələ gələ bilər. Belə olduqda eyni karst massivində əlaqəsiz yeraltı su horizontları yaranır.

Hər bir karst massivində hidroloji rejiminə görə bir-birindən fərqlənən üç zona vardır. Birinci zona suların şaquli sirkulyasiyası zonası adlanır. Bu eyni zamanda aerasiya zonası, yaxud epikarst adlanır. Bu zona yer səthi ilə yeraltı su aynası arasında yerləşir. Yer səthindən yeraltı su aynasına qədər sular şaquli və buna yaxın istiqamətdə qravitasion hərəkətdə olur. Bu zona, dövrü yeraltı sular zonası adlanır. Burada su yalnız yağıntılı dövrdə və qar əriyən zaman əmələ gəlir. Bu hadisə çayların karst rayonlarına çatdığı və orada udulduğu sahələrdə müşahidə edilir. Karst sularının şaquli sirkulyasiyası zonasında yerləşən tək-tək çatların aşağı hissəsi dərələrin yamaclarına açıldıqda, dövrü və az hallarda isə daimi fəaliyyətdə olan bulaqlar yaranır.

Şaquli sirkulyasiya zonasından aşağıda dövrü tam doyma zonası yerləşir (bu zonanı V.A.Aprolov mezokarst adlandırır). Həmin zonada qrunt sularının səviyyəsi kəskin tərəddüd edir. İnkişaf etmiş karstda yağış suları tez bir zamanda çatlarla yerin altına keçir və yeraltı suların səviyyəsini qaldırır. Bu zonada karst suları maili və üfüqi istiqamətdə hərəkət edir. Karstın dərinə yerləşən böyük yeraltı boşluqları, o cümlədən mağaralar bu zonada əmələ gəlir. Dövrü tam doyma zonasının üst sərhədi qrunt

sularının ən yüksək səviyyəsinə, aşağı sərhədi isə həmin suların ən alçaq səviyyəsinə uyğun gəlir.

Üçüncü zona tam doyma zonasıdır ki, bunun üst sərhədini qrunut sularının ən aşağı səviyyəsi, aşağı sərhədini isə karst mas-sivinin əsasında yatan sukeçirməyən layların səthi təşkil edir. Bu zonanın suları karst massivi kənarlarında daimi fəaliyyətdə olan gur sulu bulaqları təmin edir. Burada mağaraların alt mərtəbəsi yerləşir. Lakin mağaraların mərtəbəli yerləşməsi bəzi karst sahə-lərinin geoloji-tektonik quruluşu və yeni tektonik hərəkətlərin təsiri ilə izah edilməlidir. Karst massivində tektonik qalxma get-dikdə, yerli və regional eroziya bazisi dərinləşir, qrunut suları öz səviyyəsini həmin bazisə uyğunlaşdırmağa başlayır və nəhayət, əvvəlkindən müəyyən qədər dərinədə, yeni üfüqi sirkulyasiya zo-nasında alt mağaralar və yeraltı boşluqlar sistemi yaranır.

İ.K.Zaytsev, D.V.Rijikov və başqaları karst sularının yerli və regional eroziya bazisindən aşağıda da hərəkətdə olmasını göstə-rir və bu zonanı **sifon sirkulyasiyası** zonası adlandırır. Sifon sirkulyasiyası zonası ~~bulaqları çox təzyiqli~~, yaxud «qalxan bulaqlar» adlanır və il boyu onların debiti dəyişmir.

Karst sahələrinin çayları

Karst sahələrində olan səth sularını hidroloji xarakterinə və rejiminə görə aşağıdakı tiplərə bölmək olar:

1. Müvəqqəti axarlı çaylar. Bunlar karst sahəsinin dayaz də-rələrində yalnız qüvvətli leysan yağışların və qarın əriməsi vaxtı mövcud olur. Adətən, bu vaxt yaxşı inkişaf etməmiş karst rayon-ları dərələrində yerləşən ponorlar və çatlar gur səth sularını ta-mamilə uda bilmir və nəticədə ponordan aşağıda səth axını yaranır. Daşqın suları keçdikdən sonra, azalmış səth suyu tama-milə ponor və çatlarla udulur və dərə susuz qalır (şəkil 16).

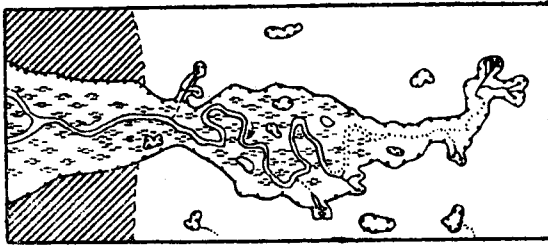
2. Karst sahəsi qrunut suları səviyyəsindən yuxarıda yerləşən dərələrin axarlı çayları. Bu çaylar öz mənbəyini karst sahəsindən kənarda götürməklə, çox sulu olur və buna görə də karst zona-sından keçdikdə çox su itirməklərinə baxmayaraq, ondan kənara müəyyən qədər su çıxara bilir.

3. Dərələri karstın qrunut suyu səviyyəsinə qədər dərinləşmiş daimi çaylar. Bunlar iki yolla əmələ gəlir. Birinci yol yuxarıda göstərilən tipə aid olan çayların öz yataqlarını karst suları sə-

viyyəsinə qədər dərinləşdirməsidir. İkinci yol karst sahəsində mövcud olan yeraltı çayların yataqları üzərində tağbəndlərin uçması nəticəsində yeraltı çayların səth çaylarına çevrilməsidir. Axırncı yolla əmələ gələn çay yataqları üzərində təbii körpülərin olması, onların mənşeyini sübut edir. Belə çay dərələrinə Dunayın sağ qolu olan Vratna çayı tipik misaldır.

4. Karst massivinın altında yatan, sukeçirməyən qatlarda dərəsini dərinləşdirmiş çaylar.

5. Yeraltı çaylar. Dünyanın bir çox karst sahələrində yeraltı çayların olması müəyyən edilmiş və onlardan bir neçəsi öyrənilmişdir. Yeraltı çaylar öz mənbəyini karst sahəsindən kənarda başlayıb, bura çatdıqda ponor və çatlarla udulan çaylar və karst sahəsinə düşən yağıntılar hesabına yaranır. Onların əksəriyyəti yer altında bir neçə kilometr axdıqdan sonra, yenidən yerin səthinə çıxır. Kraynada Rieka çayı iki dəfə yer altında gizlənir. Dinar dağlarında başqa bir çay—Piuka çayı, karst sahəsinə çatdıqda (Postoyna şəhəri ətrafında), yerin səthindən yox olur və Postoyna qrotuna daxil olur, 9 km yeraltı ilə axdıqdan sonra yenidən səthə çıxır. Belə çaylara Pireney dağlarında və başqa yerlərdə də təsadüf edilir. Məşhur spelioloqlardan E.Martel, D.Krastere və başqaları müəyyən etmişlər ki, yeraltı çayların dərəsi mürəkkəb olur. Onlar bəzən hündür astanalı, şəlaləli olur, bəzən qollara ayrılır və yenidən birləşir, bəziləri üzərində sifonlar yerləşir və s. Adətən, yeraltı çayların yatağı çox maili olur. Çaylar bəzən dar boru ilə, bəzən geniş mağaralar sisteminin dibi ilə axır (şəkil 18).



1 2 3 4 5 6

Şəkil 18. Karst sahəsinə daxil olan çayın yox olması: 1—karstlaşmayan süxurlar; 2—əhəngdaşları; 3—qumlu-gilli allüvium, 4—çayın dərəsi; 5—kor dərələrdə ponorlar; 6—qırıqlar.

Karst bulaqları

Karst sahələri hidroqrafiyasının xüsusiyyətlərindən asılı olaraq, burada müxtəlif tipli bulaqlar yerləşir. Karst bulaqlarının qidalanması, sululuğu və su rejimi karstın hidroqrafiyası ilə sıx əlaqədardır. Karst bulaqlarının rejimi qida mənbəyinin xarakterindən, bulağın hansı zonanın karst suları ilə əlaqədar olmasından asılıdır.

Rejiminə görə karst bulaqlarını bir neçə növə (tipə) ayırmaq olar:

1. Aerasiya zonası bulaqları. Müvəqqəti fəaliyyətdə olan bulaqlardır. Qarlar əriyən zaman və güclü yağışlardan sonra aerasiya zonasında yerləşən karst çatlarının və quyularının karst massivi yamaclarında yerləşən çıxışlarında gur sulu bulaqlar əmələ gəlir. Tez bir zamanda bu bulaqların suyu azalır və nəhayət, onlar tamamilə quruyur. Aerasiya zonası bulaqlarını qidalandıran hövzənin sahəsi kiçik olur.

2. Dövrü tam doyma zonası bulaqları. Bu zonada bulaqlar yeraltı suların yüksək səviyyəsi ilə əlaqədar olduğuna görə, dövrü fəaliyyətdə olan bulaqlar adlanır. Onlar adətən yağıntılı fəsillərdə mövcud olur, quraq aylarda quruyur.

3. Daimi tam doyma zonası bulaqları. Belə bulaqlar Fransanın cənubunda olan məşhur Voklyuz bulağının adı ilə adlanır. Voklyuz bulaqları çox gur sulu olmaları və daima fəaliyyət göstərmələri ilə yuxarıdakılardan fərqlənir. Bəzən Voklyuz bulaqlarından bir çoxu karst sahəsindəki yeraltı çayların səthə çıxdığı yerlərdə yerləşir. Voklyuz bulaqlar daimi tam doyma zonasında yerləşmələrinə baxmayaraq, fəsillər üzrə onlarda su sərfi tərəddüd edir.

Yeraltı çayların dənizə töküldüyü yerdə bəzən «**dəniz-dəyirmanı**» adlanan hadisə müşahidə olunur. Dəniz səviyyəsində və ondan bir qədər aşağıda yerləşən yeraltı çayın kanalına qovuşan ponor və çatlara dəniz suya dolaraq yeraltı çayın suyuna qarışır və dənizin dibində gur bulaq əmələ gətirir. Yerli şəraitdən asılı olaraq «dəniz dəyirmanlarının» müxtəlif tiplərinə rast gəlmək mümkündür. «Dəniz dəyirmanlarına» ən çox Aralıq dənizi sahəsində, Fransanın cənubunda və başqa rayonlarda rast gəlinir.

Karst mağaraları

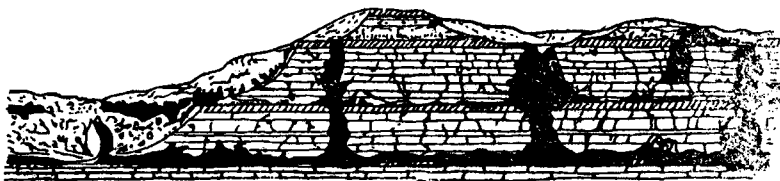
Karstın yer səthində yayılmış formalarından fərqli olaraq, müxtəlif dərinliklərdə cərəyan edən karst sularının fəaliyyəti nəticəsində əmələ gələn müxtəlif ölçülü yeraltı boşluqlar mağara adlanır. Mağaralar adətən üfüqi istiqamətdə uzanaraq, dibi bir tərəfə meyilli olur. Karst massivinin geoloji xüsusiyyətlərindən və karstın inkişafından asılı olaraq mağaralar bir neçə mərtəbəli ola bilər.

Mağaralar müxtəlif yollarla əmələ gəlir. Dəniz və okean sahillərində yayılmış mağaralar, dəniz dalğalarının dağıdıcı təsiri nəticəsində dik qayalı sahilləri təşkil edən süxur qatlarında olan çatların genişlənməsi və həmin sahillərdə daha kövrək süxurların dağılması nəticəsində əmələ gəlir. Sahil mağaraları həm karbonat və həm də qeyri-karbonat süxurlarda əmələ gəlir. Bu tipli mağaralar çox uzun olur.

Səhralarda mağaralar səhra aşınması və deflyasiyasının təsiri nəticəsində yaranır. Vulkanik süxurlarda mağaralar çatlarla yer altına süzülən suların mexaniki fəaliyyətindən əmələ gəlir. Belə mağaralar bir çox vulkan rayonlarında, o cümlədən Azərbaycan-da Laçın və Kəlbəcər rayonlarında inkişaf etmişdir. Vulkanik sahələdə başqa yolla əmələ gələn mağaralar da məlumdur.

Bütün yuxarıda göstərilən və xüsusilə qeyri-karbonat süxurlarda yayılan mağaralar kiçik olur. Ən böyük mağaralar isə suda həll olan karbonat süxurlarda yer altına süzülən karst sularının uzun müddət həmin süxurlarda olan üfüqi və az meyilli çatların divarlarının korroziyaya uğratması nəticəsində əmələ gəlir. Mağaralar iki səviyyədə inkişaf edir. Birinci – müvəqqəti tam doyma zonası səviyyəsində, ikinci – daimi tam doyma zonasında. Karst massivi tektonik qalxmaya məruz qaldıqda, eroziya bazisinin aşağı düşməsi ilə əlaqədar olaraq, karst suları da öz səviyyəsini yerli eroziya bazisinə uyğunlaşdırmağa çalışır. Buna görə də, yerli eroziya bazisindən xeyli yuxarıda yerləşmiş yeraltı çaylara və göllərə malik olan mağaralar, həmin suların aşağı qatlara keçməsi ilə əlaqədar olaraq quruyur. Aşağı qatlara keçən karst suları artıq yeni səviyyədə yeraltı boşluqlar sistemi yaradır. Karstlaşan süxurlar altında karst suları əvvəlki kimi fəaliyyət göstərir və onlar dərənin yamacında üzə çıxaraq şelalələr əmələ gətirir.

Yer altında üfûqi və meyilli çatlar üzrə hərəkət edən sular karbonat süxurların kimyəvi tərkibindən və çatlılıq dərəcəsiindən asılı olaraq dar, yaxud geniş boşluqlar əmələ gətirir. Buna görə də, yeraltı çayların axdığı boşluqlar bəzən çox daralır, bəzən isə çox genişlənir, eni və hündürlüyü on metrlerle ölçülür. Mağaraların daralan və genişlənən hissələrinin uzunluğu yüz metrlerle ölçülür. Çox vaxt mağaralar olduqca mürəkkəb boşluqlar sistemi yaradır. Onlar dar və geniş yerləri olan bir çox qollara ayrılır (şəkil 19).



Şəkil 19. Üfûqi və şaquli karst boşluqlarının yerləşməsi (N. Lindsə görə).

Mağaraların mərtəbəli yerləşdiyi sahələrdə, alt və üst mərtəbələr arasında şaquli quyular, şaxtalar yerləşir. Bəzən isə üst mərtəbə suları ensiz çatlarla alt mərtəbəyə süzülür.

Karst massivi kənarında, adətən, yamacın aşağısında mağaranın ağzı (yer səthinə çıxdığı hissəsi) yerləşir. Massiv daxilində mağara kiçik çatlarla qurtarır ki, buraya insan daxil ola bilmir. Belə mağaralar kor, yaxud kisəvari mağaralar adlanır. Bəzi mağaraların hər iki qurtaracağı yer səthində üzə çıxır. Bunlara keçidli mağaralar deyilir (Füzuli şəhəri yaxınlığında Azıx mağarası).

Yeraltı su səviyyəsində yerləşən mağaralarda yeraltı çaylara və bəzən göllərə rast gəlmək olar.

Mağaraların maraqlı morfoloji xüsusiyyətlərindən biri **stalaqtit və stalaqmitlərin** olmasıdır. Mağaraların tavanında, döşəməsində və divarlarında karbonlu əhəngin çökməsi nəticəsində fantastik formalı çökmə törəmələr əmələ gəlir.

Mağaranın tavanından damcılayan sular, tavanda karbonlu əhəngi çökdürərək, yuxarıdan aşağı sallanan stalaqtitləri, döşəməyə düşən damcıları isə aşağıdan yuxarı qalxan **stalaqmitləri** əmələ gətirir. Stalaqtitlər mağaranın tavanından aşağı,

stalaqmitlər isə yuxarıya tərəf nazikləşir və bir qayda olaraq, bir-birinin tuşunda yerləşir. Çökmə törəmələr yaxşı inkişaf edən mağaralarda, onlar çox mürəkkəb və zəngin «arxitekturaya» malik olan sütunlar **stalaqnatlar** əmələ gətirir.

Stalaqtit və stalaqmitlər çökmə törəmələrin ən çox yayılan formalarıdır. Zəngin «arxitekturaya» malik olan başqa formalar da olar. Bəzən mağaralarda olan çökmə törəmələr mifi heyvanlara və başqa canlılara, əşyalara oxşar formada inkişaf edir. Mağaranın döşəməsindən yuxarı ucalan və çox sıx halda yerləşmiş stalaqmitlər tropik ölkələrin quru iqlimində yayılmış sukkulent bitkilər «meşəsini» xatırladır. Çökmə törəmələrlə zəngin olan mağaralar ən maraqlı karst boşluğu hesab edilir.

Mülayim qurşaqda yerləşən bəzi mağaralarda stalaqtit və stalaqmitlər buzdan əmələ gəlir. Belə mağaralar buzlu mağaralar adlanır. Adətən, həmin mağaralarda temperatur çox vaxt 0°-dən aşağı olduğuna görə, tavandan damcılayan su donur və getdikcə buz stalaqtiti böyüyür, döşəməyə düşən damcılar isə donaraq buz stalaqmiti əmələ gətirir. Bir-birinin tuşunda yerləşən buz stalaqtitləri və stalaqmitləri birləşərək, buz sütunları əmələ gətirir. Rusiya Federasiyasında məşhur Kunqur mağarasındakı Qütb qrotu buna misaldır.

Dünyada ən uzun mağaralar sistemindən biri (Podolyedə) Ukrayna Respublikasında yerləşir. Buradakı **Optimistiçeskaya** gibs mağarası sisteminin uzunluğu 150,4 km-dir. Bu mağara uzunluğuna görə dünyada ikinci yerdə durur (ABŞ-dakı **Flint-Mamont** mağara sisteminin ümumi uzunluğu 361,6 km-dir). Podolyedəki **Ozernaya mağarası** isə dünyada uzunluğuna görə dördüncü yerdə durur (104,8 km). Ümumiyyətlə, keçmiş SSRİ-də uzunluğu 10 km-dən artıq 9 mağara məlumdur. Bunlar əsasən Podolyedə, Qafqazda, Bukovinada (Zoluşka mağarasının uzunluğu 76 km-dir) yerləşirlər. Azərbaycanda məlum olan mağaralardan ən böyüyü Füzuli şəhərinin yaxınlığında, Quru çayın sol sahilində yerləşən Azıx mağarasıdır. Bu mağara 4 böyük qrotdan və onları birləşdirən tonnəllərdən ibarətdir. Qrotlardan bəzisinin eni 20-25 m, uzunluğu 30 m-ə qədər, hündürlüyü 10-15 m-ə çatır.

Azíx mağarası böyüklüyünə görə məşhur mağaralarla müqay

yisə edilə bilməsə də, dünyada ən qədimlərindən (təxminən 1 milyon il əvvəldən başlamış) ilk insanın məskən saldığı mağaradır. Bu mağaranın arxeoloji və paleocoğrafi əhəmiyyəti olduqca böyükdür.

Xarici ölkələrdə olan məşhur mağaralardan biri ABŞ-da Kentukki ştatındakı Mamont mağarasıdır. Bu mağara dünyada məlum olan mağaralar içərisində ən böyüyü və maraqlısıdır. Mamont mağarası çoxmərtəbəlidir. Mağaranın indiyə qədər tədqiq edilmiş hissəsində 225 qol, 47 hündür günbəz (günbəzvəri boşluq), 23 dərin quyu və şaxta, 8 şələlə, 3 çay, 2 göl və bir «dəniz» olması müəyyən edilmişdir. Mağara ona yaxın yerləşən Flint-Ric mağarası ilə əlaqədardır. Hazırda bir sistem hesab edilən Flint-Mamont mağara sistemi dünyanın ən uzun mağarası hesab edilir. Bunun ümumi uzunluğu 361,6 km-dir. Bundan başqa ABŞ-da Cənubi Dakota ştatındakı **Couell** mağarasının uzunluğu 46,3 km, Kentukki ştatında yerləşən **Kristalnaya** mağarasının uzunluğu 64-65 km-dir.

Qərbi Avropada bir çox böyük və maraqlı mağaralar vardır. İsveçdə uzunluğuna görə dünyada üçüncü yerdə duran məşhur **Hyollok** mağarası yerləşir. Bu mağara sistemindəki yeraltı boşluqların ümumi uzunluğu 139,3 km-dir. Avropada ən uzun mağaralar sisteminə, həmçinin Fransadakı **Tromba** (Pireney dağlarındadır, uzunluğu 54 km), İsveçdəki **Ziben Hintes** (uzunluğu 48 km), İngiltərədəki **Linq-Pot** (uzunluğu 45 km) mağaraları aiddir.

Psevdokarst (yalançı karst)

Yer səthində asan karstlaşan karbonatlı süxurlardan və duz qatlarından başqa, bir çox digər süxur qatlarında da, xarici görünüşünə görə karst boşluqlarını xatırladan boşluqlar əmələ gəlir. Belə süxurlara gilləri, qum daşlarını, konqlomerat və brekçiləri, lyoss və lyossabənzer çöküntü süxurlarını, vulkanik süxurları misal göstərmək olar. Qırıntı çöküntülərdə yeraltı və eyni zamanda səth boşluqlarının əmələ gəlməsi tipik karstdan fərqli olaraq başqa yolla, əsasən həmin süxur qatlarına süzülən suların mexaniki fəaliyyəti yolu ilə əmələ gəlir. Buna görə də formaca karstı xatırladan boşluqlar mahiyyətə onlardan fərqlənir və geomorfoloji

ədəbiyyatda **yalançı karst** adlanır. Q.A.Maksimoviç qeyri-karbonatlı qırıntı süxurlarda yayılmış formaları **klasto karst** adlandırır. Bu formaların əmələ gəlməsini bəzən **suffoziya karst** prosesi adlandırırlar. Lakin həmin formaların əmələ gəlməsi nə tipik, nə də suffoziya məfhumuna uyğun gəlmir. Son zamanlar qeyri-karstın müxtəlif süxurlarda yayılan formalarını **psevdo karst** anlayışı ilə ifadə edirlər.

Psevdokarst gilli çöküntülərdə daha geniş yayılmışdır. Bəzən ədəbiyyatda gilli karst, yaxud da yeraltı erozion formalar adlanan boşluqlar Orta Asiyada, Cənubi Qafqazda dağ ətəklərində və s. ölkələrdə geniş yayılmışdır. Gil çöküntülərində boşluqların inkişafı müxtəlif yollarla izah olunur. Bir qrup müəlliflər bu prosesi yer altına süzülən suların çatlarda olan gips və duz təbəqələrini həll edərək, həmin çatları genişləndirməsi ilə izah edirlər. Lakin gilli süxurlarda psevdokarst boşluqlarının yaranmasında yer altına süzülən suların erozion fəaliyyəti daha üstün yer tutur. Gilli süxurlarda psevdokarst inkişaf edən yerlərdə karst sahələrində olduğu kimi qıflar, ponorlar, təbii şaxtalar və mağaralar geniş yayılmışdır. Lakin bu formalar həmcəmi kiçik olur və tez dağılır.

Psevdokarst Azərbaycanda (Qobustan, Ceyrançöl, Acınohurun cənubunda, Xızı rayonunda – əsasən Tıxçay hövzəsində, Naxçıvan MR-də) üçüncü dövrün gilli qatlarında geniş yayılmışdır. O, bəzən tipik gilli psevdokarst relyefi landşaftı əmələ gətirir.

XVI FƏSİL QLYASİAL VƏ FLÜVİOQLASİAL RELYEF FORMALARI

Qar xətti və onun geomorfoloji əhəmiyyəti

Okean səviyyəsindən yuxarı qalxdıqca havanın temperaturu hər 100 m-dən bir təxminən 0,5-0,6° aşağı düşür. Nəticədə troposferin aşağı qatından yuxarı qalxdıqca istilik azalır, soyuqluq isə artır. Orta və yüksək enliklərdə illik temperatur 0°-dən aşağı düşəndə yağıntılar qar halında düşür.

Yer kürəsində qaryağmanın ekvatora görə sərhədi müxtəlifdir. Aralıq dənizi sahillərində 37°, Asiyanın mərkəzi hissəsində

24° şimal en dairəsinə qədər, Cənubi Amerikanın qərb sahillərində 45°, şərq sahillərində isə 44° cənub en dairələrinə qədər olan düzənlik sahələrdə ilin soyuq fəslində qar yağır. Ekvator yaxınlığında olan ən uca dağlarda da ilin bütün fəsillərində qar yağır. Ekvatorial Afrikada 5895 m-ə qədər ucalan Kilimancaro dağının 5380 m-dən yuxarıda yerləşən zirvəsində qalın qar qatı vardır.

Müvəqqəti qarlar çox davam etmədiyindən, relyefin əmələ gəlməsində əsaslı rol oynamır və onların əmələ gətirdiyi mikro-relyef isti fəsildə başqa xarici amillərin fəaliyyəti nəticəsində dağılır.

Yer kürəsinin istər tropik və istərsə də mülayim qurşaqlarında müəyyən yüksəklikdən yuxarı **nival** iqlim sahəsi başlanır və burada yağıntılar başlıca olaraq sülb halında düşür. Ekvatordan şimal və cənub qütblərə doğru getdikcə bu sahənin sərhədi tədricən alçalaraq, dəniz səviyyəsinə enir. Qütb ölkələrində nival iqlim geniş ərazini əhatə edir. Deməli, nival iqlim sahəsi həm dağlarda, həm də yüksək enliklərdə olan düzənliklərdə yaranır.

Sülb halında düşən yağıntıların müsbət balansı olan atmosfer qatı **xionosfer** adlanır. Xionosferin relyeflə kəsişdiyi xətdən yuxarıda qar toplanır, xarlanmış qar talaları və buzlaqlar yaranır. Xionosferin aşağı və yuxarı sərhədi vardır. Xionosferin mövcudluğu yer səthinin hansı yüksəklikdə olmasından asılı deyildir. Xionosferin qalınlığı hər yerdə bir bərabərdə olmur. Yer səthinin iqlim şəraiti xionosferin aşağı sərhədi yüksəkliyinin dəyişənliyinə təsir edir.

Xionosferin aşağı sərhədinin mütləq yüksəkliyinə ərazinin yerli iqlim şəraiti təsir göstərir. Şpisbergen adalarında (77° ş.e.) qar xətti dəniz səviyyəsindən 600 m yüksəklikdə yerləşdiyi halda, İslandiyanın mərkəzi hissəsində (70° ş.e.) 1300-1500 m-ə qədər ucalır. Şimala getdikcə (Frans İosif torpağında) qar xətti, demək olar ki, dəniz səviyyəsinə qədər enir.

P.A.Şumskiyə görə arktika kontinental iqlim şəraitində temperatur daim aşağı olduğundan burada buxarlanma kifayət qədər getmir, antisiklon şəraiti isə rütubətin kənardan gətirilməsinə maneçilik törədir. Buna görə arktika kontinental iqlim şəraitində yağıntının miqdarı yox dərəcəsindədir. Atmosfer yağıntıları,

yüksəkliyin artması ilə əlaqədar, demək olar ki, heç artmır.

Qar xətti bir neçə növə ayrılır: **iqlim qar xətti, yerli qar xətti, mövsüm qar xətti, oroqrafik qar xətti**.

İqlim qar xəttinə nəzəri qar xətti, yaxud sadəcə olaraq qar xətti də deyilir. Ümumiyyətlə, qar xətti Yer kürəsinin hər hansı bir nöqtəsində müəyyən yüksəklikdə yerləşir. Həmin yüksəklikdə il müddətində sülb halında düşən yağıntıların həcmi əriyən qar və buzların həcminə bərabər olur.

Bəzən qar xəttini xionosferin aşağı xətti ilə eyniləşdirirlər. Lakin bu belə deyildir. Xionosferin aşağı sərhədində güney və quzey, düz və uçurumlu relyef sahələrində sülb halında yağıntıların illik balansı – gəlir və çıxarı sifra bərabər olur.

Qar xətti xionosferlə yer səthinin qarşılıqlı əlaqəsi nəticəsində yaranır. Onun yüksəkliyi sülb halında düşən yağıntıların miqdarından, havanın temperaturundan, günəş radiasiyasından, buludluqdan, ərazinin güney və ya quzeyliliyindən və başqa səbəblərdən asılıdır.

Qar xətti orta illik temperatura 0° -ə bərabər olan izoterm üzrə keçir. Lakin bəzi dağlıq ərazilərdə (məs., Alp dağlarında) qar xətti $0,5^{\circ}$ ilə $3,5^{\circ}$ izotermələri arasından keçir. Yerli qar xətti buzlaqlar və qar talaları saxlanılan dağlarda ayrılır. Yerli qar xəttini təyin etmək üçün adətən, «zirvə üsulu» adlanan üsuldən istifadə olunur. Bunun üçün buzlaq və daimi qar talaları olan dağların və eləcə də onlardan uca olub, lakin qar və buzlağı olmayan zirvələrin yüksəklikləri qeydə alınır. Onların cəmindən alınan orta yüksəklik yerli qar xətti hesab olunur. Yerli qar xətti ərazinin iqlim şəraitindən, oroqrafik quruluşundan, yamacın səmtindən və küləkdöyən olub-olmamasından çox asılıdır. İ.S.Şukinə görə **firn** (xarlanmış qar) xətti buzlağın özünün yaratdığı mikroiqlim sayəsində xionosfer xəttindən 200 m-ə qədər aşağı enir.

İqlim qar xəttindən yuxarıda yaranmış buzlaqların özləri və eləcə də, onların dərələr boyu uzanan dilləri, qar xəttindən aşağıda olan sahələrdə müəyyən relyef əmələ gətirir. Belə ki, onlar karlar, təknəvarı dərələr, çökəkliklər yaradır, yamaclara və dərələrin dibinə mexaniki təsir göstərərək, tədricən onları dərinləşdirir.

Mövsümi qar xətti yayın əvvəllərində yamaclarda qalmış qarın aşağı sərhədi ilə qardan azad olmuş çılpaq yamaclar arasında olan xətdən keçir. Qar yay müddətində əridikcə, mövsümi qar xətti tədricən yuxarı, iqlim qar xəttinə qədər qalxır. Bu hal təzə qar yağana qədər davam edir. Payız aylarında qar yağması ilə əlaqədar olaraq mövsümi qar xətti tədricən yenidən aşağı enir.

Beləliklə, mövsümi qar xətti payızda tədricən alçalaraq qışda dağətəyinə və düzənliklərə qədər düşür, yazda yüksək yamaclara, yayda isə zirvələrə qalxır.

Oroqrafik qar xətti də iqlim qar xəttindən aşağıda olur. İqlim qar xəttindən aşağıda, çökəkliklərdə və başqa əlverişli relyef şəraitində ildən-ilə yığılmış, xarlanmış qar talaları qalır. Bu qar talalarının aşağı sərhədindən keçən xətt oroqrafik qar xətti adlanır.

Oroqrafik qar xəttinin yüksəkliyinə yamacın meyliyi, parçalanma dərəcəsi və s. təsir göstərir. Əgər dağların yamacları az meyli, suayırıcıları isə bir qədər hamardırsa, oroqrafik qar xətti iqlim qar xəttinə yaxın olur. Lakin şiddətli parçalanmış dağların yamacları meyli, suayırıcıları dik olduqda, oroqrafik qar xətti iqlim qar xəttindən bir neçə yüz metr aşağıdan keçir.

Qar xəttinin yuxarıda göstərilən növlərindən əlavə, buzlaşma xətləri də vardır. Buzlaşma xətti iqlim qar xəttindən 200–250 m yuxarıdan keçir. Həmin xətdən yuxarıda yerləşən bütün zirvələr-də kiçik buzlaqlar əmələ gəlir.

Qar xəttinin yüksəkliyi oroqrafiya və iqlimdən asılı olduğundan, o yerlərində müxtəlif hündürlüklərdən keçir. Şimali Amerikanın Yakutat-bey (Alyaska) hissəsində qar xətti (60° şimal enliyi) 600–800 m, Cənubi Amerikanın Boqota Kordilyerində (5° şimal enliyi) 4600 m, Şimali Çili Andlarında (25° cənub enliyi) 6500 m, Magellan boğazında (53° cənub enliyi) 900 m, Avropada Frans İosif torpağının şimal hissəsində (82° şimal enliyi) 50 m, Alp dağlarının Matterhorn və Monte-Roza massivlərində (46° şimal enliyi) 2800–2900 m, Asiyada Kunlun dağlarında ($35\text{--}36^{\circ}$ şimal enliyi) 6000 m, Afrikada yüksək Atlasda (31° şimal enliyi) 4500 m yüksəklikdən keçir.

Qar xəttinin yüksəkliyinə, bir sıra amillərlə yanaşı (atmosfer dövrəni, isti və soyuq dəniz cərəyanlarının yaxınlığı və uzaqlığı, hakim küləklər və s.) dağların istiqaməti və yamacların səmti tə-

sir edir. Qafqazın şərq hissəsinin cənub yamacında ($40,5^{\circ}$ şimal enliyi) qar xətti 3800 m, şimal yamacında isə ($41,5^{\circ}$ şimal enliyi) 3480 m yüksəklikdən keçir.

Qar xətti yüksəkliyinin təyin edilmə üsulları

Adətən, qar xəttinin yüksəkliyi iki yolla təyin edilir. Onlardan biri buzların üzərində görülən işlər, digəri iri miqyaslı topoqrafiya xəritələri üzərində aparılan tədqiqatlardır. Buzlaqlar üzərində aparılan müşahidələr üsulu daha məqsədəuyğun hesab edilir. Lakin o, çox əmək və vaxt tələb edir.

Qar xəttini buzlaq üzərində qar yağana qədər təyin etmək məqsədə daha uyğundur. Buzlaqların qar xəttindən aşağıda yerləşən hissəsi qardan məhrum olduğu halda, yuxarı hissəsi qarla örtülü olur. Buzlağın səthində bütöv qar örtüyünün aşağı sərhədinin yüksəkliyi ilə buzlaq dili yüksəkliyi arasında olan iki rəqəmin orta cəmi qar xəttinin yüksəkliyi ilə tam uyğun gəlmir və əslində xarlanmış qar talaları sərhədinin yüksəkliyini verir.

Qar xəttinin yüksəkliyini təyin etmək üçün sülb halında düşən yağıntı ilə əriyən buzlağın sərhədini bir neçə yerdə təyin etmək tələb olunur. Bu üsulla qar xəttinin həqiqi yüksəkliyini daha dəqiq təyin etmək mümkündür.

Qar xəttinin yüksəkliyini təyin etmək üçün bir neçə üsul vardır.

Kurovski üsulu. Bu üsula görə buzlaq sahəsində yağıntı ilə ərimə arasında olan asılılığı tapmaq lazımdır. O, buzlaq səthinin orta yüksəkliyini (buzlaq dili və xarlanmış qar hövzəsi) təyin edir (Kurovski üsulunun səhvi 50 m-ə qədərdir).

Qefer üsuluna görə buzlağın yuxarı hissəsinin orta yüksəkliyi ilə buzlaq dilinin yüksəkliyi toplandıqdan sonra iki yerə bölünür. Alınan rəqəm qar xəttinin yüksəkliyini göstərir.

Praç-Bryükner üsuluna əsasən buzlaqların son sərhədinin yüksəkliyi ilə onları əhatə edən buzlaq olmayan uca zirvələrin yüksəkliyi toplanır, alınan orta rəqəm qar xəttinin hündürlüyünü verir. Bu rəqəm həqiqi qar xəttinin bir qədər yuxarısından keçir və demək olar ki, buzlaşma sərhədinə uyğun gəlir.

Hess üsulu ilə iri miqyaslı topoqrafik xəritədə olan buzlaqların qar xəttini təyin etmək olar. Topoqrafiya xəritəsində ətraf yamaclardan gələn topoxətlər buzlaq üstündən keçir. Həmin

xətlər buzlağın əsas mənbə hissəsində yuxarı, onun dil hissəsində isə aşağı meyli etmiş və ya çevrilmiş olur. Lakin hər iki hissə arasında qalan sahədə horizontallar qabarıq şəkildə yerləşir. Qabarıq horizontalların göstərdiyi yüksəklik qar xəttinin yüksəkliyinə bərabərdir. Bu üsul başqalarına nisbətən daha sadədir.

Reyd üsuluna görə qar xətti buzlaq sahəsində olan kənar çatlarla buzlaq dilində rast gəlməmiş ilk moren çöküntüləri arasında qalan orta yüksəkliyə bərabərdir. Bu üsulla həm çöldə, həm də topoqrafik xəritə üzərində qar xəttinin yüksəkliyini təyin etmək olar. Qar xəttinin yüksəkliyini göstərən xətt **izoxion** adlanır.

A.L.Reynqard Qafqaz üçün qar xətti xəritəsini izoxion üsul əsasında tərtib etmişdir.

Buzlağın qidalanma və ablyasiya sahəsi

Buzlaq kütləsinin azalması həm buzlağın qidalandığı yerdə və həm də aşağı hissəsində gedir. Buzlaq kütləsinin azalması onun yuxarı hissədə kəskin gözə çarpmır. Buzlağın aşağı hissəsində isə kütlənin azalması daha çox gözə çarpır. İqlimin təsiri ilə əlaqədar olaraq ərimə və buxarlanma nəticəsində buzlaq həcminin azalması ablyasiya adlanır. Buzlağın ablyasiyası buzlaqaltı, buzlaqdaxili və buzlaqüstü ablyasiyalar yolu ilə baş verir.

Buzlaqaltı ablyasiya, başlıca olaraq yerin fasiləsiz olaraq ayırdığı istiliyin təsiri nəticəsində baş verir. Bu istilik buzlaqları altdan tədricən əridir. Bəzi alimlər buzlaqaltı ablyasiyaya böyük əhəmiyyət verir və hətta buzlağın altından çıxan suların hamısını onunla əlaqələndirirlər. Əslində isə həmin suların ancaq az bir hissəsi buzlaqaltı ablyasiya hesabına, əsas hissəsi isə yeraltı suların hesabındır. Eli de-Bomon 1843-cü ildə hesablamışdır ki, yerin verdiyi istilik ildə yalnız 6,5 mm buz qatını əridə bilər.

Buzlaqdaxili ablyasiya buzlağın tərkib hissəsinin bir-birinə sürtünməsi nəticəsində baş verir və buzlağın ümumi ablyasiyasına nisbətən o qədər də əhəmiyyət kəsb etmir. Bəzən buzlaq daxilində olan boşluqlara dolmuş su nəinki isti aylarda, hətta buzlağın əriməsi dayandığı dövrdə çayları qidalandırır.

S.V.Kalesnikə görə, buzlaqüstü ablyasiya günəş radiasiyası, havanın temperaturu, su buxarının buzlaq üzərində sıxlaşaraq dövrəni nəticəsində verdiyi gizli istilik, buzlaq üzərində yağan

yağışdan alınan istilik, havanın rütubəti, su buxarının kondensasiyası, yamacların səmtliyi və s. səbəblərdən baş verir.

Bunlardan əlavə buzlaq onun üzərinə tökülmüş torpaq və süxur qırıntıları hesabına da tez əriyir. Buzlağı və qarı tez əritmək üçün onların üzərinə günəş şüasını udan qara qurumlar və qara rəngli maddələr səpirlər.

Buzlaqlar iqlimin təsirindən başqa, mexaniki səbəblərdən də azalır. Mexaniki hərəkət nəticəsində buzlaq dilləri aşağı hərəkət edərək, bəzən dik yamaclar və uçurumlarla qarşılaşır. Belə halda vaxtaşırı buzlaq uçqunları baş verir. Həcmi 5-10 milyon m³-ə çatan uçmuş buzlar yamac boyu hərəkət edərək, bəzən yaxın yaşıyış məntəqələrinə çatır və onlara ciddi maddi ziyan vurur. Buzlaq uçqunları Qafqazda, Orta Asiya buzlaqlarında və başqa dağlıq ərazilərdə baş verir.

Buzlaq uçqunları buzlağın sürətlə artması, havanın uzun müddət isti olması, buzlaq səthində suyun toplanması və nəhayət, buzlaq göllərinin dağılması nəticəsində də baş verir. Bundan əlavə, buzlaq uçqunlarına seysmik hadisələr və vulkan püskürmələri nəticəsində yaranan güclü təkan da səbəb olur.

Gölə, fiorda və dənizlərə qədər enən buzlaqlardan qopan buzlar, üzən buzları əmələ gətirir. Üzən buzların nəhəng hissəsi **aysberq**, kiçik hissəsi isə **aysblok** adlanır. Nəhəng buz dağlarından ibarət olan aysberqlər okeanlarda, dənizlərdə üzür. Bunlar bəzən Antarktida dənizlərində 100-150 m dərinliyində olan sahələrə, dibə ilişib qalır. Buzlaqların qırılıb dənizə düşməsi hidrostatik təzyiq, qabarma, çəkilmə, dəniz cərəyanı və güclü küləklərin təsiri altında baş verir. Tək Qrenlandiya buzlaqlarından ildə 13000-15000-ə qədər aysberq qopur. Aysberqlər əsasən iki formada (yastanvarı və dağabənzər) olur. Yastanvarı buzlaqların səthi hamar, yamacları isə dik olur. Uedella dənizində rast gəlinən yastanvarı buzlağın uzunluğu 170 km, hündürlüyü 100 m, həcmi isə 500 km³-ə qədər olmuşdur. Qrenlandiya aysberqlərinin hündürlüyü 157 m, həcmi isə 31 km³-ə qədər çatır. Onların kütləsinin 5/6-dən 9/10 hissəsinə qədəri suyun altında olur. Aysberqlər çox uzaqlara üzüb gedə bilər. Qrenlandiya buzlaqlarından qopan aysberqlər Şərqi Qrenlandiya və Labrador axınları vasitəsilə 40-50° şimal enliyinə, Antarktida aysberqləri isə 30-

40° cənub enliyinə qədər üzür. Onlar bəzən tropik enliyə qədər (27° cənub enliyi) gəlib çatır. Aysberqlər gəmi hərəkəti üçün çox təhlükəlidir. Aysberqlər üzən şirin su «anbarlarıdır». Onları xüsusi gəmilərin yedəyində qonşu materiklərin səhralarına aparmaq planlaşdırılır.

Buzlaqların tipləri

Buzlaqlar dağlıq ölkələrdə relyefin inkişafında böyük rol oynayır və formalarına görə başqa geomorfoloji amillərin yaratdığı relyef formalarından kəskin fərqlənən morfoskulptur yaradır. Buna görə, həm də ayrı-ayrı buzlaq tiplərinin bir-birindən fərqlənən relyef formaları yaratdığına görə, onların təsnifatı ilə tanış olmaq mühüm şərtidir. Dağ-dərə buzlaqları yamaclarda karlar, təknəvari dərələr yaratdığı halda, yastı zirvə buzlaqları başlıca olaraq geniş miqyasda buzlaqaltı relyefdə ekzarasiya işi aparır. Odur ki, buzlaqların təsnifatı bəzi ədəbiyyatda olduğu kimi, temperatur şəraiti, fəallıq dərəcəsi və enerjisinə əsasən deyil, İ.S.Şukinin qeyd etdiyi kimi, morfologiyasına görə verilməlidir. Buzlağın morfologiyası isə onların qidalanma şəraitindən və relyefdən asılıdır.

İ.S.Şukin buzlaqları üç əsas qrupa ayırır: 1. Dağlıq ölkə buzlaqları; 2. Materik buzlaqları və buzlaq örtükləri; 3. Dənizə enən buzlaqlar. Dağlıq ölkə buzlaqları çox müxtəlif olmaqla, relyef şəraiti ilə sıx surətdə əlaqədardır.

İ.S.Şukin sadədən mürəkkəbə getmək prinsipinə əsaslanaraq, dağlıq ölkə buzlaqlarını aşağıdakı tiplərə bölür: iqlim və qar xəttindən aşağıda yerləşən xarlanmış qar və qar talaları; linza formalı qar topaları. Dik yamacların ətəyindəki düz sahələrə toplanan xarlanmış qar talalarının səthi pilləkənvari və meyilli olmaqla, kiçik və nazik buzlaqlar əmələ gətirir. Buzlağın üstündə köndələn çatlar yaranır.

Formalarına görə buzlaqlar aşağıdakı növlərə ayrılır.

Asılı buzlaqlar sanki dik yamaclara yapışmış kimi görünür. Onların yuxarı hissəsi xarlanmış qar sahəsində olur. Bu tip buzlaqların aşağı hissələri uçurumun üstündən asılmış vəziyyətdə olur. Uçurumları nalabənzər şəkildə əhatə edən belə buzlaqlarda tez-tez buzlaq uçqunları baş verir. Bazardüzü buz-

lağının şimal-qərb hissəsi asılı buzlaqlara aiddir.

Kar buzlaqları adətən üç tərəfdən qayalarla əhatə olunan çökəklikdə yerləşir. Bəzən onların yuxarı hissələri suayırıcında yerləşir. Bu buzlaqlar yarandığı karın dibinin formasına müvafiq forma almaqla, əsasən dairəvi və yanlardan bir qədər sıxılmış kimi görünür. Adətən onların dilləri olmur. Ətraf qayalardan aşınıb tökülən süxurlar buzlağın səthində toplanır, nəticədə buzlaqaltı, buzlaqdaxili və buzlaqüstü morenlər yaranır. Belə buzlaqlar dağlıq ərazilərdə geniş inkişaf tapmışdır. Onlar qar xəttindən yuxarıda, **xionosfer** daxilində yerləşir. Şahdağın cənub yamacında yerləşən Qavdanvas buzlağı kar tipli buzlaqlara aiddir.

Kalder buzlaqları adətən vulkan kraterini doldurur. Onlar kraterdən kənara çıxmır. Bu tip buzlaqlara Kamçatkada rast gəlinir.

Ulduzvari buzlaqlar vulkan zirvələrini əhatə edir. Zəif parçalanmış yamaclarda onların ətəkləri dairəvi şəkildə olur. Çox parçalanmış yamaclarda isə onların dilləri yamac boyu aşağı uzanır və ulduzu xatırladır. Elbrus və Kazbek buzlaqları bu tipə aiddir.

Yastı zirvə buzlaqları səthi az-cox hamar düzəlmə səthləri üçün səciyyəvidir. Onların səthi yastı və linzavari şəkildə olur. Bu buzlaqlar ətrafa uçurumla enir. Yastı zirvə buzlaqlarında üst morenlər olmur. Bəzən onlardan dillər ayrılır.

Yastı zirvə buzlaqları Mərkəzi Tyan-Şanda, Tersk-Alatau silsiləsinin cənub yamaclarında inkişaf etmişdir. Şahdağ buzlağı da bu tipə aiddir. Bu, buzlaqdan şimala qayalı tirə ilə ayrılan iki dil yamac boyu aşağı enir.

Xurcunvari buzlaqlar əsas suayırıcında yerləşmiş buzlaqlardan ayrılan buzlaq dillərinin bir-birinə əks yamaclar boyu aşağı enməsi nəticəsində əmələ gəlir. Zərəfşan buzlağı bu tipə aiddir.

Bəzən asılı və dağ-dərə buzlaqlarından qopan buzlar əlverişli relyef şəraitində toplanaraq birləşir və yeni buzlaq yaradır. Belə buzlaqlara yeni yaranmış buzlaqlar deyilir.

Norveç tipli buzlaqlar materik buzlaqlarından dəniz buzlaqlarına keçid olub, dağların hamar yamaclarını tutur. Bu

tip buzlaqların səthi qabarıq formada olur. Onların arasından zirvələr buzları yarıb səthə çıxmır. Buzlaq tədricən ətrafa yayılır, uçurumların qəşindən enli və gödək dillər şəklində aşağı sallanır. Bu tip buzlaqların qalınlığı az olur. Buzlaq altında relyefin meyli az olduğuna görə, buz kütləsi zəif hərəkət edir. Bunlar Norveçdə və İslandiya da çox yayılmışdır.

Dərə buzlaqlarının qida mənbəyi kar və sirkdə, eləcə də geniş gədiklərdə, hamar yamaclarda və zirvələrdə ola bilər. Buzlaqlar dağ dərələri ilə hərəkət etdiyindən bəzən Alp tipli buzlaqlar da adlanır. Bir necə dərə buzlağı birləşdikdə, mürəkkəb buzlaqlar əmələ gəlir. Hər bir dərə buzlağının ayrıca qida mənbəyi vardır.

Bəzən ayrı-ayrı dərələrdən gələn buzlaq dilləri əsas dərədə birləşdiyindən ağac budaqlarını xatırladır. Buna görə də onlara **ağacabənzər buzlaqlar** deyilir. Belə buzlaqlara Karakorumda, Himalayda və başqa dağlıq ərazilərdə rast gəlinir.

Qida mənbəyi aydın görünməyən və ya qida mənbəyindən təcrid olunmuş buzlaqlar Türkiyə, Kunlun və Muzaq tipli buzlaqlar adlanır. Bunlardan əlavə «**ölü**» və ya «**basdırılmış**» buzlaqlar da vardır. Belə buzlaqlar dərə boyu sürətlə hərəkət etmiş buzlaq dilindən ayrılması, buzlaq geri çəkilməyəndən qopması nəticəsində əmələ gəlir. «**Ölü**» buzlaq Bazardüzü buzlağının aşağı hissəsində, moren çöküntüləri altında basdırılmışdır. Dar və dərin dərələrdə qar uçqunları nəticəsində də buzlaqlar əmələ gəlir.

Qütb və qütbəni ölkələrin dağətəklərində Alyaska və ya Malaspi tipli buzlaqlar yerləşir. Bunlar dərələr boyu aşağı hərəkət edərək dağətəyi düzənlikdə bir-biri ilə birləşən buzlaq haşiyələri (şleyflər) əmələ gətirir. Alyaskada Malaspi buzlağının sahəsi 3500 km²-ə çatır.

Şəbəkə buzlaqları ətraf yamaclardan çökəklərə toplanmış buzlaqlardan yaranır. Onlar çökəyə hərəkət edən buzlaqların hesabına qidalandıqlarına görə qalınlaşırlar. Belə buzlaqlar aşırım və gözlərdən qonşu dərələrə tərəf hərəkət edir. Bu tip buzlaqlar Alyaska dağlarında, Novaya Zemlya adalarında və başqa yerlərdə yaranmışdır.

Örtük buzlaqları materiklərin daxili hissələrinə və

qütb enliyinin böyük adaları üçün səciyyəvidir. Onlar geniş ərazilərin səthini qabarıq şəkilli buz qatı ilə örtür və ətraflara doğru hərəkət edərək, tədricən nazikləşir. Həmin buzlaqlar hərəkət zamanı qarşısına çıxan qayalı zirvələri əhatə edir, nəticədə qurunun bəzi hissələri və uca zirvələr **nunatak** şəklində buz səthindən ucalır. Buzlaqların ətəkləri ya sahilboyu uzanan uca uçurumlar qəşində qurtarır, yaxud da dəniz suyu səthi ilə irəli hərəkət edir. Bu tip buzlaqlar Antarktidada və Qrenlandiyada müşahidə edilir.

Dəniz buzlaqları Qrenlandiya və Antarktida buzlaqlarından ayrılıb dənizə daxil olur və geniş buzlaq sahələri yaradır. Antarktidada Ninnisa buzlağının uzunluğu 145 km, eni isə 40 km-dir. Burada şelf buzlaqlarının qalınlığı 200-300 m-ə çatır. Onların bəziləri sərbəst üzür, bəziləri isə buzaltı qayalara söykənir. Antarktida sahillərindən yüzlərcə və minlərcə kilometr uzağa üzən stolabənzər aysberqlərin çoxu şelf buzlaqları hesabına yaranır.

Buzlaq səthinin morfoloji xüsusiyyətləri

Buzlaqların hərəkətindən və struktur xüsusiyyətlərindən asılı olaraq, onların səthində müxtəlif mikrorelyef yaranır. Buzlaqların qalınlığı başlanğıcda ablyasiya sahəsinə nisbətən artıq olmaqla, üst qatının qalınlığı (orta enliklərdə) ilin fəsillərindən asılı olaraq 20-40 m-ə qədər tərəddüd edir. Havanın fəal hərəkəti nəticəsində baş verən ərimə və buxarlanmanın təsiri ilə buzlağın səthində kiçik çökəkliklər yaranır.

Aşağı enliklərdə ərimə və buxarlanma nəticəsində buzlaqların üzərində insan fiqurunu xatırladan buzlaq sütunları yaranır. Bu fiqurların yaranmasını İ.S.Şukin Günəşin yüksəkdə dayanması, güclü və uzun müddətli insolyasiya, havanın çox quruluğu və il ərzində qarsız günlərin çox davam etməsi ilə izah edir. Yüksəkliyi 5-6 m-ə çatan həmin buz fiqurlarına Cənubi Amerikada (Çimboraso dağı), Kilimancaroda, Pamirdə və s. yerlərdə rast gəlinir.

Buzlaq altındakı relyefin girintili-çıxıntılı olması buzlağın səthinin də kələ-kötürlüyünə səbəb olur. Dik sahələrdə adətən buzlaq «şəlaləsi» yaranır. Buzlaq «şəlaləsi» sahəsində buzlaq

kütləsini çat şəbəkəsi parçalayır. Bu çatların dərinliyi bəzən 50 m-ə çatır.

Ərimiş sular buzlaq çatlarından tökülərkən, termiki və mexaniki təsir nəticəsində «**buzlaq dəyirmanı**» adlanan dairəvi boşluqlar əmələ gətirir. Həmin suların buzlağı deşib ana süxurlara çatdığı yerdə nəhəng çökəkliklər yaranır. Buzlaq səthinə düşən iri qayalar onun altında olan buzları ərimədən qoruyur. Lakin onların ətrafları əriyir və nəticədə «**buzlaq kürsüləri**» yaranır. Buz sütunun diametri onu örtən qayanın diametrindən az olur. Sütun yuxarıdan dib hissəyə doğru genişlənir. Günəş şüalarının düşmə bucağından asılı olaraq buzlaq kürsülərinin yüksəkliyi aşağı enliklərdə 2-4 m-ə qədər, orta enliklərdə isə 0,5-1 m olur. Qütb sahələrinə Günəş şüaları yandan düşdüyündən yastı buzlaqlarda, demək olar ki, buzlaq kürsüləri yaranmır.

Buzlağın səthinə düşən tünd rəngli süxur qırıntıları Günəş şüası təsirindən qızdıqca altında olan qarı və buzu əridir. Nəticədə buzlağın səthində çoxlu kiçik çökəklər yaranır. Beləliklə, buzlaqların səthi çopurlaşır. Dərinliyi 1-1,5 m-ə çatan bu dairəvi çökəklərə bəzən su toplanır. Bunlar **buzlaq stəkani** adlanır.

Buzlaqların hərəkəti və ixtisar olunması

Buzlaqlar-sahəsi genişləndikdə irəliləyir, azaldıqda isə geri çəkilir. Buna görə də buzlaqlar daima hərəkətdə olur.

Buzlaqların həcmi mövsümi və çoxillik dövrlər üzrə tərəddüd edir. Buzlağın çoxillik tərəddüdünə əsrlik, dövrü və təsadüfi tərəddüdlər daxildir. Əsrlik dəyişkənlik ümumi səbəblərlə əlaqədar olaraq, buzlağın çox genişlənməsinə, yaxud ardıcıl kiçilib yox olmasına gətirib çıxarır. Dördüncü dövrün son buzlaşmasından sonra Yer kürəsində olan buzlaşmalar tədricən geri çəkilərək, müasir şəkllə düşmüşlər. İqlimin dövrü dəyişməsindən asılı olaraq buzlaqlar sürətlə irəli hərəkət edir. Lakin müəyyən müddətdən sonra onlar yenə də kiçilir və geri çəkilir. Buzlaq irəlilədikdə dayandığı müəyyən həddə maksimal, geri çəkilərək dayandığı son həddə isə minimal mərhələ deyilir.

Buzlaqların irəli və geri hərəkəti iqlimin dəyişməsi ilə əlaqədar olaraq Yer kürəsinin geniş bir sahəsində müşahidə edilir.

İrəli hərəkət zamanı buzlaqlar hiss olunacaq dərəcədə canlanır. Güclü qidalanmadan alınan təzyiq nəticəsində onların dilləri irəliləyir. İrəliləmə bəzən zəlzələdən baş verən güclü qar uçqunlarının buzlağı bol qidalandırması nəticəsində də baş verir.

Buzlaq irəliləyərkən xarlanmış qar sahəsindən ətraflara doğru genişlənir və səthində qabarma müşahidə edilir. Bu qabarma bütün buzlaq səthi boyu və hətta onun dilində özünü göstərir.

Buzlaqların sürətlə hərəkəti nəticəsində plastik hərəkət «qaymavari» hərəkətə keçir, buzlaq səthinin parşalanması və iri buz parçalarının bir-birinin üzərinə hərəkəti müşahidə edilir. Belə hərəkət zamanı buzlaq dili sutkada 2-3 m irəliləyir.

İqlimin istiləşməsi dövründə və qidalanma zəiflədikdə buzlaq geri çəkilməyə başlayır. Belə hallarda buzlaqların geri çəkilmə dillərinin sonunda morenlər qalır, qayalar üzə çıxır və buzlaq dilində əsas buzlaqdan ayrılmış «ölü» buzlaqlar əmələ gəlir.

Buzlaqların irəli hərəkəti nəticəsində bəzən dəhşətli uçqunlar baş verir. Dyu Paskivinin təsvirinə görə, 11 sentyabr 1895-ci ildə Bern Alplarında olan Atels buzlağından ümumi həcmi 4 milyon km^2 -ə çatan buz uçmuş, 275 hektar sahəni basmış, 10 hektara qədər meşəni qırılmış, 6 adam və 160 baş heyvan məhv etmişdir. Buzlaq uçqunları Qafqazda da baş verir. Qimrayxox buzlağından uçan buzlar 332 nəfər adamı öldürmüş, 150 baş iribuynuzlu heyvanı, 79 atı və 1500 qoyunu tələf etmişdir.

Morenlər

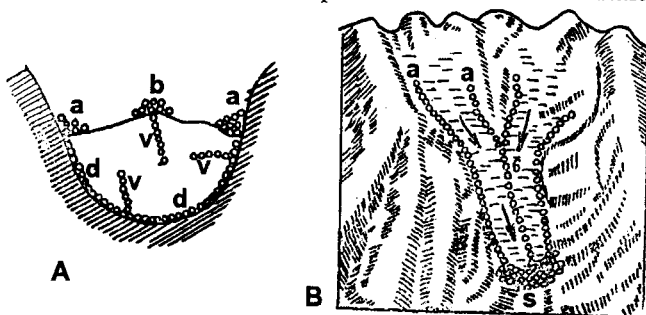
Adətən buzlaqlar tərəfindən toplanmış qırıntılardan (iri daşlar, çınqıl, qum, gil və s.) təşkil olunmuş çöküntülər **moren** adlanır. Moren çöküntüləri laylı olmur. Bu çöküntülərdə olan süxurlar kobud cilalanmış və çoxküncü olur. Morenlər iki qrupa bölünür: 1. Yeri dəyişdirilmiş; 2. Yerində çökmüş morenlər.

Yeri dəyişdirilmiş morenlər **üst**, **orta** və **alt** morenlərə ayrılır. Üst morenlər buzlaqları əhatə edən qayalı yamaclardan buzlaq səthinə tökülən qırıntılardan təşkil olunur. Yan morenlər qar xəttindən aşağı buzlağın yan tərəflərinə düşən qırıntı materiallarından yaranaraq, heç bir fiziki sürtünməyə məruz qalmadan buzlaq dilinin son nöqtəsinə qədər gətirilir.

Yan morenlər buzlağın qurtaracaq hissəsindən mərkəzə

doğru əylilərək bir-birinə yaxınlaşır və onların birləşməsindən **son moren** yaranır. Buzlağın hərəkəti ilə əlaqədar olaraq son morenlərin buzlağa tərəf çevrilmiş hissəsi batıq, əks hissəsi isə qabarıq olur. İqlimin dəyişməsi ilə əlaqədar olaraq gətirilən morenlər bir-birinin qarşısında çökdürülür və tirələr əmələ gətirir. Tirələr arasında kiçik göllər yaranır. Bəzən iki dərə buzlağı aşağıdakı dərədə birləşərkən onların hər ikisinin yan morenləri bir-biri ilə birləşir və nəticədə orta moren yaranır. Orta morenlər buzlaqların arasında qalmış qayalıqların hesabına da yarana bilər. Quru kontinental iqlimi olan dağlarda aşınmış məhsul buzlaq üzərinə toplanaraq onu qalın moren qatı ilə örtür. Karakorumda Baltora buzlağını 50 km məsafədə örtmüş moren qatı onu ərimədən qoruyur. Qonşu buzlaqlar geri çəkildiyi halda belə buzlaqlar irəliləyir (şəkil 20).

Alt və ya əsas moren buzlağın alt hissəsində yerləşir. Alt moren çöküntüləri kar və sirkələrdə buzlaq çatlarına düşmüş və buzun altında olan ana süxurların hesabına əmələ gəlir. Onlar buzlağın hərəkət sürətindən, ana süxurların litoloji tərkibindən, aparıldığı məsafədən asılı olaraq müxtəlif dərəcədə cillələnir.



Şəkil 20. Dağ buzlaqlarının moren tipləri:
A-əninə kəsilişdə; B-planda; a-yan moren;
b-orta moren; v-daxili moren; d-dib moren; s-son moren

Başqa morenlərdən fərqli olaraq alt moren daha yaxşı cillələnmiş olur. Buzlaq bu morenləri çox zaman əzişdirərək xırdaalayır və nəticədə torpağa çevirir. Odur ki, buzlaq altında axan sular bulanıq olur. Həmin sular göllərə tökülərkən orada lentvarı gil qatları çökdürür. Örtük buzlağı olan yerlərdə qayalı çıxıntılar olmadığından ancaq alt moren müşahidə edilir. Qədim buzlaqla-

rın alt və son morenləri Asiyanın, Şimali Amerikanın və Avropanın şimal hissəsində, son, alt və yan morenlər isə dağlıq ölkələrin buzlaq dərələrində yayılmışdır.

Dağların qlyasial morfolojiyasının əsas xüsusiyyətləri

Dağların morfolojiyasında buzlağın fəaliyyəti son dərəcə böyükdür. Belə ki, buzlaqlar və onların əriməsindən yaranan sular dağlarda müxtəlif relyef formaları əmələ gətirir.

Buzlağın dağıdıcı fəaliyyəti nəticəsində yüksək dağlıq ərazilərdə **karlar** və **sirkilər**, **təknəvari dərələr**, **qıvrım qayalar**, **rigellər**, «**qoyun kəllələri**» yaranır. Buzlağa məruz qalmış dağlarda şiş konusvari, ya yastı zirvələr, cox ensiz, dik yamaclı silsilələr, şan-şan olmuş yamaclar, gen dibli, az maili dərələr öz mənşəyinə görə başlıca olaraq buzlağın dağıdıcı fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlir.

Buzlaq akkumulyasiyasının relyef formaları buzlağın əridiyi sahələrdə əmələ gəlir. Bura dalğavari səthli moren relyefi, buzlaqlardan axan suların yaratdığı enli (150–200 m), uca (30–40 m) və uzun (bir neçə kilometr) tirələr (**ozlar**), az maili səthə və dünlərə malik olan **zandr çölləri** daxildir.

Buzlağın özünün dağıdıcı və toplayıcı fəaliyyəti ilə bərabər, buzlaq sularının fəaliyyəti nəticəsində də çox geniş sahəni əhatə edən relyef formaları yaranır.

Təknəvari dərələr

Yuxarı dördüncü dövr buzlaşması yüksək dağlardan baş götürən çayların mənbə hissəsini doldurmuş və orada indi də relyefdə yaxşı müşahidə edilən təknəvari dərələr yaratmışdır. Bunlar öz eninə və profilinə görə dağ çaylarının eroziya fəaliyyəti nəticəsində yaranan dar və dərin dərələrdən fərqlənir.

Buzlaq fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlmiş həmin təknəvari dərələrin aşağı hissəsinin yamacları hamar olur. Yamacların az batıq ətkələri dərənin dibi ilə tədricən birləşir. Dərənin dibi bir qədər düz olur. Təknəvari dərənin yamacları çiyinlərlə qurtarır.

* Bunlara troq dərələri və ya sadəcə olaraq troqlar deyilir.

Çiyinlərin qurtaracaq hissəsi boyu hamarlanmış şırım uzanır. Bu, keçmişdə buzlağın səviyyəsində dərəni dolduruğunu göstərir. Həmin şırımlardan silsilənin suayırıcısına qədər olan hissə təknəvari dərənin buzlağı tərəfindən hamarlanmışdır və denudasiya proseslərinin təsiri ilə parçalanmışdır.

Təknəvari dərələrin yamaclarında buzlağın izi şırım və cızıq şəklində (buzlağın hərəkət istiqamətində) yamac boyu aşağı uzanır. Belə izlər aşınmaya az məruz qalan möhkəm dağ süxurlarında saxlanılır. Lakin asan aşınan süxurlardan təşkil olunmuş yamaclarda isə onların izi qalmır.

Dərələrin yamaclarında olan bütün çiyinləri buzlağa aid etmək olmaz. Onlar möhkəm süxurların dərə boyu üzə çıxmasından və yan qollardan gələn buzlaqların təsiri nəticəsində də əmələ gələ bilər. Övvəldən eroziya nəticəsində əmələ gəlmiş dar və dərin dərələrə dolmuş buzlaqlar onları dərinləşdirir və genişləndirir.

Təknəvari dərələrin uzununa profilində olan qayalı pillələr **rigel** adlanır.

Asılı təknəvari dərələr

Əsas dərəyə qovuşan çay qollarının mənşəbində asılılıq olmadığı halda, buzlaqla doldurulmuş qollar əsas dərə ilə birləşən yerdə adətən asılı vəziyyətdə olur. Bu asılılığın müşahidə edildiyi yerdə əmələ gəlmiş çıxıntıya mənşəb pilləsi deyilir. Bunun əmələ gəlməsinə başlıca səbəb əsas dərədə olan qalın buzların qollardakı buzlara nisbətən öz dibini daha sürətlə dərinləşdirməsidir. Mənşəb pillələrinin əsas dərə dibindən olan yüksəkliyi dərə boyu aşağı keçdikcə buzlağın zəifləməsi ilə əlaqədar olaraq azalır. Buzlaqdan azad olmuş mənşəb pillələri eroziya tərəfindən az, buzlaq təsirindən çox azad olmuş mənşəb pillələri isə çox parçalanır.

Buzlaq karları və sirkələr

Karlar və sirkələr istər dördüncü dövrdə və istərsə də hazırda buzlaqla örtülmüş dağ yamaclarında əmələ gəlmişdir. Onları əhatə edən yarımdayirəvi yamaclar uçurumlu, dibləri isə qabarıq olur. Bəzən sirkə kar anlayışını eyniləşdirirlər. Bəzən də çay

dərələrinin yuxarı hissəsini əhatə etmiş geniş karları sirk adlandırırlar. Sirklərin yamaclarında bir neçə kar və kar pillələri yerləşə bilər. Karların ağız hissəsi adətən dərələrin başlanğıcına dik enir. Müasir qar xəttindən yuxarıda yerləşən karların dibi qar və buzla dolduğundan onlar buzlaqların mənbə hissəsini təşkil edir. Geniş karların yamaclarına kəsilmiş, ikinci dərəcəli karlar da vardır. Müasir qar xəttindən aşağıda yerləşən karların bəzisinin dibində göllər yaranır. Karların ətraf yamaclarının ötkələrinə çoxlu qırıntı məhsulu toplanır. Dördüncü dövr buzlaqlarının sürətlə geri çəkilməsi nəticəsində qədim karların arxa yamaclarına və yüksəyə çəkilən buzlar həmin yamacda kar pillələri əmələ gətirmişdir. Karlar buzlaqların və qarın fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlir. Onlar buzlaq yox olduqdan sonra denudasiyaya məruz qalır və xeyli genişlənir. Reqressiv eroziya kara çatdıqda onun dibini yarıyır, dərə genişləndikcə karın dibinin sahəsi parçalanma hesabına azalır.

«Qoyun kəlləsi»

«Qoyun kəlləsi» dördüncü dövr buzlaqlarının əhatə etdiyi möhkəm süxurların (qranit, kristallik şist və s.) yayıldığı yerlərdə müşahidə edilir. Buzlaq hərəkət edərkən onun qarşısında olan qaya və ya təpəcik buzlaq eroziyasına (eqzarasiya) məruz qalır. Nəticədə, «qoyun kəlləsi»nin buzlağın hərəkət etdiyi tərəfə çevrilən yamacları cilalanır, hamarlanır, alçaq və əks yamacı isə dik olur. Adətən bu cür qayalar «qoyun kəlləsi» adlanır. Bir-birinə yaxın olan «qoyun kəllələri» qıvrım qayalar adlanır.

Flüvioqlyasial terraslar

Qədim buzlaq çöküntülərinin yayıldığı sahələrdən aşağıda, çay dərələrində bir neçə terras müşahidə edilir. Ən yüksəkdə yerləşən terras çay yuxarı tədricən alçalır, ən aşağı terrasla çevrilir və nəhayət, qədim moren çöküntüləri ilə birləşir. Həmin morenlərdən çay boyu yuxarı getdikcə müşahidə edilən yeni və ən yüksək terras başqa bir moren çöküntüsü ilə əvəz olunur. Beləliklə, bu hal dərə boyu yuxarı təkrar olunur. Buradan aydın olur ki, hər bir terras müəyyən buzlaşma mərhələsinə uyğun gələn morenlə birləşir. Deməli, bu və ya digər mərhələyə aid olan mo-

renlərdən aşağıda yerləşən terraslar həmin morenlərin yuyulmasından əmələ gəlmişdir. Bu flüvioqlyasial terrasların morenlərə yaxın olan hissəsinin çöküntüləri (çay daşları, qumları) çay boyu aşağı çeşidlənərək, tədricən narinləşir. Çay terrasını təşkil edən flüvioqlyasial çöküntü qatının qalınlığı çay aşağı azalır.

Flüvioqlyasial düzənliklər

Bu və ya digər qədim buzlaşma dövrünün sona çatması və buzlaqların əriməsi ilə əlaqədar olaraq dağ çayları atmosfer yağıntılarında və yeraltı sulardan başqa, sürətlə əriməkdə olan buzlaq suları ilə də qidalanır, çayların suyu artır və onlar böyük dağıdıcı işlər görür. Çayların gətirdiyi çöküntülər geniş flüvioqlyasial düzənliklər yaradır. Bu düzənliklər çeşidlənmiş qumlardan və çay daşlarından təşkil olunmuşdur. Onların səthi çayın axını istiqamətdə meyilli olur. Flüvioqlyasial düzənliklər buzlaşmaya məruz qalmış ərəzilərin ətraf hissələrində çox geniş yayılmışdır. Qusar maili düzənliyinə daxil olan Böyük Suval, Kiçik Suval, Kələkü maili düzənlikləri belə mənşəyə malik olan düzənliklərdəndir.

Müasir buzlaqların coğrafi yayılması

Buzlaqların coğrafi mühitə müəyyən təsir göstərməsinə baxmayaraq, hələ də onların ümumi sahəsi dəqiq hesablanmışdır. R.Klebelsberqin son (1948-1949) hesablanmasına görə Yer kürəsində olan buzlaqların ümumi sahəsi 15,6 milyon km²-dir, İ.S.Şukin göstərir ki, R.Klebelsberq bir sıra buzlaqların sahəsini nəzərə almamışdır. Odur ki, İ.S.Şukin Yer kürəsində buzlaqların ümumi sahəsinin 17 milyon km² olduğunu göstərmişdir.

R.Klebelsberqin hesablamasına görə Yer kürəsində buzlaqlar aşağıdakı şəkildə paylanmışdır:

Antarktida – 13 504 000 km²

Şimali Amerika – 1 859 005 km²

Avropa – 130 140 km²

Asiya – 82 860 km²

Cənubi Amerika – 12 000 km²

Avstraliya (adaları) – 1 015 km²

Afrika – 240 km²

Avropa qitəsində olan ən iri buzlaq Skandinaviya yarımadasında olub, sahəsi 5000 km^2 -ə bərabərdir. Qar xətti yarımadanın şimalında $700\text{--}800 \text{ m}$, cənubunda isə $1500\text{--}1900 \text{ m}$ mütləq yüksəklikdən keçir. Burada ən böyük buzlağın (Fyeld Yustedal) ümumi sahəsi 1076 km^2 -ə bərabərdir. Alp dağlarında yerləşmiş 1200 -ə qədər buzlağın ümumi sahəsi 4140 km^2 -ə çatır. Burada ən iri buzlaq Aleç (115 km^2) buzlağıdır. Qar xətti dağların şimal yamacında 2500 m -dən, mərkəz hissəsində isə $3000\text{--}3200 \text{ m}$ -dən keçir.

Qafqazda 1965 km^2 sahəni əhatə edən buzlaqların 1465 km^2 -i şimal, 500 km^2 -i isə (demək olar ki, uç dəfə az) cənub yamacında yerləşir. Burada olan ən iri Dıxsu (Balkar Çerek çayı hövzəsi) buzlağının ümumi sahəsi $46,3 \text{ km}^2$ -dir. Qafqazın Azərbaycan hissəsindəki buzlaqların ümumi sahəsi cəmi $5,5 \text{ km}^2$ -dir.

Şimali Uralda olan buzların ümumi sahəsi 5 km^2 , İslandiyada 12000 km^2 , Şpisbergendə 58000 km^2 , Novaya Zemlyada 23000 km^2 , Severnaya Zemlyada 16000 km^2 , Sibirin şimal-şərq hissəsindəki dağlarda 253 km^2 , Kamçatkada 866 km^2 , Sovet Altayında 600 km^2 , Zaili Alatausunda 484 km^2 -dir.

Himalayda (Pəncab hissəsində) qar xətti $5100\text{--}5300 \text{ m}$ -dən, Karakorumun şimal hissəsində $5800\text{--}5900 \text{ m}$ -dən keçir. Himalay dağlarında yay aylarının çox isti keçməsi buxarlanmanı olduqca artırır. Burada buzlaqların sahəsi azdır. Nanşan dağlarında olan buzlaqların ümumi sahəsi 1280 km^2 -dir. Tibet yaylasında iqlim çox quru olduğundan buzlaqlar az sahə tutur.

Afrikada buzlaq ancaq Klimancaro (5895 m), Keniya (5195 m) və Ruvenzori (5118 m) dağları zirvəsindədir. Şimali Amerikanın Alyaska hissəsində, xüsusilə onun Sakit okeana çevrilmiş yamaclarında buzlağın inkişafı üçün əlverişli şərait vardır. Burada olan Malaspi buzlağının sahəsi 5000 km^2 -dir. Cənuba getdikcə buzlaqlar ayrı-ayrı hissələrə ayrılır və qar xətti (Popokatepetl dağında 4600 m -ə qədər) çox yüksəlir. Cənubi Amerikanın cənubuna doğru getdikcə (Çilinin cənubunda) qar xətti tədricən alçalır. Yeni Zelandiya dağlarında da bir neçə dərəcə buzlaqları vardır. Buradakı Tasman buzlağının ümumi sahəsi $155,4 \text{ km}^2$ -ə çatır.

Antarktida və Qrenlandiya buzlaqları Yer kürəsinin ən iri buzlaqları olduğundan, onların hər biri haqqında qısa da olsa mə-

lumat verək.

Antarktida cənub yarımkürəsinin mərkəz hissəsində yerləşir, sahəsi 13,2 milyon km²-dir. Adalar və şelf buzlaqları ilə birlikdə onun ümumi sahəsi 14,1 milyon km²-ə bərabərdir. Materikdə buzlaqların ümumi sahəsi 13 milyon km², qalınlığı isə orta hesabla 1500 m-dir. Sovet ekspedisiyası 1958-ci ildə buzlağın maksimal qalınlığının 4000 m-ə yaxın olduğunu təyin etmişdir. Materikin ancaq 4,5 %-i buzdan azad olan dağlıq və «oazislərdir». Dünya buzlaqlarının ümumi sahəsinin 85,3 %-i, həcmnin isə 87%-i Antarktidadır. Buzlaqlar mərkəzdən tədricən ətraflara hərəkət edir, bəzən buzlaq dilləri 140 km-ə qədər dənizə daxil olur.

L.D.Dolquşin göstərir ki, Antarktidada əsas buzlaq örtük buzlağıdır. Qalan günbəzvarı və şelf buzlaqları isə bunun peykəridir. 3000-4000 m qalınlığa malik olan materik buzlağı hamar və qabarıq bir qalxanı xatırladır. Materik buzlağının mərkəz hissəsində, çox qalın buzlağın altındakı ən nəhəng silsilələr və çökəkliklər onun səthindəki düzənliyi pozur və nəticədə zəif gözə çarpan kələ-kötürlük yaradır. Burada yağıntıların az olmasına baxmayaraq, yağın qarlar ərimədən toplanaraq, 100 m-dən artıq qalınlığa malik olan qar qatı yaradır. Buzlaq, qarın altında heç bir yerdə görünmür və çatlar çox nadir halda müşahidə edilir. Zahirən buzlağın hərəkəti müşahidə edilmir. Bu zona mərkəzdən ətraflara doğru tədricən, sonra isə kəskin alçalaraq təpəcikli buzlaq sahələrinə çevrilir. Təpəcikli buzlaq sahəsinin eni 100 km-ə çatır və bəzən bundan da artıq olur. Bu zonada müşahidə edilən nəhəng buzlaqların qalınlığı sahillərə doğru azalır, onların hərəkət sürəti isə artır. Ətraf zonanın təpəli buzlağındakı çıxıntı buzlağı ən fəal buzlaq sahəsi olub, çoxlu dinamiki çatlarla parçalanmışdır. Çıxıntı buzlağı nəhəng fyordları və tektonik çökəklikləri xatırladır. Denman buzlağının uzunluğu 200 km, eni 15-30 km, illik hərəkət sürəti isə 1000-1200 m-dir.

A.P.Şumskiyə görə buzlağın hərəkət sürəti Mirni qəsəbəsi yaxınlığında ildə 250 m, sahilədən 10 km aralı yerlərdə 83 m, 200 km məsafədə isə 17 m-dir. Sahildən 200 km aralı olan buzların dənizə gəlib çıxması üçün 8000 il lazımdır. Buzlaqların qalınlığı ətrafdan mərkəzə doğru artdığı halda, qar örtüyü əksinə, sahillər-

dən mərkəzə doğru azalır. Belə ki, qar qatının illik qalınlığı sahillərdə 62 sm, materikin içərilərində 24 sm, Mirnı stansiyasında 225 sm, mərkəzə doğru isə 6-9 sm-dir. Antarktidanın sahil dənizlərində buzlaqlar tərəfindən gətirilmiş çoxlu morenlər çökmüşdür.

Ümumi sahəsi 2176 min km²-ə çatan Qrenlandiya adasının qərb hissəsi 1200-1600 m yüksəkliyə malik olan (bəzən 2000 m) dağlardan, şərq hissəsi isə körfəz, fyord və buxtalarla kəsilmiş dağlardan ibarətdir. Adanın şərqində olan ən yüksək Qunbyorun zirvəsinin yüksəkliyi 3700 m-ə çatır. Qrenlandiya adasının 1834 min km² sahəsi nəhəng buz qalxanı ilə örtülmüşdür. Buzlaq adanın mərkəz hissəsindən tədricən ətraflara doğru hərəkət edir. Adanın sahillərində eni 1,5 km-dən 160 km-ə qədər olan zolaqda buzlaq yoxdur.

Qrenlandiyada buzun orta qalınlığı 2300 m-ə, maksimal qalınlığı isə 3400 m-ə çatır. Buzlaqlar, dərə buzlaqları vasitəsilə dənizə qədər uzanır və bunun hesabına onların sahəsi azalır. Ancaq York burnu ilə Randel körfəzi arasında buzlaq 70 yerdə dənizə çatır. Adada qar xətti yağıntıların miqdarından və temperaturdan asılı olaraq cənubda 960 m yüksəklikdən keçdiyi halda, şimalda (Kronprins, Xristian torpağında) dəniz səviyyəsinə qədər enir. Qrenlandiya buzlağı başlıca olaraq üç buzlaq mərkəzinin birləşməsindən yaranmışdır. Onlardan biri 2700 m yüksəklikdə olub 65°, ikincisi 2800 m yüksəklikdə olub 70°, üçüncüsü isə 3000 m yüksəklikdə olub 76° şimal enliklərində yerləşmişdir.

Qrenlandiya buzlağından çıxan buzların hərəkət sürəti sutkada bəzən 20-40 m-ə çatır. Bu buzlaqlardan qırılıb dənizə düşən hissələr aysberqlər yaradır.

Ablyasiya sahillərdən buzlağın mərkəzinə doğru azalır və ondan 100 km aralı yox olur. Buzlağın mərkəzində mütləq minimum temperatur -70°-dir. Bir qədər isti olan qərb sahillərdə ablyasiya şərq sahillərə nisbətən daha çox gedir.

XVII FƏSİL

MATERİK BUZLAŞMASI SAHƏLƏRİNİN RELYEFİ

Dördüncü dövr buzlaşmalarının səbəbləri

Yer kürəsi iqliminin və onunla əlaqədar olaraq təbii mühitin dövrü dəyişməsi məlum olduğdan sonra, alimlər həmin dəyişmənin səbəbini öyrənməyə başlamışlar. Onlardan bəzləri iqlimin dəyişməsini Yer kürəsinin özündə gedən proseslərlə, bəziləri isə ondan xaricdə, Günəşdə və Kainatda gedən dəyişikliklərlə əlaqələndirirlər. Buzlaşmanın Yer kürəsi ilə əlaqədar olan aşağıdakı səbəbləri ayrılır:

1. Yerin daxili prosesləri (soyuma və radioaktivlik), Yer kürəsi daxilində olan istiliyin yalnız 0,1%-i iqlimə təsir edir. Bu istilik ildə 6,5 mm qalınlığı olan buz qatını əridə bilər. Yerin daxili istiliyi radioaktiv kütlələrin parçalanması hesabına da artır. Bəzi nəzəriyyələrə görə maqmanın dünya okeanının dibinə yayılması okean sularının çox buxarlanmasına, buludluğun artmasına və buzlaşmanın baş verməsinə səbəb olmuşdur.

2. Yer səthinin xarakteri. Dağəmələgətirən proseslər nəticəsində relyefin qalxması, onunla əlaqədar olaraq hər yüz metrədən bir temperaturun 0,5° aşağı düşməsi, yüksəlməkdə olan dağ yamaclarında buludluğun artması, vulkan püskürmələrinin şiddətlənməsi ilə əlaqədar olaraq atmosferdə tozların çoxalması və başqa səbəblər buzlaqların yaranmasına səbəb olur.

Yaranmış buzlaqlar ətrafda olan mikroiqlimə təsir göstərdiyindən, onun sahəsi get-gedə genişlənir. Buzlaqların yaranmasına və inkişafına, atmosfer dövrünə, yağıntının paylanmasına nəhəng dağ sistemlərinin (And, Kordilyer, Himalay və s.) nə qədər təsir göstərdiyi məlumdur.

3. Okeanların duzluluğunun artıq və əskik olması. Buna görə okean suyunun donma temperaturu müxtəlif olur. Belə ki, duzluluğu 3,5 % olan dəniz suyunun donma sürəti şirin suya nisbətən iki dəfə azdır. Ona görə duzluluğunun az olduğu dövrdə okean suyunun səthi tez donur və buzlaşma sahəsinin tez genişlənməsi-
nə əlverişli şərait yaranır.

4. Atmosferdə buludluğun, karbonun və vulkan külü miqdarının artması. Buludlar günəşdən gələn şüaların əhəmiyyətli bir

hissəsini əks etdirdiyindən, şüalar yer səthinə çata bilmir və nəticədə yer səthinin temperaturu aşağı olur. Ekvatorda buludluğun çox olması nəticəsində, burada orta illik temperatur tropik səhralara nisbətən daha aşağıdır. M.Şvarsbaxa görə Yer kürəsində buludluq aşağıdakı şəkildə paylanmışdır: Ekvatorda 55-60%, 20-30° enliklər arasında 40%, geniş sahəni əhatə edən səhraların mərkəzində 20%, mülayim və subpolyar sahələrdə isə 65 - 70%-dir.

Bruksun fikrinə görə, əgər Yer kürəsində olan buludluq 0,1 dəfə azalarsa, yer səthində orta temperatur 8° artar. Bəzi alimlər buzlaşmanın səbəbini atmosferdə su buxarının artmasında görürlər.

Vulkan püskürməsi nəticəsində havada CO₂ artması ilə əlaqədar olaraq istiləşmə baş verir. Lakin karbonun artması iqlimin əhəmiyyətsiz dərəcədə tərəddüd etməsinə səbəb olur. Bundan əlavə, karbon qazı dəniz tərəfindən udulur və atmosferdə olan qaz bir bərabərdə qalır.

Vulkan püskürməsindən ətrafa yayılan küllər atmosferin tərkibində olan tozları artırır. Alyaskada olan Katmay vulkanının 1912-ci ildə püskürməsindən göyə 21 km³ kül sovrulmuş və bu illik temperaturun aşağı düşməsinə səbəb olmuşdur. Yer səthində vulkanların fəaliyyətinin artmasını buzlaşma dövrünə, azalmasını isə buzlaşmalararası dövrə aid edirlər. Bəzi alimlər isə vulkan fəaliyyətinin artması ilə buzlaşma dövrü arasındakı əlaqəni inkar edirlər.

5. Qütblərin yerini dəyişməsi və kontinental dreyf. Yer kürəsi oxu meylinin dəyişməsi ilə əlaqədar olaraq qütblərin buzlaşma mərkəzlərinin, tropik sahələrin yeri dəyişir. Vegenerin nəzəriyyəsinə görə, materiklərin əvvəl bir olub sonradan ayrılması və eləcə də qütblərin yerini dəyişməsi nəzəriyyələri tez-tez baş verən buzlaşmaların səbəbini izah edə bilmir.

6. Yerdən xaricdə olan səbəblər. XIX əsrin ortalarından başlayaraq alimlər yer orbiti elementlərinin dəyişməsi ilə buzlaşma dövrlərini təyin etməyə çalışmışlar. Milankoviç Yer orbitinin dəyişməsini, ekliptika meyilliyi qanununu nəzərə alaraq radiasiya əyrisi düzəltdi. Bu hipotezə görə əyrilərin tərəddüd amplitudu çox olduğu dövrlər buzlaşma dövrünə, az olduğu dövrlər isə buzlaşmalar arası dövrlərə uyğun gəlir. Milankoviçin radiasiya əyrisi baş vermiş bir neçə buzlaşmanı və eləcə də, buzlaşmanın

mütləq xronologiyasını sadə izah edir. Lakin həmin radiasiya əyrisinin bir çox ciddi nöqsanları da vardır.

İqlimin dövrü dəyişməsindən başqa qeyri-dövrü dəyişməsi də müşahidə olunur.

1. Şivingərə görə Ayın Yerdən ayrılması Yerin hərəkət sürətini artırmalı və sutkalıq temperatur amplitudu indikinə nisbətən zəif olmalı idi. Belə şəraitdə Yer kürəsinin hər yerində tropik iqlim olardı. Onun fikrincə, bu dövrdə Yerlə Günəş arasındakı məsafə də az olardı. İstər geoloqların və istərsə də astronomların belə bir şəraitin yaranmasını sübut etməyə heç bir əsasları yoxdur.

2. Ulduz dumanlıqlarının (tozlarının) günəş radiasiyasını udması. Günəş şüaları, səmanın qarşısını tutan kiçik kosmik tozlardan keçərkən əhəmiyyətli dərəcədə azalır ki, bu da buzlaşmanın baş verməsinə səbəb olur. Nekliyə görə, Orion ulduzları dumanlığının xüsusi əhəmiyyəti vardır. Lakin hesablamalar göstərir ki, həmin tozların günəş şüasını udması çox cüzdür. Deməli, bu da buzlaşmanın yaranmasına səbəb ola bilməz.

3. Günəş radiasiyasının dəyişməsi. Bu fərziyyəyə görə günəş radiasiyası müxtəlif dövrlərdə müxtəlif şəkildə paylanmışdır. Günəş üzərindəki ləkənin az vaxtlarda dəyişməsi ilə əlaqədar olaraq günəş radiasiyasının dəyişməsi müşahidə edilir. Günəş ləkəsinin dəyişməsi Yer kürəsində olan atmosfer təzyiqinə və onun paylanmasına təsir göstərir. Yer kürəsində baş vermiş buzlaşmaların Günəş radiasiyasının zəifləməsi ilə əlaqələndirilməsi və bununla yanaşı, baş verən paleocoğrafi dəyişikliklərin nəzərə alınması daha inandırıcıdır.

Yuxarıda deyilənlərdən aydın olur ki, qədim buzlaşmaların səbəbini Yer kürəsinin özünün inkişafında və eləcə də ondan xaricdə olan Günəş radiasiyasının dəyişməsində görmək lazımdır. A.Penkə görə buzlaşma dövrü sözün əsl mənasında ekzogen mənşəlidir. M.Şvarsbaxa görə buzlaqların inkişafına eyni zamanda iki amil təsir etmişdir. Onlardan biri günəş radiasiyasının, digəri isə yer qabığının dəyişməsidir. R.Flint həmin fərziyyəni «Günəş-topoqrafik fərziyyə», M.Şvarsbax isə «Relyef-Günəş fərziyyəsi» adlandırır.

Yer kürəsində qədim buzlaşmaların izi

Məlumdur ki, Yer kürəsinin müasir landşaftı Yer kürəsində, eləcə də kainatda baş verən proseslərin nəticəsində dəyişir, inkişaf edir. Bu dəyişikliklər qanunauyğun şəkildə baş verir. Yer kürəsi tarixində olan bütün geoloji dövrlərdə buzlaşma baş vermişdir.

Kaynozoya qədər olan morenlər çökmə süxurlar arasında dağ süxurlarına çevrilmiş və bəzən metamorflaşmışdır. Qədim geoloji dövrlərin çox dəyişilmiş buzlaq çöküntüləri tillitlər adlanır. Tillitlərə, hətta arxey yaşlı süxurlarda da rast gəlinir.

Kembri və silur çöküntülərində rast gələn tillitlər, Çində, Avstraliyada, Cənubi Afrikada, Şimali Amerikada, Norveçin cənubunda, Şpisbergen adalarında, Şimali Uralda, Yenisey çayı hövzəsində, Qərbi Avropada, Kanadada, Alyaskada və başqa yerlərdə yayılmışdır. Paleozoy erasının sonunda (daşkömür və perm dövrü) buzlaşma Hindistanın, Afrikanın, Avstraliyanın, Cənubi Amerikanın müəyyən hissələrini əhatə etmişdir.

M.Şvarsbax arxeydən başlamış indiki dövrə qədər iqlimdə aşağıdakı dəyişikliklərin olduğunu göstərir.

Kembriyə qədər olan dövrdə müəyyən sahələr buzlaşmaya məruz qalmışdır. Bu dövrdə Şimali Amerikada (Huron buzlaşması) və Cənubi Afrikada buzlaşma baş vermişdir. Eokembriyə baş vermiş buzlaşmanın izinə, demək olar ki, bütün materiklərdə rast gəlmək olur. Qrenladiyada və Avstraliyada rast gələn tillitlərin qalınlığının 500 m-ə çatması, həmin buzlaşmanın dördüncü dövr buzlaşmasından da güclü olmasını göstərir.

Kembridge əhəngli süxurların geniş yayılması hər yerdə isti iqlimin olmasını göstərir. Şimali Sibirdə quraq iqlim hakim olmuşdur. Mərkəzi Avropda, Şimali Asiyada, Avstraliyada yayılmış mərcan rifləri göstərir ki, devonda (şimal yarımkürəsində) isti iqlim olmuşdur. Bu zaman Yer kürəsində iki mülayim və iki tropik qurşaq yerləşmişdir. Avstraliyada və Cənubi Amerikada buzlaşma baş vermişdir.

Perm dövründə Hindistanda, Avstraliyada, Cənubi Afrikada, Cənubi Amerikada baş vermiş buzlaqların ümumi sahəsi 13,5-14,5 milyon km²-ə qədər çatmışdır. Buzlaşma dövrü bir neçə on milyon il davam etmişdir. Bu dövrdə Şimal yarımkürəsində (Av-

ropada və ABŞ-da) iqlim quru olmuş, isti iqlim Arktikada da yayılmışdır. Triasda hər iki yarımkürədə iqlimin quraq və isti keçməsi nəticəsində səhra və çöl landşaftları yaranmış, böyük duz yataqları əmələ gəlmişdir.

Aşağı yurada iqlim sərin və rütubətli olmuşdur. Hər iki qütb-də olan bitki qalıqları o dövrdə iqlim fərqlinin az olduğunu göstərir. Üst yurada iqlim istiləşmiş və quraqlıq artmış, şimalda mülayim iqlim özünü aydın göstərmişdir. Tabaşir dövründə iqlim isti və bəzi yerdə rütubətli olmuş, quraqlıq keçən yerlər isə tamamilə indiki sahələrə uyğun olmuşdur.

Üçüncü dövrün birinci yarısında (paleosen, eosen-oliqosen) iqlim indikinə nisbətən isti və bir qaydada olmuş və ağac bitkiləri qütb sahələrinə qədər yayılmışdır. Miosendə iqlim qabaqkı dövrə nisbətən soyuq, pliosendə indikinə nisbətən bir qədər isti olmuşdur. Müasir təbii zonalar o vaxt formalaşmağa başlamış və onlar şimala, bəzən də cənuba doğru hərəkət etmişdir.

Bir milyon il yaşı olan dördüncü dövrdə iqlim indikinə nisbətən daha soyuq olmuş və Yer kürəsinin 40 milyon km² sahəsi buzlaqla örtülmüşdür. İqlimin soyuması buzlaşma, istiləşməsi isə buzlaşmalararası dövrlərə uyğun gəlir. Buzlaşma dövründə orta illik temperatur indikindən minimum 4°, maksimum 8-12° aşağı olmuşdur. İqlimin soyuması nəticəsində dağlarda qar xətti indikinə nisbətən 500-1500 m aşağı enmişdir.

Buzlaqların yaranmasının başlıca səbəbi iqlimin soyuqlaşması və yağıntıların artmasıdır. Okean sahillərində rütubət çox olduğundan qar xətti alçaqdan, kontinental iqlimə malik olan sahələrdə isə çox yüksəkdən keçmişdir. Hazırda quraq keçən geniş ərazilərdə dördüncü dövr buzlaşması zamanı yağıntı daha çox olmuşdur. Ona görə də Şimali Amerikanın Böyük Hövzə adlanan hissəsində Bonnevill və Laonta göllərinin dərinliyi 300 m, sahəsi isə çox geniş olmuşdur. Böyük Hövzə göllərinin sahillərində indi bir neçə qədim terras qalmış, göllərin sahəsi isə bir neçə dəfə kiçilmişdir. Geniş buzlaq mərkəzlərində antitsiklon yaranmışdır. Antitsiklonlardan ətraflara əsən güclü və quru küləklər lyoss çöküntülərinin toplanmasına səbəb olmuşdur.

Dördüncü dövr buzlaşması sahələrinin morfologiyası

Qədim buzlaq izləri iqlim və relyef şəraitindən asılı olaraq bəzi yerlərdə yaxşı qalmış, bəzi yerlərdə isə şiddətli yuyulmuşdur. Buzun hərəkət sürətinin, qalınlığının relyefə göstərdiyi təzyiqdən və eləcə də onun davam etmə müddətindən asılı olaraq qədim buzlağın əhatə etdiyi sahənin mərkəzi hissəsində buzlaşmaya qədər olan aşınma qatı aparılmış, ana süxurların səthi isə hamarlanmışdır. Buzlaqlar sıx çatlı ana süxurları əzərək özü ilə aparmış, az çatlı süxur çıxıntılarını isə hamarlayaraq «qoyun kəllələri» və cilalanmış səthlər əmələ gətirmişdir. Buzlaqların mərkəz hissəsində akkumulyativ relyef formalarına nisbətən ekzarasiya relyef formaları daha yaxşı qalmışdır.

Buzlaq mərkəzindən kənara getdikcə buz qatının qalınlığı, ekzarasiya qüvvəsi və ərazinin buzla örtülmə müddəti azalmışdır.

Buzlaq özü ilə gətirdiyi zəngin moren materiallarını ətraf sahələrdə çökdürmüşdür.

Qədim buzlaqların ətraf zonalarında olan relyef Baltik qalxanı sərhədinin kənar sahələrində müşahidə olunur.

Buzlaq çöküntüləri

Buzlaqlar olduqca mürəkkəb fəaliyyəti nəticəsində müxtəlif relyef formaları, müxtəlif litoloji xüsusiyyətlərə malik olan çöküntülər əmələ gətirir. Buzlaqların əridiyi hissədə başlıca olaraq buzlaq çöküntüləri toplanır. Buzlağın özü ilə gətirdiyi çöküntülərdən **morenlər, moren tirələri və drumlinlər** əmələ gəlir. Onların əriməsindən yaranan suların fəaliyyəti nəticəsində isə **ozlar, kamlar, zandr düzləri, dərə zandrları, lentvari gillər** toplanır.

Bilavasitə buzlaqların fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlmiş müxtəlif növlü moren və drumlinlər öz litoloji tərkiblərinə görə çox müxtəlif olur. Belə ki, bu çöküntülərin tərkibində buzlağın keçdiyi məsafədə səthə çıxan bütün süxurların qırıntılarına rast gəlinir. Buna görə morenlər çökdüyü yerdəki ana süxurlar üçün tamamilə yaddır. Məsələn, Skandinaviya və Kanadada yayılmış qranit süxurların qırıntılarına və valunlara həmin sahələrdən çox uzaqlarda yerləşən allüvial düzənlərdə rast gəlinir.

Morenlər buzlaqların mexaniki fəaliyyəti nəticəsində yaran-

diğindən, onları təşkil edən süxur qırıntıları kobud cilalanmış olur. Buzlaqlar onların iti küncələrini sürərək, qırıb yumrulaşdırmağa çalışır. Buzlaqların müəyyən məsafədə dayanması, morenlərin buzlağın sonunda pərakəndə halda çökməsinə səbəb olur. Nəticədə moren çöküntüləri laylı olmur. Buzlağın gətirdiyi müxtəlif tərkibli və həcmli çöküntülər ancaq buzlağın əriməsi ilə əlaqədar olaraq çökür və çeşidlənir. Lakin buzlağın əriməsindən alınan suların fəaliyyəti ilə toplanan çöküntülər, öz morfoloji xüsusiyyətlərinə görə buzlaq akkumulyasiyası çöküntülərindən kəskin fərqlənir.

Buzlaqüstü, buzlaqaltı və buzlaqdaxili suların fəaliyyəti nəticəsində yaranan və dəmiryolu xətti tirəsini xatırladan ozlar çeşidlənmiş məhsullardan təşkil olunmuşdur. Buzlağa yaxın yerlərdəki iri qırıntılı məhsullar, onlardan uzaqlaşdıqca daha narın çöküntülərlə əvəz olunur.

Çöküntüləri qatlı olan ozlar, kamlar və zandrlar qum və çaqıldaşlarından təşkil olunmuşdur.

Buzlaqətrafı çökəkliklərdə yaranmış göllərdə lentvari gillər çökmüşdür. Onlarda qumlu qatlar gilli qatlarla əvəz olunur. Yaxıncı buzlaqların şiddətli əriməsi nəticəsində gur suların qum və çaqılları, qışda isə zəif əriyən buzlaq sularının gətirib çökdürdüyü kiçik zərrəciklərdən lil qatları yaranır. Beləliklə, bir il ərzində iki qat, qum və lil qatı yaranır.

Buzlağın əriməsindən əmələ gələn suların topladığı çöküntülərin əsas mənbəyini buzlaq akkumulyasiyası nəticəsində yaranmış relyef formaları təşkil edir. Buzlaq çöküntüləri laylı çay çöküntülərinə nisbətən kobud cilalanmış və pis çeşidlənmiş olur. Buzlaq fəaliyyətindən yaranmış çöküntülərin (morenlər, ozlar, drumlinlər və s.) yaratdığı relyef formaları öz xarici görünüşü etibarlı ilə allüvial çöküntülərin yaratdığı formalardan (subasar, terras, gətirmə konusu və s.) kəskin fərqlənir.

Aşağıda buzlaqların və buzlaq sularının əmələ gətirdiyi relyef formalarının qısa təsviri verilir.

Qədim axarlı dərələr

Qədim buzlaqların kənar hissələrinə paralel uzanan dayaz çökəkliklər buzlaqlardan əriyən suların təsiri ilə dərinləşmiş və

nəticədə, dərin buzlaqkənarı dərələr yaranmışdır. Belə dərələr buzlaq və çay suları tərəfindən də yaranır. Buzlaqların tədricən geri çəkilməsi ilə əlaqədar olaraq onlar çox dərinləşməmişdir. Qədim axarlı dərələrin aşağı hissələri buzlaq dilindən aralandıqda, onlara bəzən su axmır, buzlaq suları isə yeni dərə yaradır.

Buzlaq mənşəli «ilk dərələr» çox geniş olmaqla, eni bəzən bir neçə kilometrədən 25 km-ə qədər çatır. Qədim axarlı dərələrə Şimali Almaniyada, Polşada, Rusiyanın Avropa hissəsinin Polesye, Dnepr, Oka, Mokşa və başqa çay hövzələrində rast gəlinir. Həmin dərələrlə hazırkı çaylar axır.

Kamlar, drumlinlər və ozlar

Kamlar sistemsiz yerləşən təpəciklərə deyilir. Təpəciklərin arasında yerləşmiş çökəkliklərdə çox vaxt göllər əmələ gəlir. Kamlar qumlardan və onların arasında yerləşən daşlardan təşkil olunmuşdur.

Geri çəkilməkdə olan materik buzlaqlarının şiddətli əriməsindən əmələ gələn sular moren çöküntülərini yuyur, kiçik hissəcikləri özü ilə aparır, qum və daşları isə buzlaqların ətraf hissələrində çökdürür. Həmin çöküntülər hərəkətsiz buzlağın altındakı lağımlarda və onların üstündə də çökdürülə bilər. Odur ki, buzlaqlar əridikdən sonra kamlar qabaqdan əmələ gəlmiş morenlərin üstünə toplanır. Buzlaqlar qeyri-bərabər əridiyindən kamlar səpələnmiş kimi görünür. Onların yüksəkliklərində müəyyən fərq olur. Buzlaqların kənarlarında çökmüş kamların bəziləri gətirmə konuslarını xatırladır.

Moren çöküntülərindən təşkil olunmuş drumlinlər dalğavari, ovalşəkilli təpəciklərdən ibarətdir. İ.İ.Kraskova görə onların uzunluğu 2,5 km, eni 100-150 m-ə qədər, hündürlüyü isə 5-25 m-dir (şəkil 21).

Drumlinlərin ox hissəsi ana süxurlardan və flüvioqlyasial qumlardan təşkil olunmuşdur. Onlar son morenlərlə buzlaq arasında olan hissədə yerləşir. Drumlinlərin buzlağın hərəkət istiqamətinə çevrilmiş hissəsi dikdir. Buzlağın kənar hissəsi bəzən ana, yaxud çökmə süxurdan təşkil olunmuş maneə qarşısında dayanır. Buzlağın əriməsi ilə əlaqədar olaraq, onda olan moren həmin yerdə çökmür. Sonradan irəli hərəkət edən buzlaq həmin alt

morenin üstündən keçir və onu oval formaya salır. Belə oval formalı təpələr drumlin adlanır. Drumlinlər Şimali Amerikada, İrlandiyada, Şotlandiyada və Finlandiyada geniş yayılmış mikro-relyef formalarıdır.



Şəkil 21. Viskonsin ştatında (ABŞ) drumlin relyefi (İ.S.Şukinə görə).

Ozlar çaqıl və çaydaşlarından təşkil olunmuş su-buzlaq mənşəli təpələrdir. S.Q.Boça və başqa müəlliflərə görə ozlar əyri-üyrü və nazik tirələrdən ibarətdir, onların uzunluğu bəzən 30-40 km, eni ətəyində 40-100 m-ə, yalında isə 4-5 m-ə, hündürlüyü 25-30 m, bəzən 90 m-ə çatır, yamacların meyilliyi 30-40°-dir. Oz tirələri bəzən bir-birinə paralel uzanır, bəzən də aşağı hissədə birləşir. Oz tirələri təpəciklərə də bölünür. Ozlar buzlağın hərəkət istiqamətinə paralel, radial və perpendikulyar uzanır. Radial ozlar buzlağın geri çəkilmə istiqamətinə doğru inkişaf edir. Buzlaq uzun müddət bir yerdə qalan zaman buzlaq suları buzlağın kənarına perpendikulyar istiqamətdə uzanan oz tirələri yaradır. Bunlar daha hündür və enli olur.

Belə güman edirlər ki, ozları buzlaqaltı və buzlaqdaxili lağımlardan axan sular əmələ gətirmiş (toplamış), buzlar əridikdən sonra isə onlar yerində çöküb qalmışdır.

Moren tirələri

Buzlaq kiçik məsafədə irəli və geri hərəkət etdiyi, yaxud da dayandığı yerdə dalğavarı səthli və zəncir kimi bir-birinə bağlanmış tirələr əmələ gətirir. Onlar bəzən çox sıx olub, bir-birinə söykənir, bəzən də çox aralı olur. Bir neçə yüz metr məsafədə uzanan bu tirələr öz düzülüşlərinə görə qədim buzlaqların kənar hissələrinin keçmiş formalarını əks etdirirlər. Moren tirələri tərkibinə görə mürəkkəb olmaqla, müxtəlif həcmli süxur qırıntılarından təşkil olunmuşdur. Elə morenlər var ki, onlar ancaq iri daşlardan ibarətdir. Bəzi morenlərin üst hissəsinin daşlardan, alt hissəsinin isə laylı süxurlardan və flüvoqlyasial çöküntülərdən təşkil olunması halları da müşahidə edilir. Alt qatın çöküntüləri bəzən əzilmiş halda olduğuna görə, onları **təzyiq moreni** adlandırırlar.

Son moren tirələri landşaftı Şimali Amerikada, Baltik dənizinin cənub sahillərində, Moskva buzlaşmasının cənub sərhədində və s. yerlərdə yayılmışdır.

Zandr düzləri. Zandr düzləri moren sahələrinin ətraf hissələrində geniş yayılmış çaqıl-daşlarından və qumlardan təşkil olunmuşdur. Onlar buzlaq sularının moren çöküntülərini yuması nəticəsində yaranır. Zandrın səthi hamar-dalğavarıdır, onları təşkil edən çöküntülər isə laylı olur. Hamar və yastı zandr konusları nəinki qədim buzlaqların ətraf hissələrində əmələ gəlmiş, hətta hal-hazırda Alyaska və İslandiya buzlaqlarının ətəklərində də əmələ gəlir.

Qədim materik dünləri. Qədim materik dünləri brizlər və bəzən ümumi hava axınları nəticəsində güclənən küləklər vasitəsilə yaranır. Materik dünləri qədim buzlar sularının yaratdığı çöküntülərin sovrulması nəticəsində əmələ gəlmiş relik relief formalarıdır. Onlar geniş sahəni əhatə etməklə, Rusiyanın Avropa hissəsində (Tatarıstan Respublikası Qorki, Leningrad, Poltava və s. vilayətlərdə), Polşada, Almaniya və s. yerlərdə yayılmışdır. Materik dünləri naləşəkilli nazik-uzun parabolik qum tirələrindən ibarətdir.

Daş axınları və daş dənizləri

Şaxta, soliflüksiya və cazibə qüvvəsinin təsiri nəticəsində daşlar yamac boyu hərəkət edir. Gecələr temperaturun kəskin

aşağı düşməsi nəticəsində daş qırıntıları altdakı süxurlarda donur. Gündüz istinin təsirindən buz zərrəcikləri əridiyindən, daşların bəziləri yerindən tərpənir və yamac boyu aşağı hərəkət edir. Belə daşlar sürətlə hərəkət edərkən qarşısına çıxan daşları parçalayır və bir neçəsini özü ilə hərəkətə gətirir. 1957-ci ilin iyul ayında səhər saat 10-da Şahdağın şərq yamacında yarım saat ərzində zirvədən (4000 m) hamar ətəyə doğru (3500 m) 24 dəfə daş hərəkəti olmuşdur. Belə daş axınları nəticəsində yamacın ətəyi boyu uzanan «**tirələr**» yaranmışdır.

Daş dənizləri aşınma nəticəsində iri daşların və daş parçalarının yastı dağ zirvələrində toplanmasından əmələ gəlir. Daşların yamac boyu hərəkət edərək, bir yerdə toplanaraq, əmələ gətirdiyi forma daş konusları, dərələrin dibi boyu yerləşən daş yığınları isə daş «çayları» adlanır. Onların hərəkəti əsasən şaxtanın təsiri nəticəsində baş verir. Belə relyef formaları başlıca olaraq yüksək enliklərdə (tundrada və başqa yerlərdə) müşahidə edilir.

Buzlaq çöküntüləri çökməmiş sahələr

Qədim buzlaqların əhatə etdiyi yerlərdə elə sahələr vardır ki, onlarda tamamilə buzlaq çöküntüləri çökməmişdir. 26000 km² sahəni əhatə edən və düzənliklərdən ibarət olan belə bir ərazi ABŞ-ın Viskonsin, İllinoys, Ayova və Minnesota ştatları arasında yerləşir. Bu sahədə buzlaq çöküntülərinin olmamasını İ.S.Şukin belə izah edir ki, həmin sahə qalınlığı az olan buzlağın kənar (son) hissəsinə yaxın olmuş və iki buzlaq mərkəzindən (Kivatin və Labrador) gələn buzlaqların arasında qalmışdır.

P.A.Tutkovski buzlaq çöküntülərinin olmamasının səbəbini onda görür ki, Novqorod və Minsk yüksəklikləri həmin sahəni buzlaqdan qorumuşdur. Qalınlığı və hərəkət sürəti azalmış buzlaq həmin yüksəkliklərin ətraf tərəflərindən hərəkət edərək, onlardan cənubdakı boş sahədən keçməmişdir.

Dördüncü dövr buzlaşmalarının miqdarı və onun morfoloji əhəmiyyəti

Aparılmış tədqiqatlar göstərir ki, dördüncü dövrdə fiziki-coğrafi proseslərin (iqlimin, relyefin və s.) tez-tez dəyişməsi nəticəsində bir neçə buzlaşma dövrü buzlaşmaarası dövrlərlə əvəz

olunmuşdur. Xüsusilə qədim buzlaşmalara dair toplanmış zəngin paleocoğrafi məlumat əsasında alimlər dördüncü dövr ərzində bir neçə buzlaşmanın baş verməsini göstərir. Buzlaqlarası dövrlərin iqlim şəraiti indiki iqlimə uyğun olmuş, hətta ondan da isti olmuşdur. Dördüncü dövr buzlaşmalarının miqdarı indiyə qədər mübahisəli qalmış bir məsələdir. Əgər bir çox tədqiqatçılar Rusiyanın Avropa hissəsində dördüncü dövr ərzində 3-4 buzlaşmanın baş verdiyini qeyd edirlərsə, A.İ.Moskvitin altı, S.A.Yakovlev isə yeddi buzlaşmanın baş verdiyini söyləyirlər. P.S.Makeyev və İ.Q.Pidobliçko isə Rusiya düzənliyində dördüncü dövrdə örtük buzlaşmanın mövcud olmasını inkar edirlər. V.İ.Qromov həmin ərazidə çoxlu buzlaşmanın mövcud olmasını inkar edərək, ancaq bir buzlaşmanın olduğunu göstərmişdir.

Qədim buzlaq tədqiqatçılarının belə müxtəlif fikir söyləmələrinə başlıca səbəb, ən qədim buzlaq izlərinin sonrakı buzlaşmalar tərəfindən yox edilməsi, buzlaq mərhələsi ilə yarım mərhələ dövründə yayılmış bitki tozcuqlarının bir-biri ilə qarışdırılması və başqa bu kimi səbəblərdir. Buna baxmayaraq, Avropa düzənliklərində baş vermiş üç buzlaq izinin qalması haqqındakı fikir bu sahədə çalışan alimlərin çoxu tərəfindən müdafiə olunur. İ.P.Gerasimov və K.K.Markov SSRİ-nin Avropa hissəsində üç (Lixvin, Dnepr və Valday) buzlaşmanın baş verdiyini söyləmişlər. Ayrı-ayrı buzlaşmaların ətraf hissələri, demək olar ki, hər yerdə bir-birinə uyğun gəlmir. Bu buzlaq izlərinin ayrılıqda öyrənilməsi işini asanlaşdırır.

Şimali Avropada yayılmış buzlaq çöküntüləri əsasən kristallik süxurlardan ibarətdir. Sonuncular isə Skandinaviyanın, Kareliyanın və Finlandiyanın əsas ana süxurlarını təşkil edir. Həmin buzlaq çöküntülərinin şimaldan cənuba doğru yüz kilometrələri gətirilməsi ancaq materik buzlağının təsiri ilə olmuşdur. Bəzi alimlər səhv olaraq buzlaq çöküntülərinin dənizdə üzən aysberqlərlə gətirilərək, guya Avropanın şimalını örtən dənizlərdə çökdürülməsini qeyd etmişlər. Lakin alimlərin əksəriyyəti bu fikri inkar edir.

Buzlaqlar bəzi paleocoğrafi səbəblərdən müəyyən müddət ixtisar olunduğuna görə, geri çəkilməmiş və sonradan yenidən irəliləmişlər. Buzlağın irəli hərəkət etməsi və geri çəkilməsi arasında

qalan müddət **buzlaşma mərhələsi** adlanır.

Məşhur geomorfoloqlardan A.Penk və E.Bryukner 1909-cu ildə Alp dağlarında dördüncü dövr müddətində dörd buzlaşmanın baş verdiyini söyləmişlər. Bu fikir indiyə qədər Alp tədqiqatçıları tərəfindən müdafiə edilməkdədir. Yuxarıda adları çəkilən tədqiqatçılar Alp buzlaşmalarını **güns, mindel, riss** və **vyurm** adlandırmışlar. Bu dörd sərbəst buzlaşmanın izləri sonralar Şimal yarımkürəsinin bir çox yerlərində də müəyyən edilmişdir.

Alimlər Alp buzlaşmaları xronologiyasını sonralar Qafqaza da tətbiq etmişlər (L.A.Reynqard, V.P.Renqarten və s.). lakin bu tətbiq bir qədər dəyişdirilmişdir. Belə ki, Alp dağlarında dördüncü dövrün əvvəllərində baş vermiş güns buzlaşması Qafqazda üçüncü dövrün sonuna – Abşeron dövrünə, qalan üç buzlaşma isə dördüncü dövrə aid edilmişdir. Tədqiqatçıların bəziləri əldə etdikləri məlumata əsaslanaraq həmin sxemi təsdiq etmiş, bəziləri isə onu inkar edib, Qafqaz üçün yeni buzlaşma sxemi vermişlər.

S.A.Kovalyevski Acınohur ön dağlığında apardığı tədqiqata əsaslanaraq Şərqi Qafqazda on üç buzlaşmanın baş verdiyini sübut etməyə çalışmışdır. Onun fikrincə Qafqazda ən qədim buzlaşma Abşeron dövründə deyil, sarmat dövründə olmuşdur. Qeyd etmək lazımdır ki, Acınohur ön dağlığında çay daşlarından təşkil olunmuş qatların buzlaşma, gilli qatların isə buzlaşmaarası dövrə aid edilməsi fikri heç bir tədqiqatçı tərəfindən qəbul edilməmişdir.

Son vaxtlarda L.İ.Maruaşvili Alp buzlaşma sxeminin Qafqaza mexaniki olaraq gətirilməsini söyləmiş və burada ancaq bir (son) buzlaşmanın izinin saxlanması fikrini irəli sürmüşdür. Bu fikir az da olsa müdafiə olunur.

İstər bir dağ sisteminə (Qafqaz), istər bir qrup sistemdə (Alp geosinklinal zonası) və istərsə də Avropanın və Şimali Amerikanın düzənliklərində olan buzlaşmalar arasında uyğunluq vardır. Bu uyğunluq ondan ibarətdir ki, Alpda baş vermiş mindel, riss və vyurm buzlaşmalarının izləri Rusiyanın Avropa hissəsində tapılmışdır. Lakin Alp dağlarında tədqiq edilmiş güns buzlaşmasının izi Rusiya düzənliyində indiyə qədər müəyyən edilməmişdir. Bu ümumi uyğunluğa başlıca səbəb, yuxarıda qeyd edildiyi kimi, ancaq planetar amillər deyil, həm də kainat amilləridir.

XVIII FƏSİL

SƏHRALARIN MORFOLOGİYASI

SƏHRA GEOMORFOLOJİ LANDŞAFTI

Səhralar iqlimin məhsuludur. Səhra landşaftı başlıca olaraq tropik və subtropik iqlim qurşağında yerləşir. Lakin bəzi hallarda qurunun genişliyindən (Orta Asiya və Qobi səhralarının şimal hissəsi), oroqrafik quruluşdan, ərazinin dörd tərəfdən dağ silsilələri ilə əhatə olunmasından (Şimali Amerikada Böyük hövzə), soyuq dəniz axınlarının və bununla əlaqədar olaraq quru hava kütlələrinin sahil zonaya təsirindən və s. səbəblərdən asılı olaraq, səhralar mülayim qurşaqda da inkişaf edir. Səhralarda il müddətində 200-250 mm-dən az yağıntı düşür. İl boyu yağıntılar qeyri-bərabər paylanır. Yağıntı başlıca olaraq yağış formasında ilin müəyyən bir vaxtında düşür. Məsələn, Türkünstan səhralarının cənubunda bütün illik yağıntı mart, aprel aylarında düşür. Bəzən yağıntı bir neçə ildə bir dəfə, güclü leysan formasında düşür. Həva çox quru olur. Nisbi rütubətlik 5-10 faizdən artıq olmur. Buxarlanma yağıntının miqdarından dəfələrlə çox olur.

Rütubətin çatışmazlığından səhralarda torpaq örtüyü zəif inkişaf edir və quru olur. Bitki örtüyü çox seyrək yerləşmiş kserofit bitkilərindən ibarət olur.

Havalar buludsuz olduğundan və Günəş şüaları bura dik düşdüyündən səhralar gündüzlər çox bərk qızır, gecələr isə bir o qədər soyuyur. Hava temperaturunun sutkalıq amplitudu 30-35°-yə çatır (torpaq səthində 60-70°). Səhralarda böyük dağıdıcı qüvvəyə malik olan küləklər əsir.

Subtropik və tropik qurşaqdan ekvatorial və mülayim qurşağa doğru hərəkət etdikcə səhralar öz aridliyini tədricən itirir və rütubət nisbətən çoxalır. Bu sahələr səhralardan (arid vilayətlərdən) fərqli olaraq, yarımsəhra (semiarid vilayətlər) adlanır. Geomorfoloji landşaft cəhətdən səhraların bu iki növü çox yaxın olub, vahid bir vahidət təşkil etsə də, müəyyən dərəcədə fərqlənir. Semiarid səhralar şahid dağların, çox sıx yarpaq şəkəkəsinin, bedlendlərin geniş inkişaf etməsi və torpağın əhəng və gips qabığı ilə örtülməsi ilə səciyyələnilir.

Yuxarıda qısaca olaraq şərh edilən iqlim şəraiti müvafiq geo-

morfoloji proseslərin intensiv inkişaf etməsində və relyefin formalaşmasında əsas rol oynayır. Səhralar öz coğrafi yerləşmələrinə və tutduqları sahələrə görə Yer kürəsinin yağıntıları az olan, dünya okeanına və onunla əlaqədar dənizlərə axarı olmayan qapalı sahələrə uyğun gəlir. E.Martonnun hesablamalarına görə axarsız ərazilərin sahəsi Yer kürəsində aşağıdakı şəkildə paylanmışdır:

Avropa . 452 000 km², yaxud materik sahəsinin 5%

Asiya . . . 9 933 000 km², yaxud materik ərazisinin 24%

Afrika . . 11 771 000 km², yaxud materikin 40%

Avstraliya . 3 309 000 km², yaxud materikin 43%

Şimali Amerika . . . 1 070 000 km², yaxud materikin 5%

Cənubi Amerika . . . 1 454 000 km², yaxud materik sahəsinin 8%.

Bəzən çox sulu çaylar səhraları başdan-başa kəsib keçərək daxili dənizlərə (Amudərya, Sırdərya) və hətta okeanla əlaqədar olan dənizlərə və okeanlara (Nil, Kolorado, Niger) tökülür. Bu çaylar səhralar üçün səciyyəvi olmayan ekzotik çaylardır. Onlar humid və nival sahələrdən başlayıb, öz axımını bütünlüklə orada formalaşdırır, səhralardan isə tranzit bir çay kimi keçərək, heç bir qol qəbul etmir. Əksinə, onlar səhradan keçdikdə buxarlanma nəticəsində öz sularının müəyyən hissəsini itirirlər.

Səhralarda öz geomorfoloji effektivə görə daha çox inkişaf etmiş, aşınma nəticəsində əmələ gələn qırıntı məhsulları külək və müvəqqəti axar sular vasitəsilə aparılaraq düzənliklərdə və qapalı çökəkliklərdə nəhəng gətirmə konusları və subaeral delta-lar, dünlər, barxanlar və s. müxtəlif akkumulyativ relyef formaları əmələ gətirirlər.

Misir, Sinay yarımadası, Şimali Amerika və Türkünstan səhralarında uzun müddət geomorfoloji tədqiqat aparan İ.Valterin fikrincə, səhralarda relyefin inkişafında və formalaşmasında əsas amil küləkdir.

Lakin bir sıra müəlliflər səhralarda eroziya relyef formalarının geniş yayılmasına və Şimali Amerika səhralarında güclü küləklərin olmamasına istinad edərək İ.V.Valterin fikrini inkar etməyə, suyun eroziya və akkumulyasiya fəaliyyətinə üstünlük qazandıрмаğa cəhd etmişlər.

İ.S.Şukinin və Z.Passargenin fikrinə, səhralarda müşahidə edilən su erozion və akkumulyativ relyef formaları müasir iqlim şəraiti üçün xarakter deyil. Həmin formalar keçmişdə, daha rütubətli iqlim şəraitində inkişaf etmişdir. Doğrudan da arid iqlim şəraitində ekzogen proseslər tədricən və nisbətən zəif getdiyindən, qədim relyef formaları uzun müddət qalır.

Deflyasiya relyef formaları

Rütubətli iqlim ölkələrində massiv süxurlardakı yarıq və çatlar aşınma məhsulu və torpaqla doldurulduğu halda, səhralarda çat və yarıqlarda əmələ gələn aşınma məhsulunu külək sovurub aparır. Buraya sutkalıq temperatur amplitudu yüksək olan hava dolur və çatlarda aşınma prosesini sürətləndirərək onu genişləndirir. Havadan əlavə, süxurlardan kapillyar sirkulyasiya nəticəsində səthə çıxan və nisbətən gec buxarlanan müxtəlif duz məhsulları da kimyəvi aşınmanın getməsinə səbəb olur. Beləliklə, massiv süxurlar çatlar üzrə böyük qayalara parçalanaraq, uçub dağılır.

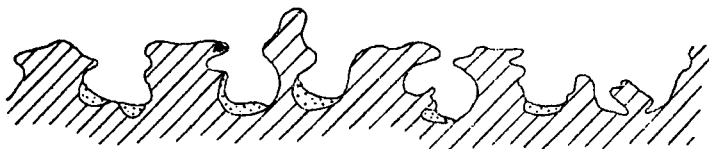
Qranit süxurların bu cür aşınması nəticəsində əksər halda yarım yuvarlaq və müxtəlif böyüklükdə qaymaların yığını əmələ gəlir. Bu cür qaymalar yığını Özbəkistanda Qaratyube və Nura-tau silsilələrində geniş yayılmışdır. Bəzən qayma yığınları relyefdə bir-birinin üstünə yığılmış yastıq və döşəkləri xatırladan qayalıqlar yaradır. Şaquli çatlarla parçalanmış süxurlar aşınma nəticəsində bürclər, dirəklər, sütunlar və möhtəşəm obeliksələr əmələ gətirir. Bu cür deflyasiya formalarını L.S.Berq Aral gölünün şimal sahillərində üçüncü dövrün dəmirli qumdaşlarının səthə çıxdığı sahələrdə müşahidə etmişdir. Türküstan silsiləsinin ətəklərində çıxan mezo-kaynozoyun qırmızı rəngli konqlomeratlarında İ.S.Şukin meşəni xatırladan deflyasiya sütunları, obeliksleri, bürclər və başqa formalar təsvir etmişdir. Üfüqi vəziyyətdə yatan möhkəm və kövrək süxur layları növbələşdikləri yerdə selektiv (seçmə) denudasiya nəticəsində birincilər səkilər, ikincilər isə onların arasında boşluqlar əmələ gətirir. Deflyasiya prosesləri davam etdikcə səkilər öz müvazinətini və dayaqını itirərək uçar.

Akademik V.A.Obruçev 1906-cı ildə Cünqariyaya səyahəti

zamanı Qaraarat dağ massivinin ətəklərində mezozoy dövrünün kontinental qumdaşlarında və qonur gillərdə insanı məftun edən müxtəlif əcəib fiqurlar—uçub dağılmış şəhərə, qalalara, saraylara, müxtəlif insan və heyvan fiqurlarına oxşar formalara rast gəlmişdir. Bu formalar deflyasiya, aşınma və eroziya proseslərinin birgə fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlmişdir. V.A.Obruçev bu yeri «**eol şəhəri**» adlandırmışdır.

Göründüyü kimi, səhralarda süxurların litoloji tərkibi relyefin formalaşmasında böyük rol oynayır, denudasiya formalarının üslubunu, stilini müəyyən edir. Bundan əlavə, səhralarda, xüsusən dağlıq səhralarda iri relyef formaları ilə tektonik quruluş arasında müəyyən uyğunluq müşahidə olunur.

Külək tərəfindən havaya sovrulmuş və hərəkətdə olan qum dənələri səhralarda böyük geomorfoloji iş görərək, qayalara, yerin səthini örtən süxur qırıntılarına və çaqıldaşlarına, səthə çıxan bərk, yaxud gilli süxurlara dəyərək onları cızır, cilalayır, müxtəlif formada və böyüklükdə çökəklər əmələ gətirir. Müəyyən bir istiqamətdə əsən küləklərin hərəkətə gətirdiyi yerlərdə qum dənələrinin korroziya fəaliyyəti nəticəsində süxurların səthində bir-birinə paralel istiqamətdə yerləşmiş şırımlar əmələ gəlir. Bu cür deflyasiya formaları ən çox Çin Türkünstanında inkişaf etmişdir. Burada onlar **yardanq** adlanır. Yardanqlar daha bərk süxurlarda əmələ gəlir. İ.Valter Liviya səhrasında yardanqları əhəng daşları üzərində də müşahidə etmişdir. Yardanqlar müəyyən dərinliyə çatdıqdan sonra qum ilə dolur (şəkil 22).



Şəkil 22. Yardanqlar.

Yer kürəsinin arid və semiarid iqlimə malik olan vilayətlərində sıldırım qayalıqların divarında arı şanını xatırladan və çıxış yeri əksər hallarda dairəvi, daxili boşluğu isə kürə şəklində olan çuxurlara təsadüf olunur. Çuxurlar bir-birinə çox yaxın olub, nazik arakəsmə ilə ayrılır. Çuxurların ölçüsü 2-3 sm-dən 15-20 sm-ə qədər olur.

Bu cür mikrorelyef formaları **daş qəfəs** adlanır. Daş qəfəslərə az da olsa rütubətli iqlim qurşaqlarında da təsadüf edilir. Bəzi müəlliflər rütubətli iqlim qurşaqlarında təsadüf edilən daş qəfəsləri keçmiş quru iqlim dövründən qalmış relikt forma hesab edirlər. Lakin əldə olan dəlillər göstərir ki, rütubətli iqlim qurşaqlarında daş qəfəslər indi də əmələ gəlir.

Müəyyən edilmişdir ki, daş qəfəslər tək deflyasiya yox, həm də selektiv (seçmə) aşınma nəticəsində əmələ gəlir.

Bəzi süxurlarda (xüsusən granit və qumdaşlarında) çuxurlar az, lakin çox böyük olur. Bunlar **sovrulma qazanları** adlanır. Onlar bəzən böyük qaymalar və qayalıq şəklində olan süxurların hər iki tərəfində inkişaf edərək, onda böyük dəliklər açır. Bu cür formalar Qazaxıstanda, Orta Asiyada, Sinay yarımadasında və başqa yerlərdə çox inkişaf etmişdir. Tək-tək hallarda dəlik daşlara, qayalara Azərbaycanın arid sahələrində yayılmış üçüncü dövr qumdaşı laylarında da rast gəlmək olur.

Səhra qabığı və səhra qaysağı

Səhralarda səthi örtən elüvial və tərkibində çaqıl daşları, yuvarlanmamış süxur qırıntıları və gillicələr olan prolüvial çöküntülər, karbonlu əhəng, gips, xörək duzu və başqa duzlarla sementləşərək konqlomerat və brekçiyə layları əmələ gətirir. Bu layların qalınlığı 1–2 m və daha çox olub, yerin səthindən 0,5–1 m dərinlikdə yatır. Bəzən sementləşdirici material o qədər sürətlə artır ki, tərkibində olan çaqıl daşları və süxur qırıntılarını sıxışdırıb çıxarır və lay bütünlüklə əhəng, yaxud gipsdən ibarət olur.

Səhra qabığı adlanan bu laylar üst hissədə çox möhkəm olur, aşağı getdikcə kövrəkləşir və lap altıda zəif sementləşmiş çaqıl daşlara, yaxud mergelli gillicələrə çevrilir.

Yağintısı nisbətən çox olan yarımsəhralarda səhra qabığının sementi əhəngdən, səhralarda isə gipsdən ibarətdir. Səhra qabığı zireh kimi səthi örtür, onu deflyasiya və eroziya proseslərinin dağıdıcı fəaliyyətindən qoruyur. O, suyu pis keçirdiyindən, yağış suları güclü səth axınları əmələ gətirir.

İ.S.Şukinin fikrincə, səhra qabığı çox minerallaşmış və yerin səthinə yaxın yatan qrunt sularının səthə kapillyarla qalxması nəticəsində əmələ gəlir. Bu proses şoranlıqların əmələ gəlməsi

prosesinə çox yaxındır. Səhra qabığının yerin səthinə yox, bir qədər dərinlikdə əmələ gəlməsinə səbəb səthdən çox qızmasıdır. Ona görə də duz məhsullarından sular yerin səthinə çatmamış buxarlanır.

Bundan əlavə, əhəngli-gipsli qat duzların, yağıntılarnın təsiri ilə üst qatlardan yuyulub dərinə aparılması və aşağılarda toplanması nəticəsində də əmələ gələ bilər (torpağın illüvial qatı kimi).

Süxurlardakı suyun kapillyar sirkulyasiya yolu ilə müxtəlif məhlullar şəklində üzə çıxması və intensiv buxarlanması ilə əlaqədar olaraq, süxurların üzərində qalınlığı 1 mm-dən nazik olan **səhra qaysağı** adlanan qabıq əmələ gəlir. Dəmir və manqan birləşmələrindən əmələ gələn səhra qaysağı qonur, yaxud tünd qara rəngli olur. Səhra qaysağının əmələ gəlməsi onun tərkibindən asılıdır.

Səhra qaysağı rütubətli iqlim qurşaqlarında (tropik və mülayim) da əmələ gəlir. Onlara, adətən bitki örtüyü çox seyrək olan cənub səmtli yamaclarda təsadüf edilir. Səhra qaysağı müxtəlif müəlliflər tərəfindən Avstraliyada, Alp dağlarında, Orinoko, Nil və Konqo çayları hövzələrində, Pamir-Alay və Zərəfşan dağlarında müşahidə edilmişdir.

Azərbaycanda səhra qaysağına Naxçıvanda, Abşeron və Qobustanda çox təsadüf edilir.

Səhralarda erozion relyef formaları

Yağıntılarnın az olmasına və nadir hallarda düşməsinə baxmayaraq, səhralarda da erozion relyef formaları inkişaf etmişdir. Burada **takırların** üzərindəki erozion şırımlardan başlayaraq, səhranı başdan-başa kəsib keçən tranzit çayların yaxşı inkişaf etmiş dərələrinə qədər, müxtəlif erozion relyef formalarına təsadüf edilir.

Səhralar üçün ən xarakterik erozion formalar efemer çayların quru dərələridir. Şimali Afrikada bu cür quru dərələr **vadi (ued)**, Orta Asiyada **uzboy**, Şimali Amerikada isə **aroyos** adlanır. Quru dərələr həm dağlıq, həm də düzənlik səhralar üçün xarakterikdir.

Səhraların geomorfologiyasının ən xarakter xüsusiyyətlərindən biri də buradakı tranzit çayların uzununa profili, rütubətli

İqlim vilayətlərinin çaylarında olduğu kimi batıq yox, qabarıq olur. Buna səbəb burada intensiv buxarlanma, suvarma işləri və əlavə qol qəbul etməməsi ilə əlaqədar, çay suyunun miqdarının və onun erozion qabiliyyətinin azalmasıdır. Bu vəziyyət Amudərya, Sırdərya, Zərəfşan, Kaşkadərya və s. çayların aşağı hissəsində müşahidə edilir.

Düzən səhralarda erozion relyef formalarının zəif inkişaf etməsi, İ.S.Şukinin göstərdiyi kimi, tək yağıntıların azlığı ilə yox, səth meyilliyyətinin zəif olması və ərazinin tektonik cəhətdən passivliyi ilə əlaqədardır.

Səhraların tipləri

Geomorfoloji quruluşuna və ümumiyyətlə, landşaftına görə səhralar müxtəlif olduğuna görə bir sıra tiplərə ayrılır. Səhraların təsnifatını iqlimə görə Y.L.Andronikov, ekoloji cəhətdən J.P.Korovin və D.N.Kaşkarov, geomorfoloji cəhətdən Preston və E.Cems, onların səthini örtən süxurların litoloji tərkibinə görə isə L.S.Berq vermişdir.

Səhraları dağlıq və düzənlik səhralara bölmək olar.

Düzənlik səhralar iki əsas morfoloji tipə ayrılır: 1. nisbətən yüksək, geniş, dalğalı və bəzən qapalı depressiyalarla mürəkkəbləşən, ətraf düzənliklərə sıldırım düşən yaylalar; 2. səthi kövrək qırıntılı çöküntülərlə örtülən geniş depressiyalar.

Yaylalar çox vaxt stola bənzər üfüqi vəziyyətdə yatan, bəzən də dalğalı denudasiya səthi ilə mürəkkəbləşmiş və zəif dislokasiyaya uğramış süxurlardan təşkil olunmuşdur. Birincilərə Böyük Səhranın çox hissəsi, Üstyurt, Qaraqum, Karsakpay yaylalarını, Bedpək-Dalanın şərq hissəsini misal göstərmək olar. Yaylaların səthi iri qırıntı materiallarından ibarət olan çox nazik aşınma qabığı ilə örtülüdür. Ona görə də, ana süxurların yaratdığı bütün relyef elementləri yaxşı müşahidə olunur. Şimali Afrikada bu cür daşlı səhralar **h a m a d a** adlanır.

Düzənlik səhralarının səthi qalın ovuntu və qırıntı çöküntülərlə örtülmüşdür. Burada daşlı səhralara nisbətən rütubətlənmə şəraiti yaxşıdır (ətraflarda qum sularının səthə çıxması, qumların havadakı su buxarını kondensasiya etməsi). Səthi örtən qum küləyin təsiri ilə hərəkətə gələrək, başqa yerlərdə çökür, qum tirə-

lərini və təpələrini əmələ gətirir. Qumlar hərəkət edirsə, bitki örtüyündən məhrum olur, bərkimiş qumlarda isə kserofit bitkilər bitir.

Dağlıq və düzənlik səhralardan başqa səthi təşkil edən qırıntı çöküntülərinin litoloji tərkibinə görə **daşlı, çaqıl daşlı, qumlu, gili və gilli-şoranlı** səhralar da vardır.

Dağlıq səhralar. Dağlıq səhralar Yer kürəsində çox geniş yer tutur. Onlar ən çox Şimali Amerikanın qərb və cənub-qərb hissəsində yayılmışdır. Burada Böyük hövzə səhrası geniş sahəni tutur. Səhranın okean səviyyəsindən orta yüksəkliyi 1500 m-dir. Böyük hövzənin daxilində bir-birinə paralel olaraq meridian istiqamətində bir sıra silsilələr uzanır. Silsilələrin arasında müxtəlif yüksəklikdə yerləşən qapalı çökəkliklər – **bolson** adlanır. Silsilələr tektonik horstlardan ibarət olmaqla, nisbi yüksəklikləri azdır. Bununla belə, onlar müəyyən dərəcədə kondensasiya qabiliyyətinə malikdir. Ona görə də, burada leysan yağışlar, qışda isə qar yağır. Yağıntılardan əmələ gələn səth axınları dağları çox parçalayaraq, dərələr və yarıqlar əmələ gətirmişdir. Sonuncular dağlardan çıxdıqları yerlərdə iri gətirmə konusları yaradır ki, onlar da birləşib bolson ətrafında dairəvi konus şleyfi əmələ gətirirlər. Konusların səthi rütubətli iqlim qurşaqlarındakı konuslardan fərqli olaraq, parçalanmışdır. Leysan yağışlar zamanı əmələ gələn güclü sel axınları konusun səthində bərabər yayılaraq, axın əmələ gətirir. Sellərin gətirdiyi material bütün konus üzrə akkumulyasiya olunur. Konusun səthi əhənglə sementləşmiş bərk səhra qabığı ilə örtüldüyündən, onun üzərində erozion şırımlar əmələ gəlir.

Adətən, iri material konusun zirvəsində toplanır və kənarlara getdikcə xırda materialla əvəz olunur. Bolsonların ən alçaq mərkəz hissəsində isə xırda qum və başlıca olaraq gilli məhsul çökdürülür. Burada üfüqi səthli düzənliklər əmələ gəlir ki, buna da Şimali Amerikada **plaiya** deyilir. Plaiyaların gildən təşkil olunmuş səthində yağış suları toplanaraq, dayaz və müəyyən sahil xətti olmayan efemer göllər əmələ gətirir. Buxarlanma prosesi çox şiddətli getdiyindən göllər tədricən quruyur və ona görə də özlərinin sahil xəttini formalaşdırma bilmir. Yayda göl tamamilə quruduqdan sonra onun yerində bərk və çatlamış gillərin üstünü

örtmüş duz təbəqəsi müşahidə olunur.

Təsvir edilən dağ səhralarına İran yaylasında, Orta Asiyada, Fələstində və s. yerlərdə də təsadüf edilir. Bu yerlərdə iqlim şəraiti bir-birindən fərqləndiyi kimi, dağlıq səhralar da öz geomorfoloji xüsusiyyətlərinə görə bir-birindən az da olsa fərqlənir.

Qum səhraları. Qum səhraları başqa səhralara nisbətən daha geniş yayılmışdır. Böyük Səhrada qum səhraları 1 100 777 km² sahəni tutur. Ərəbistan yarımadasının bütün daxili hissələri qumlu səhralarla tutulmuşdur. Orta Asiyada 400 000 km² sahəsi olan Qaraqum depressiyasının 9/10 hissəsini qum sahələri təşkil edir. Bundan əlavə, Qızılqum, Aral sahili Qaraqum, Böyük və Kiçik Barsuk, Çu sahili, Muyunqum, Balxaşın cənub sahili və s. səhralar qum səhralarından ibarətdir.

Belə səhralar Çin Türkünstanında (Təklə-Məkan səhrası), Ordosda, İran yaylasının daxili rayolarında, Pakistanda (Tar səhrası), Avstraliyada (1 212 000 km²), Cənubi Afrikada (Kalaxari) və Cənubi Amerikada (Atakama) geniş yayılmışdır.

Qum səhraları Şimali Afrikada **erq**, Ərəbistanda **nefud**, İranda **kəbir**, Orta Asiyada isə **qum** adlanır. Səhra qumlarının mənşəyi haqqında müxtəlif nəzəriyyələr mövcuddur. Dəniz sahillərində geniş qum çimərliklərinin olması və bura qumun dənizdən gətirilməsinə əsaslanaraq, bir sıra müəlliflər səhra qumlarının dəniz qumlarından ibarət olmasını söyləmişlər. Son zamanlara qədər Böyük Səhranın yaxın keçmişdə dənizlə örtülü olduğunu və qumların bu dənizdə əmələ gəldiyini söyləyirdilər. Burada aparılan yeni tədqiqatları bu fikrin yanlış olmasını göstərdi. Başqa bir nəzəriyyəyə görə səhra qumları səthə çıxan ana süxurların kontinental şəraitdə aşınması nəticəsində əmələ gəlmişdir. Səhra qumları ilə ana süxurların eyni mineroloji tərkibli olması bunu sübut edir. Şimali Qaraqum səhrasının qumları Zəunquz yaylasında üzə çıxan və tərkibində gips, müxtəlif duzlar olan üçüncü dövrün gilli qumdaşları və qumlu gilləri ilə, Sinay yarımadasındakı qumlu səhraların qumları isə burada üzə çıxan qranit, siyenit, qneys və porfirirlərlə eyni mineroloji tərkibə malikdir.

İ.S.Şukinin fikrincə, qum səhralarının qumları başlıca olaraq hazırda eol proseslərinə məruz qalmış qədim allüvial çöküntülərdən ibarətdir. Doğrudan da, Qaraqum səhrasında eol qumları

altında müəyyən dərəcədə çeşidlənmiş və kəsilişində gil layları olan qalın allüvial qum qatları yatmışdır.

Böyük qum massivlərinin hərəkət etməsi haqqında müxtəlif mülahizələr vardır. İ.S.Şukin səhraların qum massivlərini mənşəyinə görə iki qrupa bölür: 1) müəyyən bir depressiyada əmələ gəlmiş və hazırda küləyin eol fəaliyyəti təsiri altında olsa da, yalnız əmələ gəldiyi yerdə qalan **avtoxton** qumlar; 2) müxtəlif yerlərdən küləyin vasitəsilə gətirilmiş qumlardan əmələ gəlmiş **alloxton** qum massivləri.

Səhralarda akkumulyativ qum formaları

Səhralarda qum çox nadir hallarda yerin səthini eyni tipli düz laylarla örtür. Qum, adətən, qeyri-bərabər paylanmaqla müxtəlif formalar yaradır. Onlardan ən geniş yayılanı dünlərdir. Qum formalarının morfoloji müxtəlifliyi, küləklərin qüvvəsindən, onların istiqamətinin daimiliyindən, yaxud dəyişkənliyindən, səthin quruluşundan, onu təşkil edən süxurların litoloji və mexaniki xüsusiyyətlərindən, bitki örtüyündən və s. asılıdır.

Morfoloji müxtəlifliklərinə baxmayaraq, eol qum formalarını yenə də müəyyən morfoloji tiplərə ayırmaq olar. Bu morfoloji tiplər ayrılıqda öz quruluşlarının dəqiq cəhətlərinə görə bir-birindən fərqlənsə də, ümumi quruluşlarına görə bir qrupda birləşir.

Dünlərin və başqa relyef formalarının təsnifatı üç müxtəlif cəhətdən aparılır: **genetik, morfoloji və dinamik**.

Dinamik cəhətdən təsnifat eol relyef formalarını əmələ gətirən əsas amillərin fəaliyyətinə görə aparılır. Bu amillərdən içərisində ən mühümü küləkləri və istiqaməti və rejimidir. Bu cəhətdən küləklər üç kateqoriyaya bölünür: 1) bütün il müddətində eyni istiqamətdə əsən küləklər (passat tipli küləklər); 2) fəsillərdən asılı olaraq dəyişən və başlıca olaraq iki, bir-birinin əksi istiqamətlərdə əsən küləklər (musson tipli küləklər); 3) hər fəsil də tamamilə müxtəlif istiqamətlərdə əsən küləklər.

Səhralar və onların geomorfologiyası zəif öyrənildiyindən qum formalarının tam və dolğun genetik təsnifatını vermək çətinidir. Ona görə də burada əsasən eol qumlarının əsas morfoloji formaları haqda məlumat verilir.

Küləyin təsiri ilə qum iki yolla hərəkət edir. Əgər külək

güclü olarsa, qum dənələri havaya qalxır, zəif külək zamanı isə qum dənələri yerin səthi ilə sürünür. Hərəkət edən qum relyefin girintili-çıxıntılı yerlərinə, süxur parçalarına və bitki koluna çatdıqda toplanır. Qum maneənin hər iki tərəfində akkumulyasiya olunur. Hər iki tərəfdə toplanan qumun miqdarı qum dənələrinin böyüklüyündən və küləyin qüvvəsindən asılıdır. Əgər qum xırda, külək isə güclü olarsa, qumun əksər hissəsi maneənin arxasında; külək zəif, qum dənələri isə iri olarsa, əksinə, qumun çoxu maneə qarşısında toplanacaqdır.

{ Maneə tamamilə qumla basdırıldıqdan sonra, embrional qum dünləri əmələ gəlir ki, onlar da tədricən inkişaf edərək barxana və hərəkət edən dünlərə çevrilir. }

Yan tərəflərdə sürtünmə qüvvəsi zəif olduğundan qum burada dünün ox hissəsinə görə tez hərəkət edir. Belə olduqda dünün yanları buynuz kimi irəli yönəldilmiş şəkildə olur. Buynuzların daxili hissəsində çuxur əmələ gəlir. Əmələ gələn yeni forma aypara şəklində olur və **barxan** adlanır. Barxan yalnız səhralarda arid iqlim şəraitində qum dənələrinin tamamilə quru və birbirindən ayrı olduğu halda əmələ gəlir.

Rütubətli iqlim şəraitində, xüsusilə dəniz və çay sahillərində qum rütubətli olduğundan onun dənələri dünün ox hissəsində yanlarına nisbətən daha tez hərəkət edir və nəticədə barxan yox, parabolik dünlər əmələ gəlir.

Barxanların külək əsən tərəfdəki yamacının meyilliyi $5-12^\circ$, əks yamacların isə $28-35^\circ$ olur. Barxanın maili yamacının səthində dalğavari formalar əmələ gəlir. Onların profili barxanların özünün profilinə çox oxşayır.

Barxanların nisbi yüksəkliyi müxtəlif olmaqla, əsasən küləyin rejimindən və qumun miqdarından asılı olur. Orta Asiyada onların yüksəkliyi 3-5 m, nadir hallarda 8 m-ə, Böyük Səhrada 10 m, bəzi hallarda isə 30-40 m-ə çatır.

Barxanlar bitki örtüyündən məhrumdur və daim hərəkətdədir. V.N. Kuninə görə, Qızılqumun cənubunda barxanlar ayda 12 m sürətlə hərəkət edir. Barxanların hərəkət sürəti onların böyüklüyü ilə tərs mütənasıbdır. Barxan nə qədər böyük olarsa, bir o qədər zəif hərəkət edir.

Əvvəllər belə hesab edirdilər ki, barxanlar bütün səhraların

akkumulyativ relyef formaları içərisində hakim rol oynayır. Müəyyən edilmişdir ki, barxanlar Orta Asiya səhralarında və Böyük Səhrada zəif inkişaf etmişdir. Avstraliya səhralarında və Tar səhrasında isə barxanlara rast gəlinmir. Barxanlar yalnız Ata-kama və Peru səhraları üçün çox səciyyəvidir.

Barxanların əmələ gəlməsi üçün bir sıra amillərin birgə mövcud olması vacibdir. Onların əmələ gəlməsi üçün tələb olunan amillər bunlardır: relyef düz, onu təşkil edən süxurlar isə möhkəm (daşlı süxurlar, yaxud bərk gil) olmalıdır. Küləyin hərəkətə gətirdiyi qumun miqdarı bir o qədər də çox olmamalıdır (qum həddindən artıq olan yerlərdə barxan əmələ gəlmir). Küləklər ya bütün il boyu, yaxud da ilin çox vaxtı bir istiqamətdə əsməlidir. Bundan əlavə, küləyin gücü ilə qumun miqdarı arasında müəyyən uyğunluq olmalıdır.

Orta Asiya səhralarının tədqiqatçıları (V.A.Obruçev, V.İ.Kunin və V.A.Dubyanski) bir-birinə paralel istiqamətdə və az məsafədə uzanan asimmetrik köndələn (hakim küləklərin istiqamətinə görə) dünləri barxan zəncirləri adlandırırlar.

Bir sıra müəlliflər kontinental şəraitdə köndələn dünlərin əmələ gəlməsini inkar edirlər. Məsələn, F.Enkvist göstərir ki, köndələn dünlər yalnız dəniz sahili zonada briz küləkerin təsiri ilə əmələ gələ bilər. R.Şyudau daha əvvəllər sahilə əmələ gələn dünləri tədqiq edərək, onların davamsız olduğunu göstərir. Deməli, səhralarda təsadüf etdiyimiz köndələn dünlər sahil dünləri ola bilməz.

V.A.Obruçev və V.A.Dubyanski barxan zəncirlərinin iki və artıq barxanın birləşməsi nəticəsində əmələ gəlməsini göstərmişlər. Sonralar V.İ.Kunin cənub-şərq Qaraqumun Amudərya sahili zolağında apardığı tədqiqatlar nəticəsində V.A.Obruçevin və V.A.Dubyanskinin fikirlərini rədd edərək, barxan zəncirlərinin böyüklüyü (uzunluğu 30-40 m-dən 400 m-ə qədər), ləng hərəkət etməsi və mənşəyi etibarlı ilə barxanlardan tam fərqlənən müstəqil bir forma olduğunu göstərmişdir.

Barxanlardan fərqli olaraq barxan zəncirləri qumun çox olduğu şəraitdə və relyefin düz olmayan yerlərində əmələ gəlir. Barxanlardan barxan zəncirləri əmələ gəlmir. Əksinə, barxan zəncirləri öz hərəkət yolunda bərk süxurlardan ibarət olan düz

səthə rast gəldikdə və qum az olduqda (takırlarda) ayrı-ayrı bar-xanlara çevrilir.

Barxan zəncirlərinin və festonvari qum dalğalarının ayrı-ayrı hissələrinin qeyri-bərabər hərəkət etməsi nəticəsində tor, yaxud arı şanına oxşayan mürəkkəb qum formaları əmələ gəlir. Bu qum formaları Şimali Afrika səhralarında geniş yayılmışdır. Bunlar fransız müəllifləri tərəfindən qum dənizi adlandırılır.

Çin Türküstanında Sven Gedin tərəfindən bir-birinə paralel olaraq şimal, şimal-şərqdən cənub və cənub-qərb istiqamətində uzanmış qum tirələri müşahidə edilmişdir. Tirələrin zirvələri arasındakı məsafə 2-4 km-dir. Burada dərələr yerləşmişdir ki, onlar da qum arakəsmələri vasitəsilə bir sıra qapalı çalalara bölünür. Bu çalalar yerli xalq tərəfindən **bair** adlanır. Tirələrin zirvələri iti, qərb yamacları isə dikdir. Burada hakim küləklər şərq və şimal-şərq küləkləridir. Ona görə də Sven Gedin bu tirələri köndələn dünlər adlandırmışdır. Əslində isə bu tirələr küləklərin istiqamətinə perpendikulyar deyil, bir qədər iti bucaq altında yerləşir.

Səhralarda ən çox yayılmış eol qum formaları qum tirələri – uzununa dünlərdir. Bunlar Avstraliya səhralarında əsas qum formalarıdır. Şimali Afrika səhralarında, Tar səhrasının cənub-qərbində, Qaraqum və Qızılqum səhralarında uzununa dünlər çox geniş sahə tutur. Uzununa dünlər hakim küləklər istiqamətində yerləşərək, simmetrik quruluşa malikdir. Onların zirvələri çox hamar və yastıdır.

Avstraliya səhralarında tirələr 12-30 m nisbi yüksəkliyə malik olub, bir-birindən 400 m məsafədə, ilanvari xətlərlə bir neçə yüz kilometr uzanır. Avstraliya səhralarının cənub-şərq hissəsində tirələr meridian istiqamətində uzanırlar. Şimala getdikcə onlar şimal-qərbə əyilirlər. Qərbdə isə enlik xətlərinə paralel istiqamətdə uzanırlar. Tirələrin bu istiqamətdə yerləşməsi hakim cənub küləklərinin yerin öz oxu ətrafında fırlanmasının təsirindən asılı olaraq sola əyilməsi ilə əlaqədardır.

Böyük Səhrada uzununa qum tirələrinin nisbi hündürlüyü 200-300 m-ə çatır. Onlar burada da Avstraliyada olduğu kimi hakim küləklərin istiqamətinə uyğun yerləşir və yüz kilometr-lə uzanırlar. Tirələr arasındakı çuxurlar gil, bəzən də kələ-kötür daş qırıntıları ilə örtülür.

Orta Asiya səhralarındakı uzununa qum tirələri V.A.Obruçev, V.A.Dubyanski və başqaları tərəfindən öyrənilmişdir. Orta Asiyadakı uzununa qum tirələri bitki örtüyü ilə bərkimişdir. Tirələr başlıca olaraq meridian istiqamətində düzülüb, bəzən şimal-şərqə və şimal-qərbə əyilir. Tirələrin nisbi yüksəkliyi 15-30 m, onların arasındakı məsafə isə 50-60 m ilə 200 m arasında tərəddüd edir. Tirələr arakəsmələr ilə birləşərək, tirələr arası dərəcikləri ayrı-ayrı çuxurlara bölür. Yamaclar bəzən simmetrik olsa da, əksərən asimmetrik quruluşa malikdir. Qərbi Qaraqumda qərb yamaclar, cənub-şərqi Qaraqumda isə şərq yamaclar daha dikedir.

Səhralarda ən geniş yayılan qum formalarından biri də təpəli qumlardır. Təpəli qumlar 3-5 m-ə qədər yüksəkliyi olan təpəciklərdən ibarətdir. Bu təpəciklərin yerləşməsində müəyyən bir qanunauyğunluq müşahidə edilmir. Onlar bəzən bir-birinin üstünü örtür. Küləkdöyən yamac ilə əks yamac arasında fərq yoxdur.

Əksər müəlliflərin fikrincə, təpəli qumlar barxanların və barxan zəncirlərinin müəyyən dərəcədə arid səhra bitkiləri ilə bərkiməsi nəticəsində əmələ gəlir. Bitki örtüyünün nizamsız sürətdə otarılması təpəli qumların yenidən hərəkətə gəlməsinə səbəb olur.

V.A.Obruçev Orta və Mərkəzi Asiya səhralarında müşahidə etdiyi və kol dibində çoxlu gil qarışığı olan qumların yığılmasından əmələ gələn təpəcikləri topa qumlar adlandırmağı təklif edir. Bunlar öz formalarına görə embrional dünlərə oxşasa da, mənşəyi və inkişaf xüsusiyyətlərinə görə onlardan fərqlənir. Belə ki, dibində embrional dünlər əmələ gələn kollar qum vasitəsilə tamamilə örtüldükdən sonra qumlar hərəkətə gəlir, inkişaf edərək dün və barxanlara çevrilir. Topa qumlar isə çox davamlı olub özlərinin mövcud olduğu və inkişaf etdiyi bütün dövrdə hərəkətsiz olur. Onların əmələ gəlməsi üçün iki şərt lazımdır: 1) kol bitkilərinin olması; 2) qumun az olması (əks təqdirdə bitki qumla basdırılıb, tələf olur və qum hərəkətə gəlir). Topa qumlar müvəqqəti və daimi qrunt sularının olduğu yerlərdə, quru vadilərdə, bulaq, çay və göllərin yaxınlığında, qapalı çuxurların dibində təsədüf edilir.

Tarım çayı hövzəsində, Avstraliyada və s. səhralarda müşahidə edilən sovrulan təpəciklər morfoloji cəhətdən topa qumlara çox bənzəyir. Lakin topa qumlardan fərqli olaraq sovrulan tə-

pəciklər bitki olmayan yerdə əmələ gəlir. Bu müvəqqəti olur. Onları təşkil edən material tək qum deyil, həm də çay qumundan və lilindən, lyosdan və başqa kövrək ovuntu çöküntülərindən ibarət olur.

Səhraların geomorfologiyasında ən maraqlı qum formalarından biri də yalnız Ərəbistan səhralarında təsadüf edilən **fulcadır**. Başqa eol qum formalarından fərqli olaraq fulca mənfi relyef formasıdır. Fulca nəhəng at dırnaqlarının izinə oxşayır. Onların ən dərin yeri 85 m-ə qədər olur. Fulcalar külək itiqamətində (burada hakim küləklər şərqdən əsir) müəyyən xətlər boyunca düzülür.

Daşlı səhralar

Daşlı səhraların bir neçə tipi məlumdur. Onların bir çoxu parçalanmış və dik yamacları olan dağ səhralarıdır. Burada bərk ana süxurların qayalı çıxıntıları, səthi qaba qırıntılı aşınma materialı ilə örtülən sahələrlə növbələşir. Bu tip daşlı səhralar Manqışlaq yarımadasında, Tuar-Kırda, Qızılqumun cənub-şərqində, Moqol-Tauda, Cənubi Tacikistan dağlarında və s. yerlərdə müşahidə olunur.

Düzenlik daşlı səhralar başlıca olaraq stolvari yaylalarda yerləşir (**hamada**). Ana süxurlar, adətən, nazik aşınma qabığı ilə örtülür. Aşınma qabığındakı xırda material küləyin deflyasiya fəaliyyəti nəticəsində sovrulub aparılır. Buna görə də səthdə ancaq sementləşmiş iri qırıntılar qalır. Cənubi Ustyurt, Zaunquz platosunun cənub ətrafları, Bedpakdalanın şərq hissəsi bu səhralara aid edilir. Səthi təşkil edən iri qırıntı material bəzən yerli ana süxurların aşınması nəticəsində əmələ gəlir, bəzən isə ətraf dağlardan müvəqqəti axar sular vasitəsilə gətirilir.

Daşlı səhraların səthini bəzən qırıntı materialları yox, yaxşı yuvarlanmış çaqıl daşları örtür. Bu cür səhralar Əlcəzairdə **req**, Liviyada **serir** adlanır. Əlcəzairdə bu səhralar ya efemer çayların geniş dərələrində, yaxud geniş depressiyaları doldurmuş qədim allüvial çöküntülərin yerində təsadüf edilir. Liviyada **serir** allüvial çöküntülərdəki xırda materialın tamamilə sovrulub aparılması nəticəsində əmələ gəlmişdir.

Daşlı səhralarda ana süxurların çıxıntıları üzərində səhra

qaysağı və korroziya formaları da müşahidə olunur.

Gilli və gilli-şoranlı səhralar

Gilli səhralar əsasən düzənliklərdə, bəzən isə yüksəkliklərin arasında yerləşən dar və düz çökəkliklərdə inkişaf etmişdir. Buna görə də gilli səhralar iki qrupa bölünür: 1) geniş allüvial düzənliklərdə və ana süxurların üzərində əmələ gəlmiş gilli allüviyun yayıldığı səhralarda inkişaf edən gilli və qumlu-gilli səhralar, 2) qumlu və daşlı səhraların alçaq yerlərində əmələ gələn gilli səhralar.

Birinci qrup səhralara Təcən və Murqab çaylarının subaeral deltaları üzərindəki qumlu-gilli səhraları, Qızılqumun şimal-şərqini və Ustyurt platosunu aid etmək olar. İkinci tip səhralar Qaraqum səhrasının takırlarında yayılmışdır. Bu qrup səhralara Şimali Afrikada **sebhi** və Mərkəzi Asiyada **şala** (çala) deyilir.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, səhralarda efemer çaylar və səthi axınlar ətraf yüksəkliklərdən çökəkliklərə su ilə birlikdə çoxlu miqdarda xırda gilli material gətirir. Çökəklərdə əmələ gələn efemer göllər isti düşən kimi quruyur, onun yerində gildən təşkil olunmuş və pardaxlanmış **takırlar** əmələ gəlir. Sonradan takırların səthini təşkil edən gilli tozanaq çöküntülər küləyin təsiri ilə sovrularaq aparılır və bəzən nisbətən iri materiallar takırın ətrafında eol formaları əmələ gətirir.

Sular çox vaxt çökəkliklərə özü ilə birlikdə müxtəlif duz məhlulları da gətirir. Ona görə də çökəkliklərdə gilli qrunut duzlaşmış olur və bu cür əmələ gələn səhralara **gilli-şoranlı** səhralar deyilir. İran yaylasındaki kəbirlər və Orta Asiyadakı şorlar buna misal ola bilər.

Takırlar səhralarda relyefin çuxurlarda və qum tirələrinin arasında yerləşməklə, müxtəlif böyüklükdə (bir neçə m²-dən bir neçə km²-ə qədər) və formada olur. Takırın səthini örtən gil o qədər narın və sıx olur ki, onun üzəri ilə gedən atın nalının izi belə qalmır. Gil qatının qalınlığı 1-1,5 metrə çatır və səthi parket şəklində pardaxlanmış (çatlamış) olur. Gil qatının altında narın mikalı qum qatı yerləşir. Takırın səthi həmişə yastı olmayıb, bəzən də bir tərəfə zəif meyli edir. Takırların üzərində bəzi hallarda qum təpələri və barxanlar da yerləşir.

Axarsız çökəklər

Rütubətli ölkələrdə relyefin çökəklikləri su ilə dolaraq göllər əmələ gətirir. Səhralarda isə quru iqlim şəraitində yağıntıların az, buxarlanmanın isə çox olması nəticəsində çökəklər heç vaxt su ilə dola bilmir və axarsız olur. Axarsız qapalı çökəkliklər səhraların relyefinin əsas elementlərindən birini təşkil edir.

Axarsız çökəklər mənşəyinə görə müxtəlif olur. Onların bir çoxu, xüsusən böyükləri tektonik mənşəli olmaqla, sinklinal muldalara və qrabenlərə uyğun gəlir. İran yaylasındakı, Tibetdəki çökəkliklər, Şimali Amerikada Böyük hövzədəki bolsonlar və Ölü dənizinin çökəkliyi bu tipə aiddir.

İ.Valterin «Səhraların əmələ gəlməsi qanunu» kitabı çıxandan sonra əksər müəlliflər bu kitabın ideyalarının təsiri altında səhralarda axarsız qapalı çuxurların başlıca olaraq küləyin fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlməsi ideyasına qoşuldular. Hələ Z.Passarqe Əlcəzair səhralarında apardığı müşahidələr nəticəsində göstərmişdir ki, külək yalnız müstəsna hallarda, çox kövrək süxurların səthə çıxdığı sahələrdə çuxurlar yarada bilər.

Y.T.Çyotson və başqaları göstərirlər ki, səhralarda kapilyar sirkulyasiya nəticəsində səthə çıxarılmış duzlar buxarlanmadan sonra kristallaşır və depressiyaların gilli çöküntülərini çox kövrəkləşdirir ki, bu da küləyin deflyasiya fəaliyyətini gücləndirir və depressiyalar tədricən dərinləşərək axarsız çökəkliklərə çevrilir.

Bu yolla çökəkliklərin əmələ gəlməsini B.A.Fedoroviç Qaraqum yaylasının cənubunda yerləşən Unquz adlı yerdə müşahidə etmişdir. Axarsız çökəklər yaylanın cənub ətəyi boyunca zəncir kimi bir-birinin ardınca düzülmüşdür.

İ.S.Şukinin fikrincə vaxtı ilə tektonik pozulma və abraziya nəticəsində əmələ gəlmiş pillələrin qarşısında eol qumlar toplananda, əmələ gəlmiş akkumulyativ formalarla həmin pillələr (Orta Asiyada **çinklər**) arasında axarsız çuxurlar əmələ gələ bilər. Ustyurd çinklərinin dabanı boyunca yerləşən çuxurları bu cür çökəkliklərə aid etmək olar. Belə çuxurlar Şimali Afrika səhralarında da müşahidə edilir. İ.S.Şukinə görə axarsız çökəklər səhralarda əhəngli və duzlu süxurların üzə çıxdığı yerlərdə karst-suffoziya prosesləri nəticəsində də əmələ gələ bilər.

Y.B.Qreqori Qərbi Avstraliyada yayda quruyan göllərin çu-

xurlarının dar və uzun olmasına, onların zəncir kimi bir xətt boyunca düzülməsinə, dibinin eyni səviyyədə müəyyən bir istiqamətdə alçalmasına əsaslanaraq, onların qədim çay dərələrinin yerində əmələ gəlməsi fikrini irəli sürmüşdür. Onun fikrincə, iqlimin kəskin aridləşməsi nəticəsində çaylar qurumuş və onların dərələrini doldurmuş allüvial çöküntülərin külək tərəfindən sovulması nəticəsində zəncir kimi düzülmüş çalalar əmələ gəlmişdir.

Qədim çay dərələrinin yerində karst, eol və başqa proseslərin vasitəsilə əmələ gəlmiş çökəkliklər Qaraqum səhrasında da müşahidə edilir.

İ.S.Şukin göstərmişdir ki, qum səhralarında axarsız çuxurlar qumun qeyri-bərabər akkumulyasiyası nəticəsində də əmələ gələ bilər.

Axarsız qapalı çökəklərdə qrunut suları ya səthə çox yaxın olur, ya da yamaclardan bulaqlar şəklində çıxır. Bu cəhətdən onların səhralarda çox böyük əhəmiyyəti vardır.

Şahid dağlar və qayalı dağətəyi düzənliklər

Şahid dağlar geniş düzənliklərin fonunda adda-budda ucalan yüksəkliklərə deyilir. Şahid dağlar denudasiya prosesləri nəticəsində çılpəlaşmış və ətraf süxurlara nisbətən çox davamlı olan lakkolitlərdən (Şimali Qafqazda Pyatiqorsk ətrafında olduğu kimi), cavan, kövrək çöküntülərin arasında müşahidə edilən daha qədim və möhkəm süxurların qayalı çıxıntılarından (Qızılqumdakı paleozoy süxurlarının çıxıntıları) ibarətdir.

Bu misallardan göründüyü kimi, şahid dağlar bütün iqlim qurşaqlarında müşahidə edilir. Arid iqlimli ölkələrin isə özünə-məxsus skulptur şahid dağları vardır. Arid ölkələrin şahid dağlarını fərqləndirən cəhətlərdən biri, onların yerləşdiyi düzənliklərin kontinental denudasiya səthlərindən ibarət olmasıdır. V.Penkin fikrinə görə şahid dağlar bütün iqlim qurşaqlarında tektonik qalxma hərəkətlərinin zəifləməsi, yaxud stabil xarakter daşması ilə əlaqədar olaraq, yamacların normal denudasiyası, xüsusən yan eroziya nəticəsində əmələ gəlir və onların yamacları batıq olur. Z.Passarqe şahid dağların yamaclarının müxtəlif profilili olduğunu (düz, qabarıq və batıq) göstərir. Yenə də həmin müəllif göstərir ki, şahid dağların yamacları erozion formalarla

çox zəif parçalanmışdır. Yamaclar adətən, iri qaymalar və qırıntı materialları ilə örtülü olur. Səth suları xətti axın əmələ gətirə bilmir.

Şahid dağların və onları əhatə edən düzənliklərin sahələri arasındakı mütənasıblıq müxtəlifdir. Məsələn, Şimali Afrika səhralarında düzənliklər şahid dağlara nisbətən daha geniş sahələr tutur. Şimali və Cənubi Amerika səhralarında isə əksinə, şahid dağlar düzənliklərə nisbətən daha geniş yer tutur.

Şimali Amerika **bolsonları** ətraf dağ silsilələrindən 2-3 km eni olan maili düzənlik zolağı vasitəsilə ayrılır. Bu düzənlik zolaq qayalı səthə malik olub, bəzi yerlərində nazik aşınma qabığı ilə örtülüdür. Düzənliyin səthi tədricən bolsonların səthinə keçir. Bu cür düzənliklər amerikalı müəlliflər tərəfindən **pediment** adlanır. Onlar tektonik cəhətdən qalxmaqda olan horst dağların uçqar hissələrinin denudasiya prosesləri nəticəsində uçub dağılması nəticəsində əmələ gəlməklə, dağların hesabına genişlənər. Pedimentlərin əmələ gəlməsi çox intensiv gedir və bu proses relyefdə özünün təzahürünü yaxşı tapır. Ona görə də amerikalı müəlliflər pedimentlərin əmələ gəlməsinə böyük diqqət yetirərək, şahid dağların özünü unudurlar.

İ.S.Şukinə görə pedimentlərin əmələ gəlməsi şahid dağlar landşaftının təkamülünün başlanğıc mərhələsidir. Elə ona görə Şimali Amerikada şahid dağlar ətraf denudasion düzənliklərə görə çox sahə tutur. Afrika şahid dağları isə öz təkamülünün axıncı mərhələsinə yaxındır. Müəyyən geoloji dövrdən sonra şahid dağlar tamamilə uçub dağılacaq və ərazi peneplenləşəcəkdir (şəkil 23).

Şahid dağlar başlıca olaraq tropik və subtropik iqlim qurşaqlarının quru sahələrində geniş yayılmışdır. Onlara nadir hallarda subtropik iqlim qurşağından mülayim qurşağa keçid zonada (Qobi səhrası, Şimali Amerikada Böyük Hövzə) təsadüf edilir. Şahid dağlar landşaftının çox inkişaf etdiyi yer Şimali Afrikadır. Onlara Avstraliyada, Braziliyada, Dekan yarımadasında, Meksikada, Amerika Birləşmiş Ştatlarının cənub-qərbində, Mərkəzi Asiyada Nanşanla Qobi arasında və Şimali Çində təsadüf edilir.



Şəkil 23. Səhralarda stolvari şahid dağlar.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, şahid dağların hansı iqlim şəraitində əmələ gəlməsi haqqında müxtəlif fikirlər mövcuddur. Şimali Afrika şahid dağlarını tədqiq edən müəlliflərin əksəriyyəti, onların əmələ gəlməsi üçün ən əlverişli şərait savannaları hesab edirlər. Şimali Çilidə şahid dağları öyrənən H.Mortensenin fikrinə görə şahid dağların əmələ gəlməsini iqlimlə əlaqələndirmək olmaz.

Məlumdur ki, mezozoydan başlayaraq iqlim dəfələrlə dəyişmişdir. Buna müvafiq olaraq Z.Passarqe Şimali Afrikada şahid dağların əmələ gəlməsi üçün iqlimin bir neçə dəfə dəyişməsinin vacib olduğunu söyləyir. Bu müəllifin fikrinə görə kontinental arid iqlim şəraitində fiziki aşınma proseslərinin kəskin gətməsi nəticəsində şahid dağların yamacları iri qırıntı materialla örtülür və yamacların inkişafı çox ləngiyir. İqlim rütubətləşən kimi iri qırıntı materialı gərgin kimyəvi aşınmaya məruz qalır, lakin sıx bitki örtüyü ilə örtülü olduğundan aşınma materialı yuyulub aparıla bilmir. İqlimin yenidən aridləşməsi nəticəsində bu material tamamilə yuyulub aparılır. Beləliklə, iqlimin dəyişməsi ilə əlaqədar olaraq bu proseslər bir neçə dəfə təkrar olunur və nəticədə şahid dağlar əmələ gəlir.

Z.Passarqenin bu fikrə gəlməsinə səbəb onun rütubətli tropik

iqlim şəraitinə malik olan Qvianada və Ekvatorial Afrikada şahid dağları müşahidə etməsi olmuşdur.

Şahid dağlar süxurları geniş sahədə üfüqi yatan yerlərdə də (Şimali Afrikada, Ustyurd, Zaunquz və Karsakpay yaylalarında) yayılmışdır.

Səhraların coğrafi yayılması

Səhralar iqlimlə əlaqədar olaraq yer üzərində müəyyən landşaft zonaları əmələ gətirir. Onlar arid iqlim qurşaqlarına uyğun gəlir. Bu zonalar Ekvatordan 30° şimal və cənubda yüksək atmosfer təzyiqi, hava kütləsində şaquli enən axınları, buludların minimal, yağmurların çox az olduğu və passat küləklərinin yarandığı zonalara uyğun gəlməklə, iki qurşaq təşkil edir. Materiklərin çox geniş sahə tutduğu Şimal yarımkürəsində səhralar daha geniş yayılmışdır.

Arid zonaların və səhraların sərhədi, başqa iqlim qurşaqlarının sərhədləri kimi paralellərə uyğun gəlmir. Bu sərhədin vəziyyəti quru və dənizlərin paylanması, isti və soyuq dəniz cərəyanlarının yerləşməsindən, relyefin quruluşundan asılıdır. Göstərilən amillər Yer kürəsində müxtəlif şəkildə paylandığına görə səhralar zonası da gah daralır, gah da genişlənir. Şimali Amerikadakı Böyük Hövzədə, İran yaylasının daxilində, Mərkəzi Asiyada səhralar zonası çox genişlənir.

Yer kürəsi səhralarının şimal qurşağı aşağıdakı hissələrdən ibarətdir:

Şimali Amerika. Burada səhralar Böyük Hövzəni tutur. Onların cənuba davamını Moxava və Hila səhraları təşkil edir. Bu səhralar başlıca olaraq dağlıq səhralardan ibarət olub, semiarid iqlimə malikdir. Buranın landşaftı quru çöllərə daha yaxındır.

Asiya və Afrika. Afrikada səhralar materikin bütün Şimali hissəsini tutur (Böyük Səhra və Liviya). O cənubda Sudanın quru çöllərinə və savannalara keçir. Böyük Səhrada bir sıra səhra növləri inkişaf etmişdir. Geniş sahələri tutan qum səhraları (erqlər) 500 m-ə qədər yüksəklikdə yayılmaqla, daha yüksəkdə yerləşən daşlı səhralarla (qamada) növbələşir. Şimali Afrikada serir dağ massivlərində təsadüf edilir. Böyük Səhrada daşlı səhralar 4 259 500 km², dağ massivləri 2 000 000 km², qum səhraları isə 1 200 000 km²

sahəni tutur.

Süveyş kanalından şərqdə Sinay və Ərəbistan yarımadasında daşlı səhralarla bərabər, yarımadanın kənar zonalarında geniş qum səhraları da müşahidə olunur. Nefud (Qırmızı səhra), Rub-əl-Xali səhraları bunlara misal ola bilər. Suriya səhrası bəzi yerlərdə qumlu sahələri olan daşlı səhradır.

Ərəbistan səhralarından şərqdə İran yaylasının sahəsi 1,5 mln. km² olan axarsız daxili səhraları yerləşir. Burada səhralar başlıca olaraq dağlıq səhralar olmaqla, qırıntı materiallarla örtülüdür. Bəzi yerlərdə qayalı ana süxurlar çıpaqlaşır. Bunların arasında alçaq sahələrdə qumlu və gilli-şoranlı səhralar (Dəşti-Kəbir, Dəsti-Lüt və s.) yerləşmişdir. Hindistan yarımadasının şimal-qərbində Tar qum səhrası yerləşir.

Türkmən-Xorasan dağlarından şimalda Orta Asiya səhraları (Qaraqum, Qızılqum, Aral sahili Myunqum, Balxaş və s.) yerləşir. Orta Asiyadakı səhralar başlıca olaraq qumlu səhralardan ibarətdir. Burada daşlı və gilli-şoranlı səhralar da vardır. Orta Asiyada yerləşən Şərqi Pamir yüksək dağlıq səhrası öz landşaftına görə Tibetə çox yaxındır.

Mərkəzi Asiyada səhralar geniş sahə tutur və mülayim iqlim qurşağına keçir. Burada 780-1400 m yüksəklikdə Tarım çayı hövzəsində geniş Təklə-Məkan qum səhrası yerləşmişdir. 2700 m yüksəklikdə yerləşmiş Saydam çökəkliyi bəzi yerləri iri və qırıntı daşlarla örtülən şoranlı səhradır. Orta hesabla 4500 m yüksəkliyi olan Tibet quru çöllərdən və yarım səhralardan ibarətdir. Mərkəzi Asiyanın şimalında geniş Qobi səhrası (Şamo) yerləşir. Səhranın cənub-qərb hissəsi qumlarla örtüldüyü halda, şimal-şərq hissəsi başlıca olaraq daşlı səhralardan ibarətdir. Burada gilli və lyosslu səhralara da təsadüf edilir. Qobi səhrası cənub-şərqdə Ordos (Kuzupçi) səhrasına keçir. Mərkəzi Asiyanın dağları da daşlı səhraları xatırladır.

Cənub yarımkürəsinin səhralar qurşağı üç hissəyə ayrılır.

Cənubi Amerika. Burada səhralar Cənubi Perudan başlayıb 25° cənub en dairəsinə qədər davam edir. Bu səhralar Qərb Kordilyerlər ilə Sahil silsiləsi arasında yerləşməklə, iki hissəyə bölünür: şimal-Pampa, Tamaruqal; cənub-Atakama. Çili və Peru səhralarında barxanlar yayılmışdır.

İkinci səhralar zolağı Qərbi və Şərqi Kordilyer silsilələri arasında yerləşir, Puna adlanan bu səhra iki hissəyə ayrılır: şimal hissə Boliviya Punası, cənub hissə isə Puna-de-Atakama (mütləq yüksəkliyi 3400-4000 m) səhrasıdır.

Cənubi Afrika. Burada geniş Kalaxari qum səhrası yerləşmişdir.

Avstraliya. Səhralar materikin mərkəz və qərb hissələrini tutur. Burada başlıca olaraq qum səhraları yayılmışdır.

XIX FƏSİL

DƏNİZ SAHİLLƏRİNİN MORFOLOGİYASI

SAHİL VƏ ONUN MORFOLOJİ ELEMENTLƏRİ

Sahil zona litosfer, hidrosfer, atmosfer və biosferin qarşılıqlı əlaqələrinin hakim olduğu sahədir. Bu əlaqələrin mürəkkəbliyi və qarşılıqlı əlaqə və ziddiyyətləri nəticəsinə dənizlərin sahil zonası daim intensiv dəyişikliyə məruz qalır.

Sahil zonasının əsas elementlərindən biri sahil xəttidir. Sahil xətti quru ilə dənizin təmas etdiyi xəttə deyilir. Lakin dəniz və okeanlarda mövcud olan və qurunun sahil zonasında gedən təbii proseslərin təsiri ilə sahil xətti daim dəyişir. Sahil xətti gah dəniz suları ilə örtülür, gah da dənizdən çox uzaqlarda qalır. Qabarma və çəkilmənin hakim olduğu dəniz və okeanlarda bu dəyişkənlik daha aydın nəzərə çarpır. İ.S.Şukinə görə bu cür dənizlərdə və okeanlarda sahil xətti üfüqi istiqamətdə 15 km-dən, şaquli istiqamətdə isə 15 m-dən çox dəyişir.

Daxili dənizlərdə də sahil xətti dəyişkən olur. Burada küləklərdən və atmosfer təzyiqinin dəyişməsindən asılı olaraq sahil xətti sutkada bir neçə dəfə dəyişə bilər. Bunlardan əlavə hövzədə iqlimin dəyişməsi və tektonik hərəkətlər də sahil xəttinin tərəddüd etməsinə səbəb olur. Buna, 1929-cu ildən başlayaraq Xəzər dənizi səviyyəsinin 2,5 m-ə yaxın aşağı düşməsinə və son zamanlar qalxmasını misal göstərmək olar. Xəzər dənizi səviyyəsinin və sahil xəttinin aşağı düşməsinə iqlimin quru olması və insanların təsərrüfat fəaliyyəti nəticəsində materikdən su axımının azalması səbəb olmuşdur.

Sahil xətti dənizin «abraziya» və akkumulyasiya fəaliyyəti ilə əlaqədar olaraq da dəyişilə bilər.

Xəritələrdə göstərilən sahil xətti dənizlərin ən təkrar olunan yüksək səviyyəsinə uyğun gəlir.

Müasir səviyyə ilə əlaqədar olaraq dalğalanma nəticəsində əmələ gələn qırıntı materialı əlverişli şəraitdə sahil boyunca yığılaraq akkumulyativ relyef formaları əmələ gətirir. Akkumulyativ formalar inkişaf etdikcə sahil zona genişlənir və sahil xətti dənizə doğru irəliləməyə başlayır. Bu cür sahillər akkumulyativ sahillər adlanır. Akkumulyativ sahillər üçün ən xarakter relyef formalarından biri çimərlikdir. Çimərlik qurudan gətirilən materialın və sahili təşkil edən ana süxurların litoloji tərkibindən asılı olaraq qumdan, yaxud çaqıldaşlardan ibarət olur. Çimərliyin adətən, hamar və dənizə doğru az meyilli olan səthi bəzən sahil tirələri ilə xeyli mürəkkəbləşir. Stabil səviyyə şəraitində materialın gətirilməsi azalır, yaxud dayanırsa akkumulyativ sahillər yuyulmağa başlayır. Bu cür şəraitin müəyyən dövr davam etməsi akkumulyativ sahillərin abraziyon sahillərlə əvəz olunmasına gətirib çıxarır.

Sahillərin dinamik rejimi dəniz səviyyəsinin və tektonik hərəkətlərin rejiminin dəyişməsi ilə əlaqədar olaraq da dəyişə bilər.

Dəniz dalğalarının fəaliyyəti ilə yuyulmağa məruz qalan, sahillər **abrazion sahillər** adlanır. Bu sahillər üçün səciyyəvi relyef forması **klifdir**. Abraziya proseslərinin sahilləri təşkil edən ana süxurlarda yaratdığı «dik sahil» **klif** adlanır. Abraziyon sahillər üçün sahil xəttinin daim geri çəkilməsi xarakterikdir. Səviyyənin stabil olduğu şəraitdə belə sahillərdə mövcud olan dəniz cərəyanları abraziya nəticəsində əmələ gəlmiş, yaxud sahildən gətirilən qırıntı materiallarını tamamilə aparmağa qadir olmazsa, bu məhsul klifin qarşısında çimərlik şəklində çökərək, sahili bir daha yuyulmaqdan qoruyur. Bu proses hakim olan sahil zonasında sahil xətti quruya tərəf yox, dənizə doğru miqrasiya edir və beləliklə, abraziyon sahillər akkumulyativ sahillərə çevrilir.

Dalğalanma prosesi və dəniz cərəyanları çimərlik və klifə təsir etməklə yanaşı, dənizin **şelf** adlanan dayaz hissəsində də

sualtı sahil yamacına təsir göstərir. Bu sahənin relyefindən asılı olaraq, dalğalanma və cərəyanlar bir yerdə abraziya fəaliyyətində, başqa yerdə isə akkumulyasiya fəaliyyətində olur. Ona görə də sahil zonasına yalnız dənizin sahil xəttinin tərəddüd etdiyi zona (ən yuxarı və aşağı səviyyələr zamanı mövcud olan sahil xətlərinin arası) deyil, dənizlə qurunun morfoloji effekt verən qarşılıqlı əlaqəsi müşahidə edilən daha geniş sahə daxil edilir. Buraya həm sahil, həm də sualtı sahil yamacı daxildir.

Dəniz və okeanların sahillərində müasir sahil xəttindən əlavə qədim sahil xəttləri də müşahidə edilir. Qədim sahil xətlərinə həm müasir səviyyədən çox yüksəklərdə, həm də dəniz suları altında təsadüf edilir. Məsələn, Xəzər dənizində dördüncü dövr sahil xəttləri müasir səviyyədən 328–418 m yüksəkdə və 40 m-ə qədər dərinlikdə müşahidə edilir. Bu, dördüncü dövr müddətində iqlimdən və tektonik hərəkətlərin rejimindən asılı olaraq, səviyyənin dəyişməsinin nəticəsidir.

Ona görə də O.K.Leontyev qədim və müasir sahil xətlərinin yayıldığı bütün zonanı sahil adlandıraraq, üç hissəyə ayırır: 1) yüksəyə qaldırılmış sahil xətləri zonası; 2) müasir sahil zonası; 3) dəniz suyu və çöküntüləri ilə basdırılmış sahil xətləri zonası.

Sahili formalaşdırən əsas qüvvələr

Yerin səthini dəyişdirən və formalaşdırən bir sıra qüvvələr quru ilə dənizin sərhədində keyfiyyətə tam dəyişikliyə uğrayır, sahil zonası üçün xarakter olan bir sıra hadisə və proseslərin yaranmasına səbəb olur. Bu proseslər öz növbəsində sahillərin formalaşmasında fəal rol oynayır.

Deməli, sahil zonası quru ilə dənizin qarşılıqlı əlaqəsi nəticəsində təkamül edir. Bununla belə sahillərin formalaşmasında həlledici və istiqamətverici qüvvə-dəniz suyunun sahile etdiyi mexaniki təsirdir. Dəniz suyu sahillərə dalğalanma, dəniz cərəyanları, qabarma və çəkilmə nəticəsində təsir göstərir.

Göstərilən proseslər içərisində ən fəal dalğalanmadır. Dalğalanma küləklərin təsiri ilə əmələ gəlir. Küləklər nə qədər qüvvətli, uzun sürən (davamlı) və eyniistiqamətli, dəniz isə nə qədər dərin və geniş olarsa dalğalanma da o qədər böyük olur. Dalğalar 200 m dərinliyə qədər öz təsirini göstərir. Dəniz suyu-

nun üst qatında suyun daima qarışmasında və çöküntülərin əmələ gəlməsində dalğalanma çox mühüm rol oynayır. Sahilə yaxınlaşdıqca dalğanın dabanı (alt hissəsi) dənizin dibinə sürünür və su hissəciklərinin hərəkəti ləngiyir. Belə olduqda dalğanın simmetrikiyi pozulur və onun üst hissəsi irəli aşaraq ləpədən əmələ gətirir. Sahil suları bir qədər dərin, sahil xətti isə sıldırım qayalıqdırsa, sınımış dalğa böyük bir qüvvə ilə sahil xəttinə dəyərək, bəzən 50 m-ə qədər yuxarı qalxır. Bu cür dalğalar çox qüvvətli olur. Aparılan müşahidələrə görə dalğanın 1 m² sahildə gücü Şotlandiyada 30 000 kq, Şimal dənizi sahillərində 15 000 kq, Baltik dənizi sahillərində isə 10 000 kq-a bərabərdir. Şotlandiyanın Vik körfəzində fırtınalı bir gündə ləpədən əmələ gələn 1370 ton ağırlığı olan qayanı 10-15 m məsafəyə aparmışdır.

Dəniz suyu sahil xəttinə mexaniki təsir ilə bərabər, kimyəvi təsir də göstərir. Dəniz suyu karbon turşusu və müxtəlif duz məhsulları ilə zəngin olduğuna görə sahil xəttini təşkil edən süxurların kimyəvi aşınmasına səbəb olur.

Hakim küləklər sahil xəttinə düzbucaq altında yox, iti və kor bucaq altında yaxınlaşırsa, sahil boyu hərəkət edən dəniz cərəyanları yaranır. Bu cərəyanlar qurudan gətirilən və sahillərin abraziya olunması nəticəsində əmələ gələn materialları özü ilə aparır. Müəyyən səbəblərdən cərəyanların hərəkəti zəifləsə, aparılan material çökür və akkumulyativ formalar yaranır. Duzluluğu müxtəlif olan dənizlərin arasındakı boğazlarda ikitərəfli axım müşahidə edilir (çox duzlu su altla, nisbətən az duzlu su isə üstlə axır).

Sahillərin formalaşmasında qabarma və çəkilmə hadisəsi də böyük rol oynayır. Bu hadisələr sahildə abraziya ilə akkumulyasiya proseslərinin vaxtaşırı növbələşməsinə, materialın gah sahilə doğru, gah da sahildən dənizə doğru hərəkət etməsinə səbəb olur.

Dənizdə və quruda havanın temperatur fərqi briz adlanan sahil küləklərini yaradır. Brizlər sahilin akkumulyativ relyef formalarını təşkil edən qumları sovrur və eol proseslərini inkişaf etdirir.

Məlum olduğu kimi, hər hansı bir dənizin səviyyəsi bu dənizə tökülən bütün çaylar üçün eroziya bazisidir. Ona görə də çayların gətirdiyi allüvium sahil zonada çökərək, sahilin relyefindən və onun konfigurasiyasından asılı olaraq, müxtəlif akkumulyativ formalar (delta və s.) əmələ gətirir.

Sahil zonasının dinamikasında bir sıra heyvan və bitki növləri də böyük rol oynayır. Bunlardan birinci növbədə tropik qurşaq dənizlərində yaşayan mərcan poliplərini göstərmək lazımdır. Çox intensiv surətdə inkişaf edən mərcan poliplərinin əhəngli çanaqları bir-birinin üzərinə yığılaraq, sahil boyu uzanan **rifləri** (tirələri), okeanın mərkəz hissələrində isə sönmüş vulkan kraterlərində **atoll** adlanan dairəvi adaları əmələ gətirir.

Tropik qurşaqda qabarma və çəkilmə prosesinin əhatə etdiyi zonada manqır cəngəllikləri, mülayim qurşaqda isə sahil qamışlıqları akkumulyativ sahillərin dənizə doğru genişlənməsi üçün əlverişli şərait yaradır.

Tektonik hərəkətlər, sahil xəttinin formalaşmasına fəal təsir edərək, ekzogen qüvvələrin işini tənzimləyir və ona istiqamət verir. Dağlıq ölkələrin sahillərinin konfiqurasiyası bütünlüklə ərazinin tektonik quruluşundan asılıdır.

Sahil zonasının formalaşmasında vulkanizm hadisələri də mühüm rol oynayır. Vulkan dənizdə püskürsə, sahil sularının dayazlaşmasına, ada və sayların əmələ gəlməsinə səbəb olur. Qurunun sahilboyu zonasında püskürən vulkanların lavaları dənizə doğru axaraq, sahil xəttinin konfiqurasiyasını dəyişir və lavalardan təşkil olunmuş burunlar əmələ gətirir.

Dənizdə bəzən palçıq vulkanları da püskürür. Bu cür palçıq vulkanları Xəzər dənizinin Azərbaycan və Türkmənistan sahillərində, Azov dənizinin Taman yarımadası sahillərində müşahidə edilir. Püskürmə nəticəsində çıxarılan materialın miqdarından asılı olaraq dənizdə daimi və müvəqqəti adalar əmələ gəlir. Bakı arxipelaqı adaları palçıq vulkanlarından ibarətdir.

Sahillər çay dərələri ilə parçalandıqda, sahil tektonik çökməyə məruz qalarsa, dəniz suyu çay dərələri vasitəsilə qurunun daxilinə soxulur (inqressiya), bu dərələrin arasında qalan parçalanmış sahələr isə adalar və yarımadaslar əmələ gətirir. Bu cür sahillər çox girintili-çıxıntılı olur və **rias** tipli sahillər adlanır. Çökməkdə olan sahil zonası dördüncü dövrə buzlaşmaya məruz qalmışsa, dəniz suları sahil zonanı kəsən təknəvari dərələrlə quruya doğru soxulur və **fiord** tipli sahillər əmələ gətirir. Keçmişdə materik buzlaşmasına məruz qalmış sahələrdə isə **şxer** tipli sahillər əmələ gəlir.

Qalxmaqda olan qurunun sahilləri özünün morfoloji quruluşuna görə çökməkdə olan sahillərdən tamamilə fərqlənir. Qurunun qalxması nəticəsində şelfin dalğalanma proseslərinin təsiri ilə hamarlanmış dayaz hissəsi dəniz sularından azad olur və sahil düzənliklərini əmələ gətirir. Sahil xətti bu cür sahələrdə düz və az girintili-çıxıntılı olur.

Çökməkdə və qalxmaqda olan sahillərdə gedən proseslər tamamilə bir-birindən fərqlənir. Belə ki, çökmə nəticəsində əmələ gələn girintili-çıxıntılı və parçalanmış sahillərdə dalğalanma prosesi çox intensiv gedir, dəniz daim öz sahillərini yumağa və düzəltməyə meyl edir. Qalxan sahillərdə isə, adətən, akkumulyasiya prosesləri inkişaf edir. Lakin son zamanlar aparılan müşahidələr göstərir ki, sualtı yamacın və sahilin relyefindən, geoloji quruluşundan, süxurların litoloji tərkibindən və s. asılı olaraq çox vaxt təbiətdə bu qanunauyğunluğun əksi müşahidə edilir. Yəni qalxan sahillərdə abraziya, çökən sahillərdə isə akkumulyasiya prosesləri gedir.

Abrasion sahillər

Dik və dərin sahillərdə dalğa sahil xəttinə böyük sürətlə yaxınlaşdığına görə özü ilə birlikdə sahilə çoxlu qum və çaqılDaşları gətirir. Qum və çaqılDaşları ilə zəngin olan dalğa sahilə böyük mexaniki iş görərək, onu təşkil edən ana süxurları parçalayır. Sahildə ləpədöyən səviyyəsində abraziya (yaxud ləpədöyən) çıxıntı əmələ gəlir. Bu abraziya çıxıntı, adətən, səviyyədən (qabarma-çəkilmə prosesləri hakim olan dənizlərdə isə yüksək səviyyədən) yuxarıda əmələ gəlir.

Abrasion çıxıntı sahil zonanı iki hissəyə bölür: abraziya çıxıntından yuxarıda yerləşən dik yamac **klif** və çıxıntıdan aşağıda, başlıca olaraq dəniz sularının altında yerləşən və dənizə doğru az meyilli olan abraziya, yaxud sahil platforması **benc** adlanır.

Ləpədöyən çıxıntı, adətən, çatsız və laylı olmayan möhkəm süxurlarda əmələ gəlir. Onlar başlıca olaraq qabarma-çəkilmə olmayan dənizlərin sahillərində müşahidə olunur. Bu dənizlərdə dalğalanmanın təsir etdiyi sahil dar bir zolaq olduğundan, onun fəaliyyəti daha yaxşı gözü çarpır.

Ləpədöyən çıxıntı genişləndikcə klifi təşkil edən süxurların

ön hissəsi öz dayağını itirir və böyük qaymalara parçalanaraq uçub dağılır. Beləliklə, klifin dabanında iri süxur qırıntılarından ibarət yığınlar əmələ gəlir. Bu qırıntı məhsulları dalğalar vasitəsilə yuyulur, parçalanır, cilalanır və çeşidlənərək abrazion platformada çökür. Abrazion platformanın səthini örtən qırıntı materialı dalğalar vasitəsilə gah sahilə, gah da sahilədən dənizə doğru aparılır. Ona görə də, dəniz çağıldaşları çayların çağıldaşlarından fərqli olaraq çox yastı və yaxşı cilalanmış olur. Beləliklə, onlar çox xırdalanır və bir hissəsi abrazion platformadan dənizin dərinliklərinə aparılaraq, orada çökdürülür.

Sahillərin bu cür abraziyası nəticəsində klif getdikcə geri çəkilir və abrazion platforma genişlənir. Əgər sahillər tektonik cəhətdən stabil olarsa, onların geri çəkilməsi axıra qədər davam edə bilmir. Dalğaların bütün qüvvəsi sahil zonada çox az dərinliyi olan abrazion platforma səthində rast gəldiyi maneəni dəf etməyə sərf olduğundan, o sahil xəttində öz dağıdıcı qüvvəsini itirir. Beləliklə də, abrazion platformanın genişlənməsi və klifin geri çəkilməsi dayanır. Abrazion sahillərin inkişafının bu mərhələsini A.Filippson **abrazion terminant** adlandırmışdır.

Abrazion sahillərin bir də əvvəlki qaydada inkişaf etməsi üçün suların dərinləşməsi lazımdır. Bunun üçün ya dənizin səviyyəsi yüksəlməli, yaxud da sahillər tektonik çökməyə məruz qalmalıdır. Bu iki şəraitin biri nə qədər mövcud olarsa, abrazion sahillər də bir o qədər inkişaf edəcəkdir.

Dənizin abrazion fəaliyyəti və abrazion proseslərin sürəti dalğanın sahil xəttinə görə istiqamətindən, sürətindən, sahilin yüksəkliyindən, onu təşkil edən süxurların litoloji tərkibindən və yatım xüsusiyyətlərindən asılıdır. Şəraitdən asılı olaraq abraziya prosesləri sahilə müxtəlif formalarda gedir və müxtəlif sahil relyef formaları əmələ gətirir. Abraziya prosesləri ilə sahilin geoloji və geomorfoloji şəraiti arasındakı qarşılıqlı əlaqəni daha yaxşı təsəvvür etmək üçün bir neçə misal göstərək.

Sahili təşkil edən süxurlar nə qədər intensiv qırışıqlara toplanmış olarsa, bir o qədər intensiv sürətdə parçalanacaqdır. Üfüqi vəziyyətdə yatan süxurlarda abraziya prosesləri ləng gedir. Bu süxurlar müxtəlif litoloji tərkibli olduğuna görə dalğalanma və abraziya prosesləri sahilə struktur terraslar əmələ gətirir.

Abrazion sahillərdə çayların mənşəbi (eroziya bazisi) daima quruya doğru çəkilən sahil xətti ilə uyğunlaşa bilmir və ona görə çay dərələrinin ağzı asılı vəziyyətdə qalır.

Sahilboyu akkumulyativ relyef formaları

Məlum olduğu kimi, çayların dənizlərə gətirdiyi allüvium və sahillərin abraziyası nəticəsində əmələ gələn qırıntı materialı sahil platformasının (abrazion platforma) sualtı və sahil hissəsində çökdürülür. Sahil platformasının akkumulyasiya gedən sahil hissəsinə çimərlik, yaxud **strand** deyilir. Çimərlik çayların gətirdiyi allüviumun mexaniki tərkibindən və sahili təşkil edən süxurların litologiyasından asılı olaraq çağıldaşlarından və qumdan ibarət olur.

Çimərliyi təşkil edən məhsul daim hərəkətdədir. İki növ hərəkət vardır: sahilə perpendikulyar istiqamətdə və sahilboyu. Birinci növ hərəkət dalğaların sahilə perpendikulyar, ikinci növ isə dalğaların sahilə diaqonal istiqamətdə yaxınlaşdığı sahələrdə müşahidə olunur.

Çimərlikdə qırıntı məsulların miqdarı, abraziya nəticəsində əmələ gələn məhsul, bu məhsulun sahilboyu və dərinliklərə aparılması sürəti arasındakı münasibətdən asılı olur.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, dağlar sahilə diaqonal istiqamətdə yaxınlaşarsa, sahilboyu axınlar əmələ gəlir. Bu axınlar özü ilə birlikdə qırıntı materialı aparır. Sahilboyu axının apardığı məhsul artmaqda davam edərsə və hər hansı səbəbdən axının sürəti azalarsa, onun bir qismi çökməyə başlayacaqdır. Material, adətən, sahil xəttinin öz istiqamətini kəskin dəyişdiyi yerlərdə çökür. Çökdürülən material bir tərəfdən sahilə birləşən, o biri tərəfdən isə dənizə doğru uzanan akkumulyativ formalar əmələ gətirir. Bu akkumulyativ formalara dil deyilir. Belə akkumulyativ formalara Xəzər dənizinin Azərbaycan sahillərində də təsadüf edilir (Şah dili, Kür dili).

Dillər bəzən buxta və körfəzi tamamilə dənizdən ayırır, yaxud da körfəzlərin dənizlə əlaqəsi çox çətinləşir. Bu cür dillərlə dənizdən ayrılan körfəz və buxta **laqun** adlanır. Laqunda, adətən, lil çökür. Burada suyun sirkulyasiyası çox çətinləşir. Dalğalanma və axınlar olmur. Sahilləri qamışlıqlar və cil basır. Bu-

xarlanma dənizdən və qurudan gələn sudan çox olduğundan su çox duzlu olur və laqun yavaş-yavaş dayazlaşaraq quruyur. Laqun çöküntülərində, adətən, duz çox olur. Çöküntülərdə linza və laycıklar şəklində müxtəlif duz yataqlarına da təsadüf edilir.

Xəzər dənizini Azərbaycan sahillərində yerləşən Ağzıbir gölü, Lənkəran düzündəki təbii «Mərdolar» laqunlara misaldır. Dördüncü dövrün axırlarında Cənub-Şərqi Şirvanda da bir sıra laqunlar olmuşdur.

Bəzən sahil xəttinə yaxın yerləşən ada, bir və ya bir neçə dil vasitəsilə materiklə birləşir. Bu cür akkumulyativ formalar **tombolo**, yaxud **pereyma** adlanır. Bir sıra yarımadaslar, hətta Kırım yarımadası bu yolla əmələ gəlmişdir.

Estuari və deltalar

Dənizə tökülən çaylar sahilin «normal» inkişafını pozur və öz mənşələrini yaradır. Bu çaylarda iki növ mənşəb olur:

1) estuari, 2) delta.

Estuari. Qıf formasında olub, dənizə doğru açılan və genişlənən dərin çay mənşəbləri estuari adlanır. Onlara başlıca olaraq güclü qabarma-çəkilmə prosesləri olan okean və dənizlərdə təsadüf edilir (Avropada Taxo, Haronna, Luara, Sena, Elba, Temza, Mizen; Afrikada Qabbon və Konqo; Amerikada Müqəddəs Lavrentiya, Amazonka, Rio-de-la-Plata).

Estuarilər qabarma-çəkilmə prosesləri və sahillərin tektonik çökməsi nəticəsində əmələ gəlir. Hər iki halda çay dərəsinin və yatağının aşağılarına dolan dəniz suyu çayın yatağına materikdən gətirilən qırıntı materialını yuyub dənizə aparır.

Delta. Çayların materikdən dənizlərə gətirdiyi qırıntı materialları mənşəbə yaxın dayaz sahillərdə, dalğalanma proseslərinin və dəniz cərəyanlarının çox zəif inkişaf etdiyi sahələrdə çökərək, akkumulyativ formalar əmələ gətirir. Akkumulyativ formalar özlərinin xarici görünüşünə görə yunan hərfi deltaya (Δ) bənzədiklərinə görə delta adlanırlar. Çaylar özləri ilə müxtəlif material (çaqıldaşı, qum, lil) gətirir. İri dənəli material mənşəbə yaxın çökür, xırda material isə dənizə doğru aparılır. Ona görə də, delta çöküntülərində eyni bir layda sahilə yaxın yerlərdə çaqıldaşları, sonra qum, daha sonra isə lil yerləşir. Mövsümdən və

İqlimin dəyişməsindən asılı olaraq çaylar dənizə müxtəlif mexaniki tərkibli çöküntülər gətirir. Ona görə də, delta çöküntülərinin şaquli kəsilişində müxtəlif mexaniki tərkibli layların növbələşməsinə təsadüf edilir. Layların yatım bucağı sahilə yaxın çox, dənizə doğru getdikcə az olur.

Deltalar, adətən, iki hissədən ibarət olur: sualtı (**avan delta**) və suüstü (**subaeral delta**). Deltanın subaeral hissəsində çay əksər hallarda bir neçə qola ayrılır. Deltanın bu hissəsi qalın qamış, cil və s. və meşə bitkiləri ilə örtülü olur. Burada göl və bataqlıqlar geniş sahəni tutur.

Delta çöküntülərinin qalınlığı 150–200 m-ə qədər və daha çox olur. Bu çöküntülər bir sıra hallarda dəniz çöküntüləri ilə növbələşir.

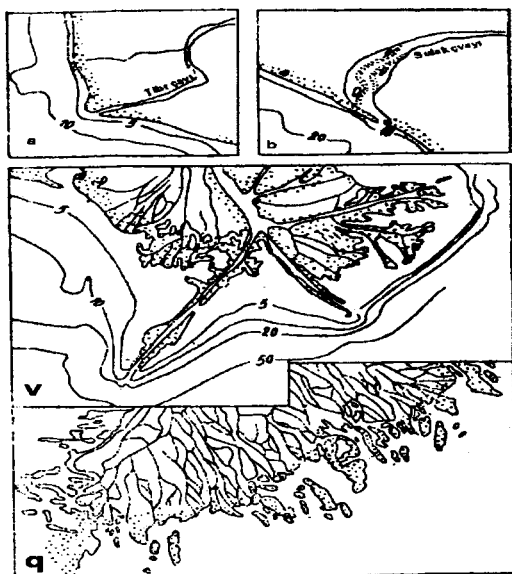
Dənizdə cərəyanlar sahilə çox yaxın keçəndə deltanın ön hissəsini daima yuyur və hamarlayır. Samur çayının deltası buna misal ola bilər. Sahilboyu axının təsiri altında Samurdan cənubda yerləşən Azərbaycan çayları relyefdə yaxşı gözə çarpan delta əmələ gətirə bilmir. Buna səbəb dəniz cərəyanlarının böyük qüvvəyə malik olmasıdır. Cərəyanlar zəif olanda deltanı yuya bilmir, əksinə, özü ilə gətirdiyi qırıntı materialını burada çökdürür. Belə halda delta dənizə doğru inkişaf edir, çayın hər qolunun ağzında akkumulyativ çıxıntılar əmələ gəlir. Bu çıxıntılar deltanın ön hissəsinə ləpir formasını verir.

Dəniz cərəyanlarının bəzən deltanı yuması da onun inkişaf istiqamətini əyir. Məsələn, Dunay və Kür çaylarının deltaları şimal küləklərinin əmələ gətirdiyi axınların təsiri ilə cənub-şərqə əyilmişdir.

Deltaların əmələ gəlməsinə sahillərin tektonik rejimi də təsir edir. Sahillər qalxırsa, deltanın əmələ gəlməsi üçün daha əlverişli şərait yaranır, əksinə çökürsə deltanın inkişafı çətinləşir.

Qeyd etmək lazımdır ki, deltanın yaranmasında yuxarıda adını çəkdiyimiz hər iki amil birlikdə iştirak etməlidir.

Deltalar öz formasına görə müxtəlif olur (şəkil 24). Çay dənizə yalnız bir yataqla tökülürsə, üçbucağabənzər dimdik formalı deltalar (İtaliyada Tibr çayı, Qafqazda Sulak çayı), bir çox qollara ayrılırsa, yelpikvari deltalar (Nil, Lena və s.) əmələ gətirir.



Şəkil 24. Deltaların morfoloji növləri. a-dimdikvari; b-səflənmiş; v-pərvəri; q-çox yataqlı kiçik pərli deltalar.

Bəzən yelpikvari deltanın ön hissəsində qolların dənizə töküldüyü yerlər estuariləri xatırladır (Qanqa çayının deltası).

Bir sıra çayların deltalarının bir hissəsi uzun, bir hissəsi isə qısa olur. Deltanın bu hissələri çox vaxt şaxələnərək ləpirəbənzər forma yaradır (Missisipi, Kür və s.). Bu cür deltaların formalaşmasında sahilboyu dəniz cərəyanları çox böyük rol oynayır.

Deltalar böyük sürətlə artır. Belə ki, hesablamalar göstərir ki, Missisipi çayının deltası ildə 70-75 m, Terek çayının deltası 100-120 m, Xuanxe çayının deltası 300-400 m sürətlə artır.

Mingəçevir bəndi tikilənə qədər Kür çayının deltası ildə 100 m sürətlə artırdı. Kür çayında bəndin tikilməsi ilə əlaqədar olaraq çayın gətirdiyi qırıntı materialının azalması (37 mln. tondan 16 mln. tona kimi) və dəniz səviyyəsinin stabilləşməsi nəticəsində delta artmır; əksinə, 1960-cı ildən başlayaraq onun deltası bəzi yerlərdə ildə 25 m sürətlə yuyulur. Kür çayı yatağının lillənməsi asılı məhsulun deltada defisitinə və onun sahil hissəsinin dəniz dalgaları tərəfindən yuyulmasına səbəb olur.

Sahil dünləri

Sahil d nl r nin əmələ gəlməsi üçün aşağıdaki  ertler lazımdır: 1) sahilə yaxın dəniz dibinin qumdan təşkil olunması; 2) dəniz, yaxud g ld n quruya əsən küləklərin istiqamətinə, g c n  görə hakim rol oynaması; 3) sahil zonada hərəkət  d n qumların akkumulyasiya olunması üçün müvafiq bitki örtüyünün olması; 4) sahilə qabarma hadisəsinin mövcud olması.

Sahil zonada d nl r n əmələ gəlməsində dənizdən quruya doğı əsən gündüz brizləri əsas rol oynayır. Onların eninin uzununa olan nisbəti 1:3, 1:5, 2:5-  b r b rdir. D nl r n nisbi h nd rl y  Danimarkada 30 m, Baltik sahillərində 60 m, Qaskoniyada 80-90 m-  catır.

D nl r n tutduğı sahənin eni bəzən 6-8 km təşkil edir (Fransada Biskay k rf zinin sahilləri).

Sahil dünləri Azərbaycanın Xəzər dənizi sahillərində də geniş inkişaf etmişdir. Abşeron yarımadasının  imal sahillərində dünlər dəniz boyunca 16 km uzanır, onların eni 2-5 km-  catır. Burada ayrı-ayrı d nl r n uzunluğı 200-300 m, eni 10-15 m, h nd rl y  isə 3-8 m-dir.

Qum tirələri bəzi hallarda qurudan dənizə axımı   tinl  dir. Bunun nəticəsində sahillər bataqlıqla ır (Fransada Qaskoniya, Qafqazda Kolxida və s.). D n tirələri qurudan axan kiçik çayların qar sını aldıqda göllər əmələ gəlir. Azərbaycanda Şabran, Dəvəçi v  Taxta-k rp  çaylarının ağızında əmələ gələn Ağızbir g l , Lənkəran d z nd ki bəzi göllər (M rdo) buna misal ola bilər. Bəzən d n  rast gələn çay istiqamətinə dəyişərək, dənizə çıxış yolu tapana qədər dən tir sin  paralel istiqamətdə axır.

Qədim sahil xətləri v  terraslar

Sahil zonada müasir sahil xəttindən əlavə dəniz səviyyəsindən müxtəlif yüksəkliklərdə yerləşən qədim sahil xətlərinə də təsadüf edilir. Bu sahil xətləri boyunca ləpədöyən   k kliy n v  sahil tir l r nin qalıqlarına rast gəlinir. Bir neçə qədim sahil xətti müşahidə olunan sahillərdə hər bir qədim ləpədöyən   k klikdən v  tir d n yüksəkdə qədim klif, klifin qa ından yuxarıda isə abrazion səth yerl   r. Abrazion səth dənizə doğı bir qədər meylli olur və sahili təşkil  d n, ana süxurları k  ir. Onların  st 

bəzən cavan dəniz çöküntüləri ilə örtülü olur. Bu cür abraziyon, yaxud akkumulyativ sahələr **dəniz terrası** adlanır. Terrasların eni bir neçə metrədən 1-5 km-ə qədər dəyişir; hər terrasın arxa hissəsində özünəməxsus sahil xətti olur. Terrasın hansı dövrə əmələ gəlməsini onun səthini örtən cavan çöküntülərin içərisində təsadüf edilən molyuska qalıqlarının vasitəsilə bilmək olar.

Vaxtilə dəniz dalğalarının təsiri altında əmələ gələn qədim terras və sahil xətlərinin müasir səviyyədən yüksəkdə yerləşməsinə iki səbəb ola bilər: dəniz səviyyəsinin ritmik olaraq aşağı düşməsi və sahilin (qurunun) ritmik qalxması. Səviyyənin aşağı düşməsi nəticəsində əmələ gələn terraslar sonralar tektonik deformasiyaya məruz qalmırsa, onlar dünya okeanı ilə əlaqədar olan bütün dənizlərin səviyyəsindən eyni yüksəklikdə olmalıdır. Ayrı-ayrı dənizlərin sahillərində eyni geoloji dövrdə əmələ gələn terrasların müxtəlif yüksəkliklərdə yerləşməsi, tektonik hərəkətlərin terrasların əmələ gəlməsində əsas rol oynadığını göstərir. Tektonik hərəkətlərin sürəti və böyüklüyü ayrı-ayrı dəniz sahillərində müxtəlif səviyyədə olur.

K.K.Markovun göstərdiyi kimi, dördüncü dövrdə iqlimin dəyişməsi və buzlaşma ilə əlaqədar olaraq dünya okeanının səviyyəsi 80-100 m dəyişə bilərdi.

Skandinaviya sahillərində beşə qədər sahil xətti və geniş dəniz terrasları (Seter) müşahidə olunur ki, bunlardan da ən qədimi 180 m yüksəklikdə yerləşir.

Əlcəzair sahillərində 9 terras müşahidə edilir. Bunlardan üçü (265 m, 320 m və 350 m) pliosen dövrünə, qalanları isə dördüncü dövrə aiddir.

Qara dənizin Qafqaz sahillərində 7, Xəzər dənizinin qərb sahillərində 14-16 terras müşahidə edilir.

Mərcan poliplərinin yaratdığı sahillər və adalar

Mərcan poliplərinin inkişaf etdiyi dəniz suyu şəffaf və işıqlı, suyun orta temperaturu 18-20°, duzluluğu isə 37-38%, olmalıdır. Ona görə də mərcan poliplərinə və onların əmələ gətirdiyi sahillərə yalnız tropik qurşaq dənizlərinin müvafiq sahillərində 1-2 m-dən 40-50 m-ə qədər dərinliklərdə təsadüf edilir.

Mərcan polipləri ölərkən onların əhənglə çox zəngin olan

skeletləri bir-birinin üstünə yığılır və **mərcan rifləri** əmələ gətirir. Mərcan rifləri başlıca olaraq üç formada olur: sahil, baryer və laqundaxili riflər.

Sahil rifləri lap sahil xəttinə yaxın, dayaz yerlərdə əmələ gəlir. Rif böyüdükcə sahil xətti ilə birləşir və xüsusi terraslar əmələ gətirir.

Baryer rifləri sahildən bir qədər uzaqlarda əmələ gəlir və sahil xəttinə paralel uzanır. Avstraliyanın şərq sahillərində yerləşən məşhur Böyük Baryer Rifi meridian boyunca 2000 km məsafədə uzanır. Onunla sahil xətti arasındakı məsafə şimalda 90 km, orta hissədə 13-15 km, cənubda isə 160-180 km-dir. Baryer riflərinin dənizə tərəf yönəlmiş yamacı, adətən, çox dik olub, 25-40° meyli olur.

Sahil xətti ilə baryer rifi arasında yerləşən sahədə çoxlu laqundaxili riflər yerləşir. Onlar formaca konusvari və sütunvari olurlar.

Mərcan polipləri əlverişli şəraitdə sualtı vulkan konuslarının krater valı üzərində də riflər yaradır. Bu riflər suyun üzərinə çıxaraq dairəvi riflər əmələ gətirir. Bu cür riflər **atoll** adlanır. Atollar sualtı vulkan konusları olmayan yerlərdə müvafiq hidro-meteoroloji amillərin təsiri ilə əmələ gəlir.

Atolların daxilində tam qapalı laqunlar əmələ gəlir. Onların xarici yamacı çox dik olub, 45-60° bucaq əmələ gətirir. Mərcan poliplərinin əmələ gətirdiyi riflər min ildə 17-37 m artır. Riflərin yaranmasında iştirak edən bezi yosunlar gündə 1 sm inkişaf edir. Buna baxmayaraq riflər çox qalın olmur. Mərcan poliplərinin yaşadığı sahə tektonik cəhətdən stabil olarsa, riflərin qalınlığı mərcan poliplərinin yaşadığı maksimal dərinlikdən (40-50 m) çox olmur. Lakin təbiətdə 300-600 m qalınlığı olan müasir və qədim riflərə təsadüf edilir ki, bu da həmin sahələrin tədricən çökməsi və eyni zamanda riflərin əmələ gəlməsini göstərir.

Riflərin geoloji cəhətdən öyrənilməsinin böyük praktiki əhəmiyyəti vardır. Belə ki, riflərdə neftin və onun yataqlarının, sahil riflərində isə boksit yataqlarının əmələ gəlməsi üçün çox əlverişli şərait olur. «İkinci Bakının», ABŞ və Yaxın Şərqlin bir sıra zəngin neft yataqları qədim riflərdə yerləşmişdir.

Sahillərin genetik təsnifatı

Sahillərin formalaşmasında müxtəlif amillər iştirak etdiyinə görə onların quruluşu və genezisi çox mürəkkəb olur və bu öz növbəsində sahillərin təsnifatını xeyli çətinləşdirir.

Sahillərin təsnifatı prinsipləri haqqında indiyə qədər əksər müəlliflər tərəfindən bəyənilmiş vahid bir fikir yoxdur.

V.P.Zenkoviçin, O.K.Leontiyevin, L.Q.Nikiforovun fikrinə görə sahillərin təsnifatında genetik prinsip əsas götürülməlidir. Bundan əlavə təsnifat müasir sahillərin dinamikasını və onları formalaşdıran əsas amillə digər amillərin arasındakı qarşılıqlı əlaqəni əks etdirməlidir. Sahilləri formalaşdıran əsas amil, yuxarıda göstəriləyi kimi, dalğalanmadır. Başqa amillərə qabarma-çəkilmənin fəaliyyəti, dənizə tökülən çayların sahilə gördükləri iş, rif qurucu orqanizmlərin fəaliyyəti, sahillərin donmuş süxurlarına dəniz suyunun termik təsiri və s. daxildir.

Təsnifat bütünlükdə vahid bir prinsip əsasında qurulmalı və kartoqrafik cəhətdən əlverişli olmalıdır.

V.P.Zenkoviçin, O.K.Leontiyevin, L.Q.Nikiforovun təsnifatları yuxarıda gətirilən prinsiplərin əsaslarını özündə əks etsə də, bütünlüklə bu prinsiplərin tələbatına cavab vermir.

İndiyə kimi mövcud olan təsnifatlara nisbətən O.K.Leontiyevin son zamanlar təklif etdiyi təsnifat layihəsi genetik cəhətdən daha əlverişlidir.

Sahillərin təsnifatında başlıca olaraq morfogenetik xüsusiyyətlər götürülür. Dəniz sahillərində müşahidə edilən əsas morfogenetik tiplərdən fiord, rias, liman, aral, dalmasiya, faylı-qaymalı, pərvari və s. tipli sahilləri misal göstərmək olar.

XX FƏSİL

QÜTB ÖLKƏLƏRİNİN MORFOLOGİYASI

Ümumi şərait və morfogeneza amilləri

Qütb ölkələri soyuq qurşaqda yerləşir və onların cənub sərhədi ümumi-fiziki coğrafi amillərdən asılı olaraq düz xətt üzrə keçmir. Bu ərazilərin özünəməxsus landşaftı mövcuddur. Soyuq qurşağın bəzi elementləri, məsələn, daimi donuşluq, bir neçə landşaft qurşaqlarının (meşə, çöl və s.) ərazisində müşahidə edi-

lir. Qütb ölkələrinin hər birinin özünəməxsus iqlimi var.

Qütb ölkələrində qış uzun müddət davam edir. Qış aylarının orta temperaturu çox aşağı olduğuna görə, hava çox şaxtalı keçir. Yayda isə temperatur cəmi bir neçə dərəcə sıfırdan yüksək olur. Buna görə Qütb ölkələrində şaxta aşınması relyef əmələ gətirən əsas amil kimi özünü göstərir.

Şiddətli fiziki aşınma nəticəsində yaranmış və hamar səthlərdə toplanmış «**daş dənizlərindən**» (çınqıllardan) tökülən daşlar çay dərələrində toplanır. Buna Sibirdə **kurum** deyilir. İri daşlar aşınaraq vaxt keçdikcə kiçik dənəciklərə çevrilir.

Qütb ölkələrində əsas relyef əmələgətirən proseslərə qədim və müasir buzlaqlar da daxildir.

Daimi donuşluq

Daimi, yaxud çoxillik donuşluq Yer kürəsinin şimal və cənub qütblərindən başqa, yüksək dağlıq zonanın qar xəttinə yaxın və ondan yuxarıda yerləşən hissələrində də müşahidə edilir.

İlin soyuq dövrünün davamiyyətindən, şaxtanın gücündən, torpağın tərkibindən (rütubətlik, süxurların istilikkeçirmə qabiliyyəti və s.) asılı olaraq donuşluq qatın qalınlığı böyük hədudda dəyişir. Daimi donuşluq qatının meydana gəlməsi və donmuş qatın qalınlığı ərazinin coğrafi enliyindən və relyefindən asılıdır. Başqa relyef formalarının yayılması başlıca olaraq üfqi və yüksəklik zonallıq qanunlarından asılı olduğu kimi, daimi donuşluq da həmin qanunauyğunluğa tabedir.

Torpağın donması tropik səhralarda qısamüddətli olduğu halda, qütblərdə və ona yaxın yerlərdə min illərlə davam edir. Daimi donuşluq qatı bəzi yerlərdə çox qalın olur.

Donuşluq çoxillik, mövsümi və qısamüddətli (bir neçə saatlıq) olur. Qısa müddətli donuşluq adalar şəkilində yayılmışdır.

Mövsümi donuşluq orta enliklərdə və yüksək dağlarda müşahidə edilir. İ.Y.Baranov qeyd edir ki, mövsümi donuşluq keçmiş İttifaqın bütün regionlarında, Skandinaviya ölkələrində, Mərkəzi, Qərbi, Cənubi və Cənub-Şərqi Avropada, Kiçik, Orta və Mərkəzi Asiyada, Uzaq Şərqdə baş verir. Avropanın Aralıq dənizi sahillərində, Apennin yarımadasının cənubunda, Yunanıstan arxipelaqında və s. yerlərdə mövsümi donuşluq baş verir. Tor-

pağın mövsüm üzrə donma sərhədi Himalay dağlarının cənub qolları enliyinə uyğun gəlir. O, şərqə davam edərək Şimali Çini əhatə edir. İngiltərənin və Fransanın qərbində Qolfstrim cərəyanının təsiri nəticəsində torpaq qışda donmur.

Donmuş qatın qalınlığı Krım yarımadasının cənub sahilində 10-20 sm olduğu halda, qütb dairəsində 0,2-2,5 m və bəzən 3-3,5 m-ə çatır. Mərkəzi Asiyanın orta enliyində (45-47°) az rütubətli qumlu süxurlarda don qatının qalınlığı 4-5 m-dir. Rusiyanın Avropa hissəsində mövsümi donuşluğun əhatə etdiyi ərazinin eni 4000 km-ə, Şimali Amerikanın qərbində isə (Qayalı dağlar boyunca) 3000 km-ə çatır.

Mövsümi donuşluq adalar şəklində Atlas və Əjdaha (Afrikada) dağlarında, İndoneziyada, Meksikada və s. yerlərdə də yayılmışdır.

Daimi donuşluq Antarktidada, Şimal Buzlu okean adalarında, Qrenlandiyada, İslandiyada, Şimali Amerikada, Asiyanın şimalında, Himalay dağlarında və s. yerlərdə yayılmışdır. Daimi donuşluq Rusiya Federasiyasında, xüsusilə çox geniş sahəni əhatə edir. Burada onun cənub sərhədi Kola yarımadasının mərkəz hissəsindən, Şimali Uraldan, Qərbi Sibirdən keçərək Yenisey çayına qədər çatır. Daimi donuşluq kontinentallığın artması, relyefin yüksəlməsi ilə əlaqədar olaraq Yenisey çayı boyu cənuba keçərək Krasnoyarsk şəhərinə çatır, oradan Altay dağlarının qərb hissəsini dolanaraq Monqolustan və Çin ərazisinə daxil olur. Daimi donuşluğun cənub sərhədi Xabarovsk şəhərindən qərbə Rusiya ərazisinə daxil olur, Amur çayının sol sahili boyu Oxot dənizinə qədər uzanır və Kamçatka yarımadasının (cənub-qərb və cənub-şərq sahillərindən başqa) əsas hissəsini əhatə edir. Daimi donuşluq Böyük və Kiçik Qafqazda, Orta Asiyanın Tarbaqatay, Qərbi Tyan-Şan və Pamir dağlarında da yayılmışdır.

Dağların oroqrafik xüsusiyyətlərdən və iqlim şəraitindən asılı olaraq, daimi donuşluğun onun aşağı sərhədi müxtəlif yüksəkliklərdən keçir. Belə ki, Tyan-Şanın Çin ərazisində yerləşən hissəsində daimi donuşluğun aşağı sərhədi 2500 m yüksəklikdən keçdiyi halda, Tibet yaylasında 3700 m ilə 5400 m arasında dəyişir. Daimi donuşluğun aşağı sərhədi qar xəttindən aşağıda yerləşir. Daimi donuşluq xətti yalnız ekvator yaxınlığında qar

xəttindən yuxarı qalxır, ondan qütblərə doğru isə bu xəttədən aşağı düşür.

Daimi donuşluq qatının qalınlığı müxtəlif olur. Kola yarımadasında daimi don qatının (torfda, buzlaq və allüvial çöküntülərdə) qalınlığı 20-25 m-ə, Böyük Torpaq tundrasının şimal hissəsində isə (Amderma qəsəbəsi yaxınlığında) 286 m-ə çatır. Daimi donuşluq qatının qalınlığı Qərbi Sibirin tayqa zonasında 25-30 m-ə, meşə-tundra zonasında 300 m-ə, tundrada 400 m-ə, Xatanqa çayının aşağı axınında isə 450-500 m-ə qədərdir. Şimal Buzlu okeanı sahillərində daimi donuşluq qatının qalınlığı maksimuma (1500-1600 m-ə) çatır.

Sakit okeanın və Oxot dənizinin təsiri altında daimi donuşluq qatının qalınlığı 100-200 m-ə, Kamçatka yarımadasında isə 25-30 m-ə qədər azalır.

Daimi donuşluq Qafqazda 3500 m mütləq yüksəklikdən yuxarıda olan hissələrdə (Kazbek, Elbrus, Alagöz və s.) adalar şəklində müşahidə edilir. Türküstan və Pamir dağlarında 4000-4300 m, Mərkəzi Kun-Lunda 5100-5250 m, Himalayda, Tibet yaylasında isə 4000-5000 m mütləq yüksəklikdən yuxarıda daimi donuşluğun geniş yayılması güman edilir.

Çoxillik donmuş sahənin qalınlığı Alyaskanın Gennekot mis mədənində 270 m, Barrou burnundan cənub-qərbdə isə 450 m-ə çatır.

Hesablamalar göstərir ki, daimi donuşluq Yer kürəsinin quru sahəsinin (149 milyon km²) 26%-ni təşkil edir. Keçmiş ittifaq ərazisində daimi donuşluq 11 mln. km² (49,7%) sahədə yayılmışdır.

Daimi donuşluq qatında mamont və başqa heyvan qalıqlarına, qədim dördüncü dövr buzlaşması çöküntülərinə rast gəlmək olar. Bu, daimi donuşluğun qədimdən əmələ gəldiyini göstərir. Lakin daimi donuşluğun müəyyən hissələrinin yaxın keçmişdə əmələ gəldiyini göstərən dəlillər də vardır. Alyaskada cavan daimi donuşluq sahələrində 2000 il bundan əvvəl yaşamış skif tayfasına məxsus meyitlər, ev əşyaları, at cəsədi tapılmışdır.

Yeraltı buzlar

Daimi donuşluq ərazisində müxtəlif mənşəli yeraltı buzlar yerləşir.

P.A.Şumski yeraltı buzlaqların əmələgəlmə prosesini üç əsas

qrupa bölür:

1. Yeraltı suların donmasından əmələ gələn konstitusion buzlar. Bu qrupa buz-sement, seqreqasiya (ayrılmış), inyeksion (yerləşdirilmiş, kök salmış) və damar buzları daxildir.

2. Donmuş dağ süxurlarında boşluqların buzla dolmasından əmələ gəlmiş mağara-damar buzları. Bura damar və təkrar damar buzları, termokarst və karst-mağara buzları daxildir.

3. Yer səthində olan buzların basdırılması nəticəsində əmələ gəlmiş buzlar. Bu qrupa konjelyasiya və çökmə metomorfik buzları daxildir.

Seqreqasiya buzları mövsümi donan və açılan dağ süxurlarının daxilində, eləcə də onun səthində əmələ gəlir. Bu buzlar əmələ gələrkən torpağı şişirdir, bitkiləri kökündən çıxarır, əridikdə həmin yerdə torpağın çökməsinə səbəb olur.

İnyeksion buzlar təzyiq, miqrasiya və sərbəst yeraltı suların donmasından əmələ gəlir. Onlar daimi don və sukeçirməyən dağ süxurları boyu uzanmış və çox geniş yayılmışdır. İnyeksiya buzları təsirindən lakkolitə oxşar formada hamar-qabarıq təpəcik yaranır. Əgər təpəciyin daxilində olan sıyıq palçıqın təzyiqi çoxdursa, təpəciyin üstündə əmələ gələn çatdan kənara sıyıq palçıq fəvvarə vurur. Əgər həmin təpəciklərin daxilində qaz toplanmışsa, sıyıq palçıq, yaxud su partlayışla bir neçə metr yuxarı atılır. Buna «hidrovulkan», yaxud «palçıq vulkanı» deyilir. Təpəciklərin hündürlüyü 1 m-ə, diametri isə 10 m-ə qədər olur. Çoxillik inyeksiya buzların əmələ gətirdiyi təpələrin («**bulqunyaxlar**») hündürlüyü 2-3 m-dən 20-25 m-ə, bəzən 40 m-ə qədər olur. Bulqunyaxın çevrəsi 200-250 m olur. Onlar mövsümi donuşluqlarda və daimi donuşluğun donu açılan sahələrində yayılmışdır. Bulqunyaxlar subasarlarda, cavan terraslarda və termokarst cökəkliklərində çox əmələ gəlir.

Su qabaqlar yaranmış çatlara dolaraq donur, onları genişləndirir və süxurları parçalayır. Sular çatlarda donduğundan səth sularının həmin çatlara daxil olmasına imkan vermir. Bir neçə dəfə eyni çatda əmələ gəlmiş buz damarlarına təkrar damarlar deyilir. Bu buzlar «**qazıntı**», yaxud «**daş**» buzları adlanır. Təkrar-damar buzların termokarst əmələ gəlməsində və tikintilərin dağılmasında rolu böyükdür.

Temperaturun fəsillər üzrə tərəddüdü süxurların fiziki-mexaniki dəyişməsinə səbəb olur. Süxurlar soyuyanda yığılır, isinəndə isə genişlənir. Yığılma nəticəsində süxurlarda çatlar yaranır və nəticədə yer səthi çatlı olur. Şaxtadan torpaq səthində əmələ gəlmiş çatlar oktyabrın axırından yanvara qədər genişlənir, dərinləşir, yaz-yay aylarında isə istiliyin təsiri nəticəsində kipləşir. Çatların üstdən eni 1-3 sm-ə qədər olur. Eyni tərkibli süxurlarda, çatların təsiri nəticəsində ayrı-ayrı kərdilər şəklində dörd künc sahələr yaranır. Müxtəlif tərkibli süxurlarda kərdilər çox künclü ola bilər.

Əgər kərdilərin arasında yerləşmiş buz damarlarının kökü daimi don qata çatırsa, onun ancaq dib hissəsi ərimir, yuxarı hissəsi isə əriyir. Həmin buz damarları hər il eyni yerdə əmələ gəldiyindən, onlar ildən-ilə qalınlaşır və nəticədə çatıda genişləndirir.

Buz damarlarının yaranması üçün çat əmələ gəlməli, o su ilə dolmalıdır. Damarlar kifayət qədər rütubətli olan bataqlıqlarda allüvial, delüvial, flüvioqlyasial, dəniz mənşəli çöküntülərdə yaranır. Çatlar yüksək subasarlarda daha geniş yayılır. Buz damarlarının eni bir neçə santimetrdən 3-4 m-ə, dərinliyi isə 1-2 m-dən 6-7 m-ə çatır. Yana-İndiqirka ovalığında buz damarlarının dərinliyi (şaquli istiqamətdə) 40-50 m, Böyük Lyaxov adasında isə 70-80 m-dir. Damar buzlarının səthdə yaratdığı çox güclü torpaq kərdisinin eni bir neçə metrdən 15-20 m-ə və bəzən 100-150 m-ə çatır. Buz damarları şəbəkəsinin çox sıx olduğu yerlərdə həmin sahənin 30-40%-ni torpaq, qalan hissəsini isə buz tutur. Buz damarları əridikdən sonra həmin sahədə əmələ gəlmiş konusvari təpəciklərə Yakutiyada **baycarax** deyilir. Buz damarlarının şaquli kəsiyində ikimərtəbəlilik müşahidə edilir. Hər iki buz damarı bir-biri ilə buzla birləşir və onların arasında torpaq qatı yerləşir. Bəzi alimlər hər mərtəbənin bir buzlaşma dövrünə aid olduğunu söyləyirlər.

Təkrar damar buzları Rusiyanın Avropa hissəsində 67-68° şimal enliyinə qədər yayılmışdır. O, Lena çayının orta axınında donmuş süxurların cənub sərhədindən 1-2 min km aralı yerləşir.

Mağara buzları yer altındakı boşluqları doldurur. Bu boşluqlar karst, termokarst və süni kahalardan ibarət ola bilər.

Termokarst-mağara buzları yerin daxilində, üfüqi istiqamətdə linza şəklində yerləşərək, termokarst boşluğunu, quyuları və kanalları doldurur. Onların qalınlığı bir neçə santimetrdən 3 m-ə qədər, uzunluğu isə (üfüqi istiqamətdə) 15 m olur. Həmin buzlar əridikdə onun suyu boşluqları genişləndirir. Çox vaxt eroziya bazisindən yuxarıda yerləşən sahələrdə sular axdığından, mağara və quyular boş qalır.

Karst-mağara buzları başlıca olaraq daimi donuşluqdan kənarda olan sahələrdə yayılmışdır. Onlara Uraldakı Kunqur buz mağarasını, Sibirdə, Krımda, Qafqazda və başqa yerlərdə olan buz mağaralarını misal göstərmək olar. Karst mağara buzları bir qayda olaraq mağaraları doldurmur. Onlar yer altında stalaktitlər, stalaqmitlər, buz gölləri və başqa formalar yaradır.

Yer səthində əmələ gəlmiş buzlaqların sonradan süxur qatları altında qalması nəticəsində basdırılmış buzlar yaranır.

Yer səthində donuşluğun morfoloji formaları

Çoxillik donuşluğun yayıldığı ərazilərdə müxtəlif formalı və müxtəlif növlü çoxbucaqlı, yaxud struktur formalar mövcuddur. Onlar qütb, qütbə yaxın və eləcə də mülayim enliklərin yüksək dağlıq hissələrində yayılmışdır. Çoxbucaqlılar müxtəlif formada olur. Onların ətrafı daş zolaqları və aydın görünən çatlarla əhatə olunmuşdur. S.P.Kaçurin qeyd edir ki, onların ölçüləri bir neçə santimetr ilə 1-3 m, böyüklükləri isə 15-40 m arasında tərəddüd edir. Çoxbucaqlı formalara gilicəli və daşlı çoxbucaqlılar, «daş üzüklər», zolaqları, çat çoxbucaqlıları (hamar, hamar-təpəli, dairəvi-təpəli və çoxbucaqlı zolağı) və s. daxildir.

Torpaq şiddətli şaxtanın təsirindən donarkən çatlayır və həmin çatlara dolmuş sular donur, şişir və beləliklə, çatı genişləndirir. Genişlənmiş çata dolmuş su donduqdan sonra onun daha çox genişlənməsinə səbəb olur. Nəticədə çatların genişlənməsindən onların arasında qalan tala sahələr yarıqlardan gələn təzyiq nəticəsində qabarıq. Qarların, buzların əriməsindən alınan sular və çay suları da həmin çoxbucaqlı çatlarla axaraq onları genişləndirir. Çatlarda buz damarlarının eni bir neçə metrə çatır. Çoxbucaqlı formaların kiçik çatlardan ibarət olanları da vardır. Çoxbucaqlı səthlər Tundrada (Şpisbergendə, İslandiyada, Qren-

landiyada, Qafqazda, Pamirdə və s. yerlərdə) müşahidə edilir.

Çoxbucaqlı formalar başlıca olaraq torpağın donması və donun açılmasından, temperaturun kəskin dəyişməsi nəticəsində yaranan çatdan və donmuş kütlə daxilində olan müxtəlif gərginliklərdən asılıdır.

Çoxbucaqlı formaların əmələ gəlməsi üçün düz və az meyilli səth, kəskin kontinental iqlim və torpaq-termik şəraiti, mövsüm üzrə donan və donu açılan süxurlarda rütubətin artıqlığı kimi ümumi şərait lazımdır.

Çoxbucaqlı formalardan biri də **tirəciklərdir**. Onların diametri 25 m-dən artıq olur. Onlar şəbəkə şəkilli çoxbucaqlılar yaradır. Çoxbucaqlıların küncləri dörd və daha artıq olur. Hər çoxküncünün səthi zəif çökmüş sahəni xatırladır. Onların ətrafını çatlar, şırımlar və tirəciklər əhatə edir. Belə formalar Lena, Yana-İndiqirka, Kolıma düzənliyində yayılmışdı.

Yastı təpə və dairəvi təpə formalı törəmələr Rusiyanın Avropa hissəsinin və Qərbi Sibirin şimalında və başqa yerlərdə yayılmışdır. Bunlar torflu sahələrdə iri təpəciklərin denudasiya sayəsində parçalanaraq təcrid olunması nəticəsində yaranır. İ.Y. Baranovun fikrincə onlar torfun və mineral süxurların şaxtadan şişməsi nəticəsində əmələ gəlir.

Dairəvi təpələr (baycaraxlar) damar buzlarının yayıldığı yerlərdə çox müşahidə edilir. Onların səthi hamar olmaqla, relyefdə aydın görünür.

Düz sahələrdə tərkibində daş qırıntıları olan rütubətli gillicələrdə daş üzükləri adlanan formalar yaranır. Daş zolaqları torpaq sahələrini əhatə edir.

Daş üzükləri zolağında olan daş qırıntıları gah qarışıq, gah daşaquli istiqamətdə olur. Daş üzükləri ilə əhatə olunmuş geniş torpaq talalarının üzərində çox ensiz olan əlavə daş üzükləri müşahidə olunur. Daş haşiyələri planda ya dairəvi, yaxud da ətraflara çıxıntı əmələ gətirən çoxküncü formasında olur.

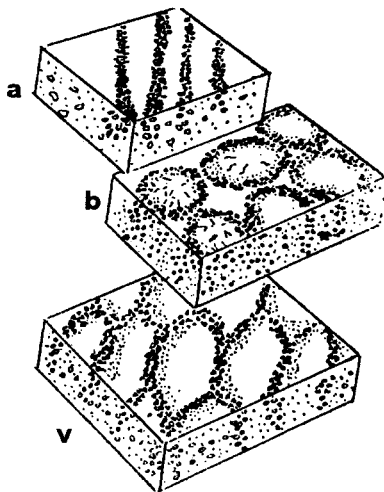
Daş zolaqları yerin səthindən aşağı keçdikcə tədricən azalır, onun daxilində gilli torpaq artır, nəticədə onlar başlıca olaraq qrunlarla əvəz olunur.

Daş üzükləri düzənlikdən başqa az meyilli yamaclarda da müşahidə olunur. Qravitasiyanın təsiri nəticəsində meyilli ya-

maclarda daş üzükləri zolağı yamac boyu aşağı əyilir. Meylli artıq olan yamaclarda daş üzükləri qapalı olsa da, onların zolaqları yamac boyu aşağı çevrilmiş dalğavari forma alır. Meylli yamaclarda olan daş üzüklərinin zolaqları düzənlikdə olduğu kimi, başlıca olaraq daş parçalarından deyil, daş və torpağın qarışığından ibarətdir.

Daş parçalarının və qırıntılarının çox olduğu yerlərdə daş zolaqlarının arasında yerləşmiş torpaq talalarının səthi qabaq, yarıları isə batıq olur. Belə yerlərdə daş zolaqları hər iki tərəfdə olan torpaq talalarının yandan sıxılması nəticəsində tədricən üzə çıxır.

Çoxbucaqlı torpaq sahələrində daş zolaqlarının əmələ gəlmə səbəbini torpağın tez-tez donub açılmasında görürlər. Belə ki, torpağın üst qatı donarkən onun daxilində olan daşlar da həmin torpağın içində donur. Donma yuxarıdan (yer səthindən) aşağı getdiyindən torpaq səthində olan daşın üst hissəsi donmuş torpağa yapışaraq bir qədər yuxarı qalxır. Torpağın donu ilk dəfə üstədən açıldığından daşın ətraf hissəsindəki şişmiş torpaq aşağı çökür, daş isə bir qədər yuxarı qalxır. Bu hal hər il təkrar olduğundan daşların ətrafının donub açılması nəticəsində onlar tədricən yuxarı hərəkət edir və nəticədə yer səthinə çıxır. Beləliklə, müəyyən bir çat üzrə daş zolaqları meydana gəlir.



Şəkil 25. Struktur qruntları (D.Q.Lanova görə):
a – daş zolaqları; b – daş halqaları; v – daş çox küncüləri.

Nivasiya və soliflüksiya nəticəsində əmələ gələn relyef formalarına nival çökəkliklər, karlar, sirkələr, təknəvari dərələr və s. daxildir. Nival formaların əmələ gəlməsində qar əsas amildir.

Soliflüksiya formalarına müxtəlif tirəciklər, zolaqlar, bəzi psevdoterraslar, eləcə də yamacdakı elüvial və delüvial qatların «axmasından» əmələ gələn formalar daxildir. Daha mürəkkəb şəraitdə soliflüksiya daş qırıntılarının yerinin dəyişməsinə, rütubətin miqrasiyasına səbəb olur. Soliflüksiya dağ-soliflüksiya terrasları yaradır. Soliflüksiya bəzən dağların səthini hamarlaşdırır. Bu hadisə yalnız şimalda daimi donuşluq sahələrində deyil, yüksək dağlarda da baş verir. Azərbaycanda soliflüksiya Şahdağında, Qızıl Qayada və başqa yüksək dağlıq sahələrdə geniş yayılmışdır.

Termokarst relyef formaları çoxillik donuşluq olan sahələrdə istilik rejiminin dəyişməsi, yeraltı buzlar əridikdən sonra səthin çökməsi və uçması nəticəsində əmələ gəlir. Ən iri termokarst qalın damar buzlarının əriməsindən yaranır. Relikt termokarst qədim buzlaqların yayıldığı yerlərdə qalmışdır.

Donmuş süxurların şişməsi dağ süxurları daxilində olan suyun miqdarından və onun soyuma dərəcəsindən asılıdır. Çoxillik donuşluğun yayıldığı sahələrdə bir qədər iri təpəciklər yerləşir. Mövsümdən asılı olaraq rütubət çox olan qruntlarda şişmələr əmələ gəlir. Onların hündürlüyü bir neçə santimetrdən 1,5 m-ə qədər olur. Yol, aerodrom və başqa nəqliyyat sahələrinin altında suyun donaraq şişməsi nəticəsində qışın əvvəlində əmələ gəlmiş kələ-kötürlük (şişmə) yaranır, qışın ortasına qədər isə onlar böyüyür, sonra isə əriyir. Bu şişmələr bütün torpaq örtüyünü, o cümlədən də yolları deformasiyaya uğradır.

Torf təpəcikləri

Torflu və mamırlı sahələrin donması nəticəsində buzlar onların içərisində istər şaquli, istərsə də üfüqi istiqamətdə yayılır və şəbəkə yaradır. Təpəciklərin daxilindəki buzların forması onun səthində özünü göstərir. Təpələrin səthindən dərinliyə doğru 1,5 m-ə qədər qalınlığında olan hissənin donu yayda açılır. Torpaqdan əmələ gəlmiş bu təpəciklərin mərkəzində bəzən qumlu və gilli süxurlar da olur. Özəyi yayda donmuş olan tə-

pəciklər əsasən qruplar şəklində yayılmışdır. Onlara tək-tək də rast gəlmək mümkündür. Dairəvi formada olan torf təpəciklərinin hündürlüyü 7 m-ə qədər olur. Təpəciyin özəyində olan buzların qalxması ilə əlaqədar olaraq onların səthləri dərin (bir neçə santimetr) və enli (15-20 sm) çatlarla kəsilmişdir. Təpəciklərin arasında bataqlıq bitkiləri, yamaclarında isə kollar bitir, üstü isə bəzən torfla örtülü olur.

Torf təpəcikləri bataqlıqda, göl və çayların yaxınlığında, hamar suayırıcılarda yerləşir. Onlar çoxillik və daimi donuşluq sahələrində, o cümlədən Qərbi Sibirin, Şərqi Avropanın şimalında, Şimali Skandinaviyada və başqa yerlərdə yayılmışdır.

Torf təpələrinin iki tipi məlumdur: yastıtəpəli və iritəpəli torfluqlar. Yastı torf təpələri alçaq (0,5-2 m), iri torf təpələri isə keyli yüksək (3-5 m, hətta 7 m) olur. Son zamanlara qədər torf təpələrinin mənşəyi ətraflı öyrənilməmiş və bu barədə müxtəlif nəzəriyyələr mövcud olmuşdur. Hazırda torf təpələrinin iki genetik növü məlumdur: 1) erozion relikt təpələr, 2) donma nəticəsində torf və qrunnun qabarmasından əmələ gələn təpələr.

Tarınlar

Ən şiddətli şaxtalar zamanı çay dərələrində və ondan çox kənarda müxtəlif relyef şəraitində üzə çıxan sular yerindəcə donaraq **tarınlar** (yakut dilində) əmələ gətirir. Tarınlar çay və qrunn sularından əmələ gəldiklərindən iki növə: çay və qrunn tarınlarına ayrılır. Kontinental iqlim şəraitində çox şaxtalı və az qar yağan sahələrdə çaylar donduğundan, onların suyu buzun üstündən, altından, yaxud da yanlarından özünə yol tapıb səthə çıxmağa başlayır. Üzə çıxan su yerindəcə donur.

Middendorf qeyd etmişdir ki, Selenqa çayı dərəsi boyunca (Aldan çayı hövzəsi) yerləşmiş tarının uzunluğu 15 km, ən enli yeri isə 940 m-dir. Bəzi yerlərdə həmin tarının eni 200 m-ə qədər daralır. Tarının başlanğıc hissəsində qalınlığı 1,8-3,7 m-ə qədər, səthi bəzən dalğavari olur.

Maydel 1868-ci ildə müşahidə etdiyi Kırı çayı dərəsində olan (Yakutiyada) tarının iki çay buzlarının (Kırı və Nexarana) birləşməsindən əmələ gəldiyini göstərmişdir. Bu çayların yaratdığı vahid buz sahəsinin uzunluğu 21,3 km-dir. Təxminən eyni

uzunluğa malik olan tarını həmin il Maydel Tas-Xayax-tax dərəsində müşahidə etmişdir.

Tarınlar ən çox kiçik çaylarda əmələ gəlir. Onların, demək olar ki, əksəriyyəti ilin isti aylarında əriyir. Dərələrdə tarınların əmələ gəldiyi yerlərdə, adətən, genişlənmə müşahidə edilir. Belə ki, çay suyu axına maneçilik törədən tarınların yanlarında özünə yol açır və nəticədə yamacları yuyaraq dərəni genişləndirir.

Qrunt sularından tarınların yaranması daimi donuşluq sahələrində də yeraltı suların olmasını sübut edir. Burada qrunt suları daimi donmuş qatların üstündə və donmuş iki qatın arasında, yaxud da onun altında yerləşir. Yeraltı suların nəticəsində əmələ gələn tarın, Tas-Xayax-tax silsiləsində olan Loqdi çayı hövzəsində müşahidə edilmişdir. Qış aylarında çay dərələrində yayılmış və fəaliyyətdə olan tarınların üzərindən qalxan su buxarı isti bulaqların üzərindən qalxan buxarı xatırladır. Buna səbəb tarını yaranan suların temperaturu ilə (0°) onu əhatə edən havanın temperaturu (-35° – 40°) arasında böyük fərq olmasıdır.

Tarınların üzərindən su axarkən həmin yerdə hərəkət etmək çox çətin olur. Bəzən onun üzərini örtən qarın altından axan su xizəklə hərəkəti çətinləşdirir. Əgər tarın üzərində axan su donubsa hərəkət bir qədər asanlaşır.

Hidrolakkolitlər

Mərkəzində buz yerləşmiş təpələr hidrolakkolitlər adlanır. Asiyanın şimalında və Şimali Amerikada olan hidrolakkolitlərin hündürlüyü 25–40 m-ə, bəzən 70 m-ə çatır. Hidrolakkolitlər əksər halda dairəvi, yaxud oval formada olur, yamacları çox dikdir, ətək hissədə diametri 150–200 m-ə qədərdir. Yakut dilində bulqunyax adlanan bu təpələr yeraltı suların üzə çıxdığı yerlərdə əmələ gəlir.

MÜNDƏRİCAT

I hissə

I fəsil. Geomorfologiyanın bir elm kimi təyini və onun tədqiqat obyekti	3
II fəsil. Relyef haqqında ümumi məlumat	7
Relyef formaları və elementləri haqqında anlayış.....	7
+ Relyefin morfometriyası	10
III fəsil. Relyef–endogen və ekzogen qüvvələrin qarşılıqlı təsiri nəticəsidir	13
Ümumi məlumat	13
Süxurların xassələri və relyefin inkişafında onların Əhəmiyyəti	15
+ Relyefin əmələ gəlməsində denudasiyanın rolu	16
+ Relyef və iqlim	18
f Endogen proseslər və onların relyef əmələ gəlməsində rolu	22
Morfostruktur anlayışı haqqında.....	22

II hissə

IV fəsil. Tektonik hərəkətlərin relyef əmələ gəlməsində rolu	25
Qırıq dağlar	32
Faylı dağlar	34
Neotektonik hərəkətlərin relyef əmələ gəlməsində rolu	37
V fəsil. Maqmatizm və onun relyef əmələ gəlməsində rolu	39
İntruziv maqmatizmin relyefə təsiri	39
Effuziv maqmatizmin (vulkanizmin) relyefə təsiri.	42
Vulkanizm haqqında ümumi anlayış	
Mərkəz püskürmədən əmələ gələn vulkan formalarının tipləri	49
Kraterlər və kalderlər	54
Tüfeyli konuslar	55
Lava axınları və örtükləri	56
Çat boyu püskürmədən əmələ gələn səth formaları	58
Lava yaylaları.....	58

Vulkanik sahələrin hidroqrafiyası	60
— Vulkanik sahələrdə relyefin destruksiya formaları	61
Postvulkanik (vulkanizmdən sonrakı) hadisələr	67
Palçıq vulkanlarının relyef formaları	68
Vulkanların coğrafi yayılması.....	70
VI fəsil. Zəlzələlərin relyef əmələ gəlməsində rolu	71

III hissə

— VII fəsil. Relyefin planetar formaları.....	74
VIII fəsil. Materiklərin böyük relyef formaları	81
Platformaların böyük relyef formaları	82
Materik geosinklinal qurşaqlarının böyük relyef formaları	93
Materiklərin fəallaşmış qurşaqlarının böyük relyef formaları	99
Materiklərin sualtı kənarlarının böyük relyef formaları	104
Materik yamacının relyefi.....	107
Materik ətəyinin relyefi	109
IX fəsil. Geosinklinal (yaxud keçid) sahələrin böyük relyef formaları	110
X fəsil. Okean dibinin böyük relyef formaları.....	116
Orta okean silsilələrinin relyefi	117
Okean yatağının relyefi.....	120

IV hissə

Ekzogen proseslərin relyef əmələ gəlməsində və inkişafında rolu	129
XI fəsil. Aşınma və onun relyef əmələgəlmə prosesində rolu	129
XII fəsil. Yamaclar və yamac prosesləri.....	133
Yamac anlayışı və yamacların təsnifatı	133
Sürüşmə yamacları.....	137
Uçqun yamacları	141
Ufantı yamacları.....	143
Qar uçqunu yamacları	145
Qırıntı məhsullarının kütləvi hərəkəti və onun yamacların inkişafında rolu.....	146

Delüvial yamaclar	151
Peneplen, pediment, pediplen və düzləmə (hamarlanma) səthləri haqda anlayış	156
+ XIII fəsil. Relyefin su-eroziya və su-akkumulyasiya formaları Eroziya və akkumulyasiya qanunları	159
Eroziya bazisi	160
Axar suların işi	163
Dərə-xətti eroziyanın məhsuludur	165
Çay yataqlarının formalaşması və onların morfoloji xüsusiyyətləri	167
Subasarlı dərənin formalaşması və bu prosesdə meandrların rolu Subasarın relyefi	169
Çay terrasları	171
Çayın fəaliyyətinə və terrasların əmələgəlməsinə təsir edən amillər	172
Dərələrin asimmetrikliyi	178
Şəlalələr və astanalar	180
Çay dərələrində göl çökəklərinə oxşar genişliklər	181
XIV fəsil. Eroziya relyef formaları	181
Çay qovuşmaları və çay sisteminin inkişafı	184
İki tərəfi açıq (yarma) dərələr	185
Dərələr və tektonika	188
Çay və dərə şəbəkəsinin sıxlığı	190
Yarğanlar və qobular	191
Bedlend (yararsız torpaqlar)	194
Monoklinal strukturlu sahələrin eroziya-denudasiya relyef formaları. Kuest tipli relyef	195
- XV fəsil. Yeraltı suların fəaliyyəti ilə əmələ gələn relyef formaları	196
Karst	197
Karstlaşan süxurlar	198
Karstın əmələgəlmə şəraiti	199
Karstın morfologiyası	201
Karst relyefinin səth formaları	204
Karstın hidrologiyası	208
Karst sahələrinin çayları	210
Karst bulaqları	212

Karst mağaraları	213
Psevdokarst (yalançı karst)	216
XVI fəsil. Qiyasial və flüvioqiyasial relyef formaları	217
Qar xətti və onun geomorfoloji əhəmiyyəti	217
Qar xətti yüksəkliyinin təyin edilmə üsulları	221
Buzlağın qidalanma və ablyasiya sahəsi	222
Buzlaqların tipləri	224
Buzlaq səthinin morfoloji xüsusiyyətləri	227
Buzlaqların hərəkəti və ixtisar olunması	228
Morenlər	229
Dağların qiyasial morfologiyasının əsas xüsusiyyətləri	231
Müasir buzlaqların coğrafi yayılması	234
XVII fəsil. Materik buzlaşması sahələrinin relyefi	238
Dördüncü dövr buzlaşmasının səbəbləri	241
Yer kürəsində qədim buzlaşmaların izi	243
Buzlaq çöküntüləri	243
Qədim axarlı dərələr	244
Kamlar, drumlinlər və ozlar	245
Moren tirələri	247
Daş axınları və daş dənizləri	247
Buzlaq çöküntüləri çökməmiş sahələr	248
Dördüncü dövr buzlaşmalarının miqdarı və onun morfoloji əhəmiyyəti	248
XVIII fəsil. Səhraların morfologiyası.	
Səhra geomorfoloji landşaftı	251
Deflyasiya relyef formaları	253
Səhra qabığı və səhra qaysağı	255
Səhralarda erozion relyef formaları	256
Səhraların tipləri	257
Səhralarda akkumulyativ qum formaları	260
Daşlı səhralar	265
Gilli və gilli-şoranlı səhralar	266
Axarsız çökəklər	267
Şahid dağlar və qayalı dağətəyi düzənliklər	268
Səhraların coğrafi yayılması	271
XIX fəsil. Dəniz sahillərinin morfologiyası	
Sahil və onun morfoloji elementləri	273

Sahili formalaşdırıcı əsas qüvvələr.....	275
Abrasion sahillər.....	278
Sahilboyu akkumulyativ relyef formaları	280
Estuari və deltalar	281
Sahil dünləri	284
Qədim sahil xətləri və terraslar	284
Mərcan poliplərinin yaratdığı sahillər və adalar	285
Sahillərin genetik təsnifatı.....	287
XX fəsil. Qütb ölkələrinin morfologiyası	287
Ümumi şərait və morfonogenez amilləri	287
Daimi donuşluq.....	288
Yeraltı buzlaqlar.....	290
Yer səthində donuşluğun morfoloji formaları	293
Torf təpəcikləri.....	296
Tarınlr	297
Hidrolakkolitlər.....	298

96W
1.750⁺

Nəşriyyat redaktoru: Məryəm Qədimova

Kompyuter tərtibatı: Azadə İmanova

Çapa imzalanmışdır 16.01.2012. Kağız formatı 60x84 1/16.

Sifariş 08. Həcmi 19,0 ç.v. Sayı 350.

«Bakı Universiteti» nəşriyyatı, Bakı, AZ 1148, Z.Xəlilov, 23.