

TARTU RIIKLIK ÜLIKOOL

A. RÕDMUSOKS ja H. VIIDING

ÜLDINE GEOLOOGIA  
I

TARTU 1964

ARH

A-25908

TARTU RIIKLIK ÜLIKOOL

GEOLOOGIA KATEEDER

A. RÕDMUSOKS ja H. VIIDING

# ÜLDINE GEOLOOGIA

## I

Teine trükk

TARTU 1964

Тартуский государственный университет  
ЭССР, г. Тарту, ул. Шкооли, 18  
А. Рывбусокс и Х. Вийдинг  
ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

Второе издание  
На эстонском языке

ARHIIVKOGU

Arch.

Tartu Riikliku Ülikooli  
Raamatukogu

426

## I. SISSEJUHATUS.

### 1. Geoloogia aine ja meetodid.

Geoloogia on teadus Maast (kr. ge - maa, logos - õpetus), õpetus Maa koosseisust, ehitusest, tema muutustest ja arengust, sealhulgas ka elu arengust maakeral. Geoloogia peamiseks ülesandeks on selgitada Maa ülemiste kihtide, nn. maakoore ehk litosfääri (kr. lithos - kivi, sphaira - kera) ehitust ja selle arengulugu, õppida tundma maakooses esinevaid kivimeid nende ainelise koosseisu järgi ning välja selgitada maakoort moodustavate kivimikehade vastastikuseid suhteid. Kõrvuti sellega uurib geoloogia mitmesuguseid protsesse, mis põhjustavad kivimite teket, muutusi ja hävimist ning seega ühtlasi ka muutusi maapinna reljeefis. Geoloogia tundmine, nagu põhjendas juba 18. sajandi algul geniaalne vene teadlane M. Lomonossov, annab meile nagu erilise nägemise, mis võimaldab tungida sügavale maapõue ja näha selles peituvaid aardeid. Akadeemik V. Obrutševi väljenduse järgi võib võrrelda inimest, kes ei tunne geoloogia aluseid, teatud määral pimedaga: ta näeb küll kivimeid, näeb pinnavorme, kuid ei mõista nende teket, nende olemust, nende arengut, ning peale pindmise, pealiskaudse mulje ei paku nad talle midagi.

Seega õpetab geoloogia meid vaatama ümbritsevat loodust lahtiste silmadega, mõistma mitmesuguste looduslike protsesside põhjusi ja avaldusvorme, nende protsesside vahel esinevaid seoseid ja sõltuvusi. Geoloogia oluline tunnetuslik tähtsus on määratud ta kohaga teiste loodusteaduste hulgas.

Käsitledes Maa tekke ja arengu, samuti orgaanilise maailma arengu küsimusi, on geoloogia alati olnud ägeda ideoloogilise võitluse tulipunktis. Geoloogilised teadmised on väga olulised maailma materialistlikul seletamisel, dialektika rakendamisel looduse arengu seaduspärasuste mõistmiseks ning võitluses idealistlike vaadete ja religioosete seisukohtade vastu.

Geoloogia tähtsus ei piirdu üksnes tunnetusteoreetilise küljega. Geoloogial on ka väga suur praktiline tähtsus. Ta aitab otsida mitmesuguseid rahvamajandusele vajalikke maa-põuerikkusi: naftat, kivisütt, põlevkivi, maake, mitmesuguseid sooli jne. Samuti on vajalik geoloogia tundmine avastatud maavarade hulga ja kvaliteedi hindamisel. Uute mineraalsete toorainete ressursside vajadus seab omakorda geoloogia ette uusi ülesandeid ja nõuab geoloogiliste uurimistööde mahu pidevat tõstmist, uurimismetoodika parandamist ning üleskerkinud teoreetiliste küsimuste lahendamist. Rakendusgeoloogiliste tööde hulka tuleb lugeda ka insenerigeoloogilisi ja hüdrogeoloogilisi uurimisi. Kaasajal ei ehitata ühtegi suuremat maja, rääkimata tehastest, raudteedest, lennuväljadest ja hüdroelektrijaamadest, ilma et eelnevalt oleks uuritud pinnase iseloomu, selle kandevõimet, kokkuserutavust jm. tehnilisi omadusi. Oluline osa on geoloogial ka põhjavee uurimisel, linnade ja tehaste veevarustuse küsimuste lahendamisel.

Nõukogude Liidus omistatakse geoloogilisele uurimistööle suurt tähelepanu. Erinevalt kapitalistlikest maadest, kus geoloogilisi töid teostatakse mitmesuguste trustide, sündikaatide või eraettevõtjate huvides, kusjuures puudub vastavate uurimiste tsentraliseeritud juhtimine ja planeerimine, on meil geoloogilised uurimistööd riiklikult organiseeritud ja sihikindlalt planeeritud. Geoloogilist uurimistööd viiakse meil läbi territooriumi plaanikindla süsteemaatilise geoloogilise kaardistamisena mõõtkavades 1:1 000 000, 1: 500 000, 1:200 000, 1: 50 000, maavarade pooldest perspektiivsemates piirkondades aga suuremas mõõt-

kavas. Maavarade esinemise piirkondades minnakse kaardistamistöödelt üle suuremõtkavalistele nn. otsimis- ja uurimistöõdele, kus teostatakse maakihitides esinevate maavarade leiukohtade ehk maardlate täpsemaks iseloomustamiseks suurel hulgal mäetõid, s. o. kaev- ja puurimistöid.

Vastavate geoloogiliste tööde regionaalseks läbiviimiseks on organiseeritud NSVL Geoloogia ja Maavarade Kaitse Ministeeriumi alluvuses regionaalsed geoloogiavalitsused, kes koordineerivad vastavas piirkonnas läbiviidavaid uurimistöid. Eesti NSV-s loodi vabariiklik Geoloogia ja Maapõuevarade Kaitse Valitsus 1957. aastal. Käesoleval ajal on asunud meie maa süstemaatilisele geoloogilisele kaardistamisele mõõtkavas 1:200 000 ja 1:50 000. Samuti teostab geoloogiavalitsus oma ekspeditsioonide ja uurimiserühmade kaudu rakendusliku suunaga uurimistöid. Kõrvuti juba märgitud asutustega arendavad laiaulatuslikku geoloogilist uurimistöid Nõukogude Liidus Teaduste Akadeemia paljud instituudid ja kõrgemad õppeasutused. Kuigi viimastes on geoloogiliste uurimistöõde peatähelepanu suunatud kogutud faktiliste materjalide teoreetilisele üldistamisele, on ka need töõd kõige tihedamalt seotud areneva rahvamajanduse nõuete ja praktika vajadustega.

Uute maavarade otsimine, avastamine, mis on geoloogiliste uurimistöõde üheks olulisemaks ülesandeks, ei ole ainult õnne küsimus. See ei ole mõeldav ilma teooriata, ilma vastavate geoloogiliste eelduste, maardlate paigutuse ja leviku seaduspärasuste tundmiseta. Nõukogude Liidus on avastatud hulgalised nafta, kivisõõ, mitmesuguste maakide ja mittemetallsete maavarade leiukohad tänu nõukogude eesrindlikule teadusele, mis tugineb looduseaduste dialektilis-materialistlikule mõistmisele. Geoloogia teoreetiliste küsimuste kõrge tase meil on tingitud teooria ja praktika tihedast seosest. Kiiresti arenev mäetõõstus ja rahvamajandus nõuavad üha uute maardlate avastamist ja uurimist. Mäetõõstus, rajades maarde kaevandamiseks sügavaid õahte ja kaevandusi, kontrollib ja täpsustab geoloogide poolt antud hin-

nanguid.

Nõukogude geoloogia igakülgselt arendamiseks ei ole tähtsusetu ka ulatusliku Nõukogudemaa territooriumi geoloogilise ehituse äärmine mitmekesisus. Nõukogude Liidus võime leida kõigi geoloogiliste aegkondade ja ajastute vältel lahestunud kihte ja kivimeid. Me võime leida siin kõikide Maa ajaloo tundmaõpitud tektooniliste tsüklite vältel tekkinud mägesid. Küllaldases koguses leidub kõiki olulisemaid maapõuevarasid, mis kuuluvad oma tekkelt väga erinevatesse geneetilistesse tüüpidesse. Väga mitmekesine on meil ka maakoore kivimiline ja mineraloogiline koosseis. On vähe kivimite tüüpe või mineraale, mida ei ole tundma õpitud ja kirjeldatud Nõukogude Liidus. Selline rikkalik faktiline materjal võimaldab kaheldamatult välja töötada teaduse teoreetilised alused, mis vastavad võimalikult paremini mitmekesistele looduslike protsesside avaldusvormidele.

Geoloogia kui loodusteaduslik-ajalooline teadus kasutab maakoore ehituse ja selle arenguloo selgitamisel kolme põhilist meetodit: vaatlust, katset ehk eksperimenti ja järeldusi, mis tuginevad eelmistele. Kuid võrreldes teiste loodusteadustega on geoloogias nende meetodite rakendamisel oma spetsiifilised jooned. Loodusteadustes kõige usaldatavam meetod - katse ei ole geoloogias veel leidnud ulatuslikumat rakendamist, sest maakoort muutvad geoloogilised protsessid ilmnevad niivõrd ulatuslikus mastaabis ja nii pika aja vältel, et neid ei ole mõeldav taastada laboratoorses tingimustes. Nii näiteks ei saa me läbi viia katset mäeahelike tekke selgitamiseks ei looduslikele objektidele vastavas moodsuses ega ka tegelikult miljonitele aastatele vastavas ajas. Paljud geoloogilised protsessid ilmnevad aga sügaval maakoore ega olegi otsesele vaatlemisele kättesaadavad. Otsustada mäetekkeliiste liikumiste ja protsesside üle saame ainult vastavate tulemuste - tekkinud kivimite, geoloogiliste struktuuride, maapinna reljeefi jne. alusel. Seetõttu ongi geoloogias peamiseks meetodiks vaatlus, mida tuleb teha võimalikult detailset, hoolikalt ja täpselt. Vaatlustel kogutud andmete

põhjal püütakse taastada geoloogilises minevikus toimunud sündmusi, vastavate protsesside iseloomu, maakoore ajalugu. Siin lähemegi juba üle kolmandale meetodile - järeldustele, hüpoteesidele, teooriale. Kui hüpoteesidel geoloogias oli teaduse arengu algastmeil palju ruumi fantaasiale, siis vaatlustel kogutud faktilise materjali hulga pideval suurenemisel, samuti ka eksperimendi osatähtsuse kasvamisel (katsed silikaatsete sulamite kristalliseerimisega, sünteetiliste mineraalide loomisega) omandavad hüpoteesid üha enam tõepärasema, objektiivsema kuju.

## 2. Geoloogia seos naaberteadustega ja ta jagunemine üksikdistsipliinideks.

Geoloogia on oma ajaloolises arengus tihedalt seotud teiste loodusteaduslike distsipliinidega, mille areng on mõjutanud ja mõjustab geoloogiliste vaadete kujunemist. Nii tugineb geoloogia maakoort moodustava aine ehituse, muutumise ja liikumise seaduspärasuste mõistmisel füüsika ja keemia saavutustele ning kasutab edukalt nende teaduste uurimismeetodeid. Maakera kui planeedi tekke küsimusis on geoloogia seotud astronoomia ja kosmogooniaga, orgaanilise elu tekke ja arengu küsimuste kaudu aga bioloogiaga. Samuti tuleb nimetada seost geodeesiaga, mis uurib Maa suurust ja kuju, ning füüsilise geograafiaga, mis peab silmas komplekselt mitmesuguseid keskkonna looduslike tingimusi, nn. geograafilist keskkonda. Peale nende nimetame geoloogiaga piirnevatest teadustest veel klimatoloogiat, hüdreloogiat, okeanograafiat, mullateadust jt., mis kõik ühel või teisel kujul kasutavad oma üldteoreetiliste seisukohtade väljatöötamisel või praktiliste küsimuste lahendamisel ka geoloogia teaduslike saavutusi. Seega on geoloogia üheks lüliks loodusteaduses, mis uurib meid ümbritsevat maailma tema ühtsuses, kuid samal ajal ka looduslike protsesside mitmekesisuses ja seoses. Vastavalt teaduse arengule ja uutele uurimismeetoditele spetsialiseeruvad loodusteaduse üksikud harud

üha enam. Ka geoloogia kui teadus Maast on jagunenud reaks distsipliinideks, mis kasutavad erinevaid uurimismeetodeid ja käsitlevad teaduse aine eri külgi.

Võib öelda, et kaasajal ei ole mõeldav ühel eriteadlasel pretendeerida universaalsetele geoloogilistele teadmistele, omandada põhjalikult kõigi geoloogiliste distsipliinide saavutusi ja uurimismeetodeid. Geoloogia kui teadus areneb kitsama erialaga spetsialistide kollektiivse loomunguna, kusjuures konkreetsete regionaalsete või eksperimentaalsete uurimiste baasil täpsustatakse üldteoreetilisi seisukohti ja täiustatakse praktikas end õigustanud uurimismeetodeid ja -vahendeid.

Oma eesmärkidelt ja uurimise meetoditelt võib jagada geoloogilised distsipliinid järgmistesse tsüklitesse:

1. Teadusharud, mis uurivad maakoore ainelist koosseisu.

Mineraloogia on teadus looduslikest keemilistest ühenditest - mineraalidest, nende koosseisust, kujust, füüsikalistest omadustest, tekkest ja muutustest.

Petrograafia uurib maakoores esinevate kivimite koosseisu, ehitust, iseloomu, levikut, lasuvusvorme ja tekke- ning muutuse tingimusi. Petrograafiast eraldatakse sageli omaette distsipliinina settekivimite petrograafia ehk litoloogia, mis tegeleb setteliste moodustiste uurimisega.

Geokeemia õpib tundma Maa keemilist koosseisu, keemiliste elementide jaotust, levikut ja migratsiooni maakoores. Geokeemia on teadus, mis asetseb geoloogia ja keemia piiril ja kasutab ulatuslikult keemia uurimismeetodeid.

Kristallograafia uurib mineraalide kristalset struktuuri, kristalse aine füüsikalisi omadusi, kristallide tekke- ja muutuste protsesse jne. Kristallograafia on tihedalt seotud füüsikaga.

2. Dünaamilise geoloogia tsüklitel.

Siaa kuuluvad teadusharud, mis uurivad maapinnal või maakoores ilmnevaid protsesse ja nende dünaamikat. Maa-

koore ilmet muutvate protsesside mitmekesisus on põhjustanud siingi rea isesisivate teaduste spetsialiseerumise.

Geotektoonika uurib maakoores toimuvaid liikumisi ja deformatsioone. Geotektoonika haru, mis käsitleb litosfääri moodustavate kivimite paigutust ja lasuvust, mis määravad maakoore struktuuri, nimetatakse struktuurgeoloogiaks. Viimast vaadeldakse mõnede autorite poolt ka omaette geoloogilise teadusena.

Vulkanoloogia õpib tundma vulkaanide ehitust ja vulkaaniliste protsesside iseloomu ning põhjusi.

Seismoloogia analüüsib maavärinemiste iseloomu, levikut ja põhjusi.

Geomorfoloogia uurib maapinnal toimuvaid geoloogilisi protsesse, mis põhjustavad pinnavormide kujunemist ja muutumist. Geomorfoloogia on oma uurimisobjektilt väga tihedasti seotud füüsikalise geograafia distsipliinidega, kuhu kuuluvad hüdroloogia, glatsioloogia, limnoloogia, klimatoloogia jm., mistõttu sageli loetakse geomorfoloogiat ka füüsilise geograafia tsükklisse.

Geomorfoloogiale on uurimisobjektilt ja meetoditelt lähedane ka meregeoloogia, mis jälgib kaasaegsete ookeanide ja mere ning mandrite vahelisi vahekordi, uurib ranna ja merepõhja ehitust ja arengut ning kaasaegseid merelisi setteid.

### 3. Ajaloolise geoloogia tsükkel.

Selles käsitleme maakoore ja orgaanilise elu arengut käsitlevaid distsipliine.

Paleontoloogia õpib looma- ja taimeorganismide kiivistunud jäänuste põhjal tundma elusa looduse arengut geoloogilise aja vältel. Paleontoloogiliste andmete põhjal on võimalik määrata kivimite suhtelist vanust ja rööbitada erinevaid kihtide komplekse. Paleontoloogilistele andmetele tugineb suhteline geoloogiline ajaarvestus ja geoloogilise ajaloo periodiseerimine. Ühtlasi on paleontoloogilisel materjalil suur tähtsus mõõdnud geoloogilistel aegadel valitsenud füüsilisgeograafiliste tin-

gimuste väljaselgitamisel.

Ajalooline geoloogia jälgib maakoores või maapinnal geoloogiliste aegade vältel toimuvaid muutusi - kihtide settimist ja denudatsiooni, tektoonilisi liikumisi, vulkanismi, ookeanide ja mandrite piirjoonte muutusi, kliima vaheldumist jne. Järgnevalt nimetatud distsipliinid - stratigraafia, faatsioste õpetus ja paleogeograafia - süvenevad ajaloolise geoloogia üksikutesse külgedesse, mistõttu neid võib vaadelda ajaloolise geoloogia harude-na.

Stratigraafia peab silmas settekiivimite kihtide ajal list järgnevust ja määrab nende vanuse kas paleontoloogiliste või teiste meetodite abil. Paleontoloogilise materjali alusel tehtud stratigraafilised järeldused tuginevad bioloogia seadustele orgaanilise maailma evolutsioonist. Viimasel ajal rakendatakse üha sagedamini stratigraafias absoluutset geokronoloogiat, mis tugineb radioaktiivsete elementide või isotoopide määramisele.

Faatsioste õpetus uurib füüsilisgeograafiliste tingimuste komplekse, milles tekkisid ühed või teised settekiivimite tüübid.

Paleogeograafia, mille ülesandeks on välja selgitada geoloogilises minevikus esinenud füüsilisgeograafilisi tingimusi ja nende muutusi, tugineb nii litoloogia, paleontoloogia kui ka faatsioste õpetuse andmetele.

#### 4. Rakendusgeoloogilised distsipliinid.

Maavarade õpetus käsitleb nii metallsete kui ka mittemetallsete maarete leviku ja esinemise seaduspärasusi. Maavarade suure mitmekesisuse ja rahvamajandusliku tähtsuse tõttu on kaasajal eraldunud mitmed osad sellest iseseisvateks teadusharudeks, näit. metallsete ja mittemetallsete maarete geoloogia, söegeoloogia, naftageoloogia, radiogeoloogia jm.

Hüdrogeoloogia on kujunenud omaette teaduseks eelkõige tänu veevarustuse praktiliste küsimuste lahendamisele. Ta uurib põhjavete teket, omadusi, esinemistasemeid

ja liikumist.

Ingenerigeoloogia ülesandeks on rakendada geoloogilisi teadmisi mitmesugustel ehitustöödel, milleks uuritakse pinnase füüsikalisi-tehnilisi omadusi.

5. Metoodilised või tootmistehnilised geoloogilised teadused.

Geoloogiline kaardistamine, mis on geoloogiliste uurimistööde ja maavarade otsimise peamiseks meetodiks, õpetab geoloogilise distsipliinina geoloogiliste välisuurimiste võtteid ja kogutud materjalide kameraalse läbitöötamise, samuti ka geoloogiliste kaartide, läbilõigete jm. koostamise meetodikat.

Otsimis-eeluurimistööde meetodika juhib tähelepanu maavarade esinemisele viitavatele tunnustele, ühe või teise maavara esinemiseks soodsatele geoloogilistele eeldustele ning otsimis- või eeluurimistöödel kasutatavatele kõige efektiivsematele meetoditele.

Tootmistehniliste geoloogiliste distsipliinide hulka tuleb lugeda kaevandusgeoloogia, mäeasjandus, puurimistööd jne.

### 3. Geoloogia ajalugu.

Geoloogia areng algas juba kauges minevikus, olles oma algerioodil lahutamatult seotud mäeasjandusega, maavarade otsimise ja tootmisega. Kuivõrd Maa on materiaalseks baasiks ühiskondlikule tootmisele, on tema uurimine paratamatuks tingimuseks tootlike jõudude kasvule. Maast ammutati juba inimühiskonna koidikul olulisemad tootmisvahendid või tooraine nende valmistamiseks. Kiviajal otsiti maapõuest primitiivseteks tööriistadeks sobivaid kivimitüüpe, pronkajaajal toodeti neid tinast ja vasest, rauaajal lisandus nendele raua tootmine jne.

Paljudes kohtades Kesk-Aasias, Hiinas jm. on säilinud iidseid kaevanduskäike, mille vanust hinnatakse 6000 a. Nend-

de sahtide paigutus lubab arvata, et selleaegsed maagikaevajad tundsid hästi mitte ainult mitmesuguseid maakmineraale, vaid ka kivimitüüpe, millega ühed või teised maagid assotsieeruvad. Koos metallide tootmisega tekkiski vajadus maakmineraale ja nendega kaasnevaid mineraale lähemalt tundma õppida. Kuigi need teadmised olid veel empirilised ja kangel teaduslikest järeldustest või üldistustest, on mäeasjandus ja mineraloogia geoloogilisteks teadusharudeks, mille eosed ulatuvad kõige kaugemale minevikku. Nii on teada, et vanad egiptlased rakendasid püramiidide ehitamisel puurimist juba 6000 aastat tagasi. Hiinas toodeti soola enam kui 2000 aastat tagasi. Hiinas leiutati ka kompass, mille kasutamise kohta leidub andmeid 3. sajandist e. m. a. säilinud ürikutes. Esimene mineraalide klassifikatsioon on koostatud tadžiki arsti ja filosoofi Avitsenna (Abu-ali-Ibn-Sina) poolt 11. sajandi alguses ja see püsis Euroopas kuni 18. sajandini. Avitsenna kaasaegne uzbeki õpetlane Al-Biruni koondas andmeid Kesk-Aasias, Indias, Hiinas, Egiptuses jm. leitud väärmineraalide ja maakide kohta. Seega võib eesrindlike seisukohti, leiutusi ja esimesi teaduslikke üldistusi konstateerida eelkõige idamaade rahvaste juures, kus ka selleaegne kultuur oli saavutanud suhteliselt kõrgema taseme. Üldiselt valitses keskajal aga kiriklik-feodaalne ideoloogia, mis surus armutult maha iga eesrindliku mõtte ja katsed seletada loodusnähtusi mittereligioossetelt positsioonidelt.

Teoloogia pitserit kandis geoloogia ka kapitalistliku käsitõõnduse perioodil. Sellal oli levinud ettekujutus ülemaailmsest veeuputusest (diluviaalhüpootees), mille kohaselt maapinna reljeefi ja organismide kivistunud jäänuiseid mitmesugustes kihtides vaadeldi kui veeuputuse tõendeid. Maailma, loodust mõisteti metafüüsiliselt, s. o. kui muutumatute, igavesti püsivate, üksteisest sõltumatute nähtuste kogu. Sellises olukorras väärrib esiletõstmist Leonardo da Vinci (1452 - 1519) oma aja kohta tähelepanuväärne seisukoht, et mereliste organismide kivistunud jäänuiseid tuleb mõista kui merede ja mandrite piirjoonte muutumise tulemusi. Samasse

aega kuuluvad ka saksa mäeasjanduse tuntja Agrikola (Georg Bauer) tööd maagisoontest ja maakide tootmisest. 17. sajandisse kuuluvad taanlase M. Steno tööd, milles ta juhtis tähelepanu maakoore dislekatsioonidele ja merede transgressioonidele ning regressioonidele. Mägesid mõistis ta vulkaaniliste protsesside ilminguna.

Geniaalseid mõtteid geoloogia valdkonnas avaldas vene akadeemik M. Lomonossov (1711 - 1765), kes oma ideedega ennetas Lääne-Euroopa selle aja tuntumaid teadlasi. Lomonossov vaatles maa kihte kui looduslike protsesside tulemusi. Rannajoone nihkumisi seletas ta maapinna vajumise ja kerkimisega. Lomonossovi töödes "Maa kihtidest", "Metallurgia ehk maagiasjanduse esimesed alused" jt. on antud printsibiiside seletus tervele reale geoloogilistele protsessidele. Lomonossov rõhutas esimesena ka aktualismiprintsiipi geoloogias, mille kohaselt geoloogilises minevikus toimunud sündmusi tuleb vaadelda vaid nende protsesside valgusel, mis ilmnevad ka tänapäeval. Samale seisukohale jõudis hiljem ka inglise tuntud geoloog Ch. Lyell, kellele ekslikult sageli omistatakse prioriteet aktualismiprintsiibi kasutuselevõtmises.

Geoloogiliste vaadete arengus etendas edasiviivat osa kahe koolkonna - neptunistide ja plutonistide - vaheline arvamuste võitlus 18. sajandil. Neptunistid, kelle tähtsamaks esindajaks oli sakslane A. Werner, lähtusid seisukohast, et kõik maapinnal jälgitavad kivimid: graniidid, gneisid, basaldid on tekkinud samuti kui hilisemad liivad, savid ja lubjakiviidki, ookeanides settimise tagajärjel. Seevastu aga plutonistid, kelle eesotsas seisis šoti geoloog D. Hutton, lugesid kivimite tekkel peamiseks teguriks maasisest jõudu - kuumust, mille mõjul tekivad nn. primaarsed kivimid. Viimaste purunemisel ja mehhaanilisel ümberpaigutumisel kujunevad nn. sekundaarsed kivimid.

Huttoni seisukohad, võrreldes neptunistide vaadetega, olid mõnevõrra progressiivsemad, kuid mitte vabad ühekülgsusest. Seetõttu kasutas teadus oma edasiseks arenguks ära ka neptunistide vaadete tugevad küljed. Geoloogia kui teaduse

arengust võibki hakata rääkima alates 18. sajandi keskelt, kusjuures otsustav tähtsus tuleb omistada Lomonosovi, Huttoni ja Werner'i töödele, kus esmakordselt on püütud anda rea geoloogiliste protsesside teaduslik käsitus.

Kuid märgitud teadlased ei andnud veel kivimite vanuse hindamise meetodit. Viimane töötati välja samaaegselt inglase W. Smithi ja prantslaste J. Cuvier ja A. Brongniart'i poolt 18. ja 19. sajandi vahetusel. Smith, kes uuris Inglismaa geoloogilist ehitust ja koostas selle kohta esimese geoloogilise kaardi, huvitus organismide kivistunud jäänustest ainult stratigraafilisest seisukohast ja nägi kivististes tunnust, mis võimaldab määrata kihtide tekkimise järjekorda ja vanust ning kihte omavahel korreleerida. Seevastu Cuvier lähenes kivististele ka paleontoloogiliselt ja teda loetakse õigustatult paleontoloogia rajajaks. Organismide muutuste seletamiseks võttis Cuvier kasutusele katastroofide õpetuse, mille kohaselt kogu orgaaniline maailm on korduvalt ülemaailmsete katastroofide tagajärjel hukkunud ja seejärel uuesti ilmunud uute vormide näol. Katastroofide õpetus võitis 19. sajandi esimesel poolel laia tunnustuse ning seda seoti rea tuntud teadlaste (A. Humboldt, L. v. Buch, L. Elie de Beaumont jt.) poolt mäetekkeliste või vulkaaniliste protsessidega. Just seetõttu on suur tähtsus Lyelli töödel, milles ta vastandas katastrofismiõpetusele aktualismiprintsiibi. Kuid Lyell, mõistmata looduse evolutsioonilist arengut, nägi selles vaid juhuslikke ja püsiva iseloomuga muutusi. Seepärast astus ta ka teravalt välja orgaanilise looduse evolutsiooniteooria vastu, mis oli välja töötatud prantslase J. Lamarcki (1744 - 1829) poolt. Kuigi evolutsiooniteooria positsioon kaitsesid mitmed tuntud loodusteadlased, kelle hulgas tuleb eriti esile tõsta vene teadlast K. Rulier'd (1814 - 1858), võitsid evolutsioonideed laiemas tunnustuse geoloogias alles pärast Ch. Darwini töö "Liikide tekkimine" ilmumist 1859. a. Hakati tõsisist tähelepanu pöörama väljasurnud organismide süstemaatilisele uurimisele, nende fülogeneetiliste ridade selgitamisele, et välja töötada kogu maa-

kera ulatuses üldine geokronoloogiline skaala. See töö la-  
dekondade ja ladestute (kambrium, silur, devon, karbon, perm;  
trias, juura, kriit; tertsaar, kvaternaar) osas oligi põhi-  
liselt lõpetatud 19. sajandi 40-ndateks aastateks.

Alates 19. sajandi teisest poolest, seoses kapitalismi  
üleminekuga suurtootmisele, monopolistlikule kapitalismile,  
suurenes järsult metallurgia ja tööstuse toodang, sellega ka  
vajadus mineraalse tooraine järele. See nõudis geoloogiliste  
uurimiste laiendamist ja süvendamist. Geoloogias hakati ka-  
sutama eksperimenti, tehnikat ja täpseid uurimismeetodeid.

Pöördeliseks sündmuseks petrograafias oli polarisatsi-  
oonmikroskoobi kasutuselevõtmine inglase G. Sorby poolt  
1857. a. Sellest alates algab tormiline mineralogia ja kris-  
tallograafia areng. Lühikese aja vältel õpitakse tundma mi-  
neraalide optilisi omadusi. Petrograafias süvenes kristall-  
optiline uurimissuund (O. Michel-Lévy, G. Rosenbusch,  
F. Zirkel, A. Inostrantsev jt.), mida kroonis universaalse  
teodoliitse uurimismeetodi kasutuselevõtmine vene kristallo-  
graafi J. Fjodorovi poolt 1894. a. Samal ajal areneb petro-  
graafias ka füüsikalise-keemiline uurimissuund, kus pööratak-  
se tähelepanu tardkivimite tekkele, magma diferentsatsioonile,  
metamorfismiprotsessidele. Siin tuleb esile tõsta vene  
akadeemiku F. Loewinson-Lessingu töid eksperimentaalses ja  
teoreetilises petrograafias, kivimite süstemaatika ja klas-  
sifikatsioonide loomises. Loewinson-Lessing alustas oma tea-  
duslikku tegevust Tartus, kus ta töötas aastatel 1892 - 1902  
ülikooli mineralogiaprofessorina.

Metamorfsete kivimite uurimisel ja metamorfismiteooria  
väljatöötamisel on suured teened vene teadlasel J. Lukase-  
vitšil ja ameerika geoloogil Ch. van Haisil.

Dünaamilise geoloogia valdkonnas oli peamine tähelepanu  
pööratud tektoonikaküsimustele. Sellal võitis üldise tunnus-  
tuse L. Elie de Beaumont'i poolt väljatöötatud kontraktsioo-  
nihüpotees. See hüpotees tugines Kanti ja Laplace kosmogoo-  
nilisele hüpoteesile, mille kohaselt Maa kujutas endast esi-  
algu hõõguvvedelat kera, mis jahtumisel tõmbub kokku. Kokku-

tõmbumine aga põhjustaski maakoores kurdude ja mägede tekki-  
mise. Kontraktsioonihüpoteesil tugines ka austerlase E. Sues-  
si töö "Maa pale", milles anti loogiline ülevaade maakoore  
ehitusest ja arengust, kusjuures oli arvesse võetud kõik sel-  
leks ajaks kogunenud geoloogilised teadmised.

19. sajandi 80-ndatel aastatel avaldati ameerika geoloog-  
ide J. Halli ja J. Dana poolt geosünkliinialide õpetus, mi-  
da arendas edasi prantslane E. Haug. See hüpotees on valit-  
sev ka tänapäeva tektoonikas ja seda on täpsustanud vene ja  
nõukogude teadlased A. Arhangel'ski, N. Šatski, V. Beloussov  
jt.

Paleontoloogias rakendati loovalt edasi Darwini evolut-  
sioonilist õpetust. Tähelepanuväärivaid töid on sel alal ve-  
ne teadlastel A. Kovalevskil ja A. Karpinskil.

Karpinski teaduslik tegevus ei piirdunud aga paleonto-  
loogiaga. Tal on püsiva väärtusega uurimusi petrograafia,  
tektoonika jm. alalt, mistõttu teda loetakse õigustatult ve-  
ne geoloogia isaks.

Kvaternaargeoloogias on murranguliseks perioodiks 19.  
sajandi 70-ndad aastad, mil vene teadlaste P. Kropotkini,  
Fr. Schmidt ja G. Helmerseni ning rootslase Torelli tööde-  
ga kummutati sajandeid valitsenud diluviaal- ja driftihüpo-  
tees (viimase kohaselt on rändrahnud ja moreenimaterjal kan-  
tud kohale vees ujuvate jäämägede ja -pankade poolt) ning  
põhjendati põhjapoolkera kontinentaalse jäätumise teooria.  
Kvaternaarse teete uurimisel on suured teened ka Moskva  
ülikooli professoril akadeemik A. Pavlovil. Ta töötas välja  
kvaternaarse teete geneetiliste tüüpide klassifikatsioo-  
ni, uuris kvaternaarse teete imetajate paleontoloogiat, muuhul-  
gas ka inimese arengut, selgitas kaasaegse reljeefi kujune-  
mist, lössi tekki jne.

19. sajandi keskel ja teisel poolel kujunesid veel ise-  
seisvateks teadusharudeks geofüüsika, hüdrogeoloogia ja geo-  
morfoloogia. 20. sajandi alguses lisandus nendele geokeemia.  
Viimase arendamisel on tunnustust vääri vad eriti nõukogude  
teadlaste V. Vernadski ja A. Fersmani tööd. Nende kõrval tu-

leb geokeemikutest nimetada veel norra teadlast V. Goldschmidti ja ameeriklasi F. Clarki ning H. Washingtoni. V. Goldschmidt on tuntud ühtlasi kristallikeemilise suuna arendajana.

Maagimaardlate tekke küsimusis etendasid tähtsat osa ameerika teadlaste V. Lindgreni ja V. Emmonsi tööd hüdro-termaalsetest protsessidest. Nende seisukohti arendasid hiljem edasi ja parandasid nõukogude metallogeenia rajajad S. Smirnev ja J. Bilibin.

Mitmesuguste teoreetiliste küsimuste lahendamine oli võimalik vaid tänu 19. sajandil ulatuslikult teostatud regionaalsetele geoloogilistele uurimistele ja nendel kogutud rikkaliku faktilise materjali läbitöötamisele. Regionaalsete uurimiste organiseerimisel ja planeerimisel kuulub tähtis koht geoloogilistele seltsidele, ühingutele ja asutustele, samuti ka kõrgematele õppeasutustele. Reas maades loodi süstemaatiliste geoloogiliste uurimistööde läbiviimiseks riiklikud geoloogiateenistused. Nii asutati sellised asutused Inglismaal 1835.a., Austrias 1849.a., Prantsusmaal 1855.a., Rootsis 1858.a., USA-s 1867.a., Saksamaal 1873.a. jne.

Venemaal, kus Geoloogia Komitee loodi alles 1882. a., oli geoloogiliste uurimistööde ja ekspeditsioonide suunajaks enne seda mäekollegium, Mineraloogia Selts (asut. 1817), Moskva Looduseuurijate Selts (1805) ja Vene Geograafia Ühing (1845). Geoloogiliste teadmiste levitamisel oli suur tähtsus ajakirjal "Горный Журнал", mis hakkas ilmuma 1825. a. Selles ajakirjas avaldati pidevalt uurimistööde tulemusi ja teaduslike ekspeditsioonide aruandeid.

Tähtsamatest regionaalsetest uurimustest on vaja esile tõsta S. Nikitini, A. Pavlovi, N. Andrussovi ja A. Karpinski töid Euroopa-Venemaa geoloogiast. A. Karpinski koostas ka vene platvormi esimesed paleogeograafilised kaardid. Esimese Euroopa-Venemaa geoloogilise kaardi avaldas aga 1841. a. G. Helmersen, kes sai geoloogilise ettevalmistuse Tartu ülikoolis. G. Helmerseni töödest tuleb märkida eriti rakendusliku suunaga uurimusi kivisöe ja maakide leiukohta-

de kohta.

Baltimaadel väärivad esiletõstmist G. Grewingk ja Fr. Schmidt, kelle tööd panid tugeva aluse selle piirkonna geoloogia tundmisele. Fr. Schmidt poolt juba 1858. a. väljatõttatud vana-paleosoikumi settekivimite stratigraafiline liigestus on jäänud üldjoontes kehtivaks tänapäevani. Väärrib märkimist, et akadeemik Fr. Schmidt oli ka üheks esimeseks Ida-Siberi geoloogia uurijaks.

Siberi geoloogia üksikasjalikumal uurimisel on hindamatud teened akadeemik V. Obrutševil, samuti ka P. Kropotkinil.

Kesk-Aasia uurijatest tuleb kõrvuti V. Obrutševiga märkida J. Mušketovit, kes pööras erilist tähelepanu selle ala tektoonilisele ehitusele.

Kaukasuses töötanud olulisematest uurijatest nimetame G. Abichi, A. Gerassimovi ja J. Gubkinit.

Nagu selgub esitatust, oli Venemaal revolutsiooniaelsesel perioodil saavutatud paljudes geoloogilistes distsipliinides hinnatavaid tulemusi. Oli teostatud rida edukaid ekspeditsioone tundmatute või väheuuritud alade geoloogilise ehituse tundmaõppimiseks, maavarade otsimiseks. Detailsemaid uurimisi läbi viidud Donbassis, Kaukaasias, Altais ja Kesk-Uraalis. Vaatamata sellele jäi Venemaa Lääne-Euroopa maadest maa geoloogilise uurituse tasemelt kaugele maha. Enamik territooriumist oli geoloogiliselt täiesti uurimata. 1917. aastaks oli geoloogiliselt kaardistatud vaid 10% NSVL territooriumist ja seegi valdavalt väikesemõduliselt. Enamiku töös-tuslikust toorainest vedas tsaari-Venemaa sisse teistest riikidest, kuigi oma maal leidus küllaldaselt hulgal kõiki mineraalseid ressursse.

Seepärast seati otse pärast Oktoobrirevolutsiooni geoloogidele ülesanne: tagada tormiliselt arenevale rahvamajandusele küllaldane mineraalsete toorainete baas. 1925. a. toimunud partei 14. kongressil vastuvõetud maa industrialiseerimise grandioosses plaanis nähti ette järsk metallide, nafta ja söe tootmise suurendamine. Partei 16. kongressil

(1930. a.) , samuti ka 18. kongressil (1939. a.) rõhutati juba mineraalsete toorainetesellise reservi loomist, mis kindlustaks tööstuse vajadused ka lähemas tulevikus. Suurt tähelepanu on pööratud tööstusliku tooraine toodangu ja reserve suurendamisele ka hilisemate partei kongresside otsustes.

Geoloogilise uurimistöö ette seatud ülesanded töid endaga kaasa ka geoloogiateenistuse reorganiseerimise ja laiendamise. Nii NSVL Teaduste Akadeemia kui ka Geoloogia ja Maapõuevarade Kaitse Ministeeriumi süsteemis loodi suur hulk teaduslikke uurimisinstituute. Asutati rida uusi geoloogilisi õppeasutusi ja geoloogiateaduskondi ülikoolides. See kõik on andnud positiivseid tulemusi. Kaasajal on kogu Nõukogude Liidu territoorium geoloogiliselt kaardistatud mõõtkavas 1:1 000 000. Olulisemad ja maavarade poolest perspektiivsemad piirkonnad on uuritud aga suuremõõdulise kaardistamisega. Nõukogude võimu perioodil on viidud läbi põhjalikud geoloogilised uurimistööd mitte ainult juba varem tuntud tööstuspiirkondades - Krivoi Rogis, Üraalis, Donbassis, Altais, vaid on avastatud tohutu hulk uusi perspektiivseid maavarade leiukohti Jakuutias, Koolal, Kaug-Idas, Kesk-Aasias, Kaspia nõos jm. Volga-äärsetes ja Baškiiria steppides teostatud geoloogilistel uurimistel on leitud rikkalikke naftavarusid. Tundmatusest on muutunud ka Siberi tööstuslik ilme. Sajad ja tuhanded kaevandused ja tehased on alustanud tööd Kesk-Aasia vabariikides, Taga-Kaukaasias, Ukrainas, Valge-Venes, Siberis ja Kaug-Idas.

Suurepäraseid tulemusi on saavutatud Nõukogude Liidus ka teaduslikus uurimistöös, mis on kõige tihedamalt seotud praktikaga. Igapäevasesse uurimistöösse juurutatakse üha uued ja täiustatud uurimismeetodid ning kaasajal tehnikal põhinev aparatuur. Nii rakendatakse kivimite ja mineraalide uurimisel laialdaselt elektronograafiat, röntgenomeetriat, spektraal- ja luminescentsanalüüsi, minerograafiat, radioomeetriat jne. Häid tulemusi on saavutatud kivimite absoluutse vanuse määramisel radioisotoopide meetodil. Palinoloogi-

lise (suiraanalüüsi) meetodi ulatuslik rakendamine on näidanud suhteliselt arenenud taimestiku olemasolu juba ülemproterosoikumis ja alampaleosoikumis. Kaardistamis- ja ot-simistöösse juurduvad üha enam 'geofüüsikalised' (elektrometria, gravimeetria, magnetomeetria, seismomeetria) ja arogeofüüsikalised meetodid. Huvitavaid tulemasi on andnud paleomagnetiline analüüs.

Silmapaistvat edu saavutas Nõukogude Liidus geokeemia, millest on diferentseerunud, tänu akadeemikute V. Vernadski ja A. Vinogradovi töödele, uus teadusharu - biogeokeemia.

Petrograafias väärivad märkimist akadeemik A. Zavaritski tööd tarkkivimite keemilise koosseisu uurimisel, millega ta pani aluse petrokeemiale. Suure praktilise tähtsusega on ka akadeemik D. Beljankini eksperimentaalsed uurimised tehniliste kivimite sünteesil, millega rajati uus teadusharu - tehnilise kivi petrograafia. Üldise tunnustuse on võitnud akadeemik D. Koržinski seisukohad mineraalide tekke tingimustest metamorfismiprotsessidel.

Settekivimite petrograafia uurimisel on suure väärtusega N. Strahhovi tööd settekivimite geneesi, D. Malivkini tööd settekivimite komplekside fatsiaalse analüüsi meetodika ja N. Šatski tööd setteliste formatsioonide kohta. Šatski koos V. Beloussovi, V. Haini jt. on avaldanud ka märkimisväärsed töid Nõukogude Liidu tektoonilise ehituse kohta. Viimastel aastakümnetel on erilist tähelepanu pööratud ka neotektoonikale (õpetus kõige uuematest tektoonilistest liikumistest), mille rajajaks võib lugeda akadeemik V. Obrutševi.

Nõukogude võimu perioodil kujunesid lasesisvateks teadusharudeks, tänu nõukogude teadlaste põhjapanevatele uurimustele, söegeoloogia ja gaasi- ning naftageoloogia. Viimase rajajaks loetakse akadeemik J. Gubkini, kes nafta tekke kohta püstitas taimelis-loomse päritolu hüpoteesi. Gubkini nimega on seotud ka Kaukaasia naftaleiukohtade avastamine ja "teise Bakuu" tööstusliku naftasisalduse prognoos.

Nõukogude teadlaste sihikindlat tööd mitmesuguste teoreetiliste ja praktiliste ülesannete lahendamisel on krooninud edu tänu eesrindlikule teooriale, mis tugineb loodusseaduste dialektilismaterialistlikule mõistmisele ja teaduse ning praktika tihedale seosele.

Käesoleva seitseaastaku plaanis ettenähtud hiiglaslik tööstuse kasvutempo seab geoloogide ette uued ülesanded mitmesuguste mineraalse toorainete baasi laiendamiseks. NIKP 21. erakorralise kongressi poolt nähti ette seitseaastaku vältel "suurendada geoloogiliste uurimistööde mahtu umbes 67% võrra". Seejuures kavandati järsult laiendada nafta- ja gaasileiukohtade geoloogilist uurimist, samuti majanduslikult soodsates tingimustes asetsevate rikaste ja kergesti rikastatavate mustade ja värviliste metallide maakide otsimis- ja seluurimistöid. Erilist tähelepanu omistatakse seejuures otsimis-eeuurimistööde majandusliku efektiivsuse tõstmisele sellesse täiuslikuma seluurimismetoodika, uue mäetööt tehnika ja geofüüsikalise aparatuuri juurutamise teel.

## II. MAA KOSMILINE ASEND JA TEKKE.

Maa ajaloo, maakooses toimivate komplitseeritud geoloogiliste protsesside käsitlemisel puutume paratamatult kokku küsimusega Maa tekkest. Küsimusest, milline on Maa kui planeedi tekkeviis, kas ta kujunes tahkete aineosakeste liitumise tulemusel või kujutas endast esialgu hõõguvtulist ainet, sõltuvad printsipiaalsed seisukohad maasisese aine füüsikaliseest olekust ja Maa arengu seaduspärasustest. Nende probleemide valdkonnas liituvad geoloogia ja kosmogoonia huvid ja ühe teadusharu saavutused mõjustavad ka teise seisukohti. Nii avarduvad astronoomiliste süsteemide ja teiste taevakehade tundmaõppimisel meie teadmised Maast, kuna mõistatame siis paremini materia evolutsiooni üldisi seaduspärasusi. Samal ajal aga kergendab Maa tekke ja arenguprotsesside saladustesse tungimine Päikesesüsteemi teiste planeetide omaduste mõistmist.

Enne, kui tutvuda kosmogooniliste hüpoteesidega, vaatleme lühidalt, milline koht on Maal teiste taevakehade kõrval ja millised on kaasaegsed ettekujutused kosmilise materia evolutsioonist.

### 1. Maailmaruumi ehitus. Päikesesüsteem ja Galaktika.

Juba 400 aastat tagasi väitis poola astronoom N. Kopernikus, et Maa ei ole maailmaruumi liikumatu tsentrum, vaid väike pidevalt liikuv planeet, mis kuulub Päikesesüsteemi. Kopernikuse ajal oli tuntud vaid kuus planeeti. Võrreldes selleaegsete teadmistega, on praegu meie teadmised kosmogooniast tunduvalt avardunud. Me teame, et Päikesesüsteem koosneb 9 ümber Päikese peaaegu ühes tasapinnas ja ühes suunas ellipsitaolistel orbiitidel tiirlevast planeedist, nende kaaslastest, asteroididest, komeetidest, meteoridest, tolmust ja gaasist. Asteroidid, eriti aga komeetid,

liiguvad väljavenitatud ellipsitaolistel orbiitidel. Planeetide kauguses Päikesest ilmneb teatud seaduspärasus: iga järgmine Planeet on Päikesest 1,5 - 2 korda kaugemal eelmisest. Erandiks on siin vaid Mars ja Jupiteri vahe, mille kordaja on üle 3. Planeedid jaotatakse sisemisteks (4 Päikesele lähemat - Merkur, Veenus, Maa, Mars) ja välimisteks (Päikesest kaugemal - Jupiter, Saturn, Uraan, Neptun, Pluuton). Sisemistele planeetidele on omane suhteliselt suurem tihedus, väiksem läbimõõt, väiksem pöörlemiskiirus ja väike kaaslaste hulk (28 kaaslasest 3 - Maal 1, Marsil 2).

Välimise rühma planeedid on suure pöörlemiskiiruse tõttu tugevasti kokku surutud ja väikese püsivusega. Kui nende telgpöörlemise kiirus suureneks, laguneksid nad laiali. Neile on iseloomulik ka suure paksusega atmosfäär, mis koosneb peamiselt vesinikust ja metaani- ning ammoniaagipilvedest. Nii on Jupiteril atmosfääri paksus 10 000 km, Saturnil isegi üle 15 000 km, võrdues kaalult peaaegu planeedi enda massiga.

Keemiliselt koosseisult sarnanevad välimise rühma planeedid Päikesele ja tähtedele, kuna nende koosseisus on ülekaalus vesinik.

Seesmise ja välimise rühma planeetide vahel asetsevad asteroidide orbiidid. Kaasajal on tundma õpitud üle 1 600 asteroidi. Nad sarnanevad hiiglaslikele meteoriitidele. Suurima asteroidi Gerera läbimõõt on 770 km.

Meteoriidid on kõige levinumateks Päikesesüsteemi kehadeks, mis tõenäoliselt kujutavad endast purunenud planeedi osakesi. Liikudes kosmilise kiirusega Maa atmosfääri, kohtavad nad siin tohutut õhutakistust, mistõttu kuumenevad ja sõltuvalt liikumise kiirusest sulavad pinnalt või aurustuvad täielikult. Enne maapinnani jõudmist hävinud meteoriite nimetame meteooredeks, suurte mõõtmete ja heleduse korral aga boliidideks. Seega on meteoriidid ainukesed maailmaruumist pärit taevakehade osakesed, mida on meil võimalik vahetult uurida. Meteoriidid jagatakse oma ainelise koosseisu järgi 3 rühma:

- 1) raudmeteoriidid e. sideriidid,
- 2) kivimeteoriidid e. aeroliidid,
- 3) segameteoriidid e. sideroliidid.

Raudmeteoriidid koosnevad peaausjalikult nikkelrauast. Vähesel hulgal esineb koobaltit (0,7%) ja fosforit (0,2%). Teiste elementide (väävel, süsinik, kroom, vask) sisaldus ei ületa mõnda sajandikku protsenti. Sideriididel on keeruline kristalne struktuur, mille iseloomu määrab nikli hulk. Nende mineraloogilisse koosseisu kuulub metalne raud, troiliit (väävlit ja raua mineraal, mida maakoos on leitud harva) ja tinavalge värvusega kõva šreibersiit (fosforraud). Kõrge niklisalduse puhul võime meteoriidides leida ka mikrokoopilisi teemanditerakesi ja grafiiti. Kristalse ehitusega meteoriiidi pind on kaetud amorfse ülessulanud killega.

Kivimeteoriidid koosnevad peamiselt silikaatsetest mineraalidest, milles leidub lisandina nikkelrauda. Neid jagatakse ehituselt teralise struktuuriga hondriitideks (kr. hondros - terake) ja ühtlase ehitusega ahondriitideks. Nikkelrauasalduse tõttu on ka kivimeteoriidid magnetilised.

Kõigist tuntud meteoriididest moodustavad kivimeteoriidid umbes 80%. Bestis on leitud terve rida kivimeteoriidid (1855. a. Saaremaal Kaandesse langenud kivimeteoriid, 1872a. Tännasilmas Türi lähedal langenud meteoriid, 1863. a. Pülistvere ümbrusesse langenud meteoriidisajust on leitud terve rida meteoriidid, millest suurima kaal üle 10 kg).

Segameteoriidides esinevad nikkelraua põhikoos oliviin, pürokseen, harva teised mineraalid.

Meteoriidides on kindlaks tehtud 63 elementi. Neis esineb rida maakoos tundmatuid mineraale (näit. debreliit -  $\text{FeCr}_2\text{S}_4$ , lavrensiit -  $\text{FeCl}_2$ , muassoniit -  $\text{SiC}$ , oldhamiit -  $\text{CaS}$  jt.). Meteoriididele on iseloomulik suur poorsus; sageli meenutavad nad välisilmelt tuffi.

Meteoriidide mõõtmed varieeruvad mikrokoopilisest tolmu kuni sadade tonnideni. Näiteks 1947. a. langenud Sihnote-Alini raudmeteoriiidi kaalu hinnatakse 100 tonnile.

1908. a. langenud Tinguusi meteoriit, millest senini ei ole veel leitud kilde, kaalus tõenäoliselt veelgi enam. Kaali järve (Saaremaal) tekitanud meteoriidi kaalu hinnatakse umbes 20 tonnile. Tuleb märkida, et meteoriidi mõõtmed on tunduvalt väiksemad tema langemisel tekitatud kraatrist. Viimane tekib meteoriidi plahvatamisel selle põrkamisel maapinnale, kusjuures eraldub tohutu hulk soojust ja tahke meteoriit laguneb enamikus hõõguvtuliseks gaasiliseks aineks.

Komeedid on Päikesesüsteemi kuuluvad kehad, mis koosnevad tihedast tuumast ja seda ümbritsevast gaasilisest või tolmjast udust ning tuumast eralduvast ühest või mitmest sabast. Viimased on suunatud alati Päikesest eemale. Komeedi pea helendus ja saba pikkus sõltub ta kaugusest Päikesest. Päikesele lähenedes tiheneb komeedi pea, millega kaasub helenduse suurenemine ja saba väljavenimine. Päikesest eemaldudes omandavad komeedid aga uduse laigu ilme.

Komeedid, meteorid ja asteroidid kui Päikesesüsteemi väikesed taevakehad on tõenäoliselt omavahel lähedalt geneetiliselt seotud. Nii on teada meteorivoole, mille orbiidid on lähedased komeetide orbiitidele, samuti meteorid, mille orbiidid langevad peaaegu kokku asteroidide orbiitidega.

Päikesesüsteemi, nagu üldse maailmaruumi, iseloomustab erakordselt hõre materia jaotus ruumis. Päikese ja planeetide mõõtmed, võrreldes neid eraldavate vahemaadega, on kaduvväikesed. Nii on Maa kaugus Päikesest ümmarguselt 150 milj. km, Pluuton asetseb aga Päikesest 6 miljardi km kaugusel.

Päike kujutab endast hiiglaslikku hõõguvtulist gaasi-taolist kera läbimõõduga 1 390 600 km. Ta keskmine tihedus on 1,41. Temperatuur Päikese pinnal on 6000<sup>o</sup>, kuna aga tsentris ulatub see umbes 20 miljoni kraadini. Selline temperatuur on tingitud Päikeses toimuvatest tuumareaktsioonidest. Päikese spektri järgi on määratud ta koosseisus 66 elementi. Nendest valitsevad vesinik (54%) ja heelium (45%).

Vaatamata Päikese suurusele ja energiarikkusele on ta vaid üks tavaline täht maailmaruumis. Kuigi massilt ei eri-

ne tähed üksteisest märkimisväärselt, on mõõtmetelt paljud tähed Päikesest suuremad. (Näiteks Antares Skorpioni tähekujust ületab Päikese mahu 90 miljonit korda.) Helenduselt kuulub Päike aga "kollaste kääbuste" hulka.

Tähed on maailmaruumi peamisteks kehadeks. Nad on gaasitaolised, hõõgvtulises olekus, kusjuures pinnatemperatuur on vähemalt  $1000^{\circ}$ . Oma tiheduselt on tähed väga erinevad. Ülalmärgitud Antarese tihedus on näiteks 1 500 korda väiksem õhu tihedusest. Seevastu leidub tähti (näit. Kassiopeia tähekujus), mille tihedus ületab vee tiheduse 36 miljonit korda. Tikutoositäis sellist ainet kaaluks 1 000 tonni! Selline gaasilise aine tihedus on võimalik tänu elektronide eraldumisele aatomituumadest, mis ühtlasi on eelduseks ka tähtedes toimuvatele tuumareaktsioonidele.

Tähed, mis on jälgitavad Maalt, moodustavad koos Päikesesüsteemiga hiiglasliku tähesüsteemi - Galaktika.

Enamik Galaktikasse kuuluvaid tähti on kontsentreerunud kettakujuliselt Linnutesse. Seetõttu on ka Galaktika üldjoontes kettakujuline. Ta suurim diameeter on umbes 80 tuhat valgusaastat, väiksem 10 tuhat valgusaastat. Tähtede hulka Galaktikas hinnatakse umbes 150 miljonile. Kõige tihedamalt on neid Galaktika tsentris, kust perifeeria suunas nende hulk väheneb. Päike asetseb umbes Galaktika tsentri ja serva vahepeal. Koos teiste tähtedega pöörleb ka Päikesesüsteem ümber Galaktika tsentri. Galaktika pöörleb paralleelselt oma suurima löike (ekvatoriaalplind) pinnale, kusjuures nurkkiirus on suurim Galaktika sisemises osas. Päikesesüsteemi asukohas on Galaktika pöörlemisperiood umbes 200 miljonit aastat. Seega alates paleosoikumini algusest on Päikesesüsteem teinud vaid kaks täisringi Galaktika tsentri ümber.

Galaktika piires esinevad tähed moodustavad üksikuid tähekoosid, mis omakorda pöörlevad oma keskuse ümber.

Kaasaegsete optiliste ja tehniliste vahenditega, mis võimaldavad jälgida maailmaruumi kuni poolteise miljardi valgusaasta kaugusele, on võimalik tundma õppida lugematu

hulk Galaktikaid, mis näivad meile udukogudena. Oma kujult on galaktikad mitmekesised, mistõttu neid jagatakse kolme rühma: spiraalsed, elliptilised ja korrapäratud. Ollakse seisukohal, et märgitud kolm rühma kajastavad ka galaktika evolutsiooni kolme astet. Kõige nooremateks võib pidada korrapäratuid udukogusid, mis kestva evolutsiooni järel lähevad üle spiraalseteks ja lõpuks elliptilisteks galaktikateks. Meie Galaktika kuulub oma ehituselt spiraalsete udukogude hulka.

Materia keskmine tihedus on Galaktikas Päikesesüsteemiga võrreldes triljon korda väiksem. Seega: mida suurem süsteem, seda väiksem on selles aine keskmine tihedus. Kuid peale tähtede massi on Galaktika kogu materia moodustamisel väga olulise tähtsusega tähtedevaheline materia, mille olemasolu avastas juba 1847. a. V. Struve. See tähtedevaheline materia koosneb peaaesjalikult peenest tolmut ja gaasidest, mis on eriti koondunud Galaktika ekvatoriaalpinnale. Kuigi see materia on väga hajutatud (keskmiselt 1 000 m<sup>3</sup> kohta üks submikroskoopiline tolmuterake), etendab ta kolossaalseid maailmaruumi mõõtmeid arvestades mitte väiksemat osa kui tähtedena koondunud materia. Tähtede ja tähtedevaheline materia on omavahel tihedas seoses: tähtedevaheline materia on oluliselt tähtede korpuskulaarsel kiirgusel väljapaisatud materia, mis, tehes läbi keerulise ja kestva evolutsiooni, viib uuesti tähtede tekkimisele. Difuusne tähtedevaheline materia on samuti nagu tähtede materiaagi pidevas liikumises, mis on põhjustatud korpuskulaarsel kiirgusel saadud kosmilisest kiirusest, samuti ka materia eri voolude kohtumisest, mis põhjustab pöörisliikumisi. Nagu on näidanud nõukogude astronoomid V. Fessenkov, V. Ambartsumjan jt., on gaasilis-tolmjate pilvede pöörisliikumisel eriti tähtis koht tähtedevahelise materia arengus, mis viib uute tähekoegade tekkimisele. Selles materia keerulises evolutsioonis, mis kestab sadu miljoneid ja miljardeid aastaid, on nõukogude teadlased esile tõstnud mitu staadiumi:

1. Difuusse gaasi ja tolmu kondenseerumine jahtumise ja

sisemise liikumise tulemusel väiksemateks tahke materia osakesteks, mille tulemusel tekivad uute füüsikaliste omadustega gaasilis-tolmjad udukogud.

2. Võimsate pöörliikumiste mõjul lähevad vormitud gaasilistolmjad udukogud üle kiulisteks, diferentseerunud tihedusega udukogudeks.

3. Udukogudes kujunenud kiudude piires tekivad tähtedetaolised nõrga helendusega kondensatsioonituumad, mille piirjooned on veel hajusad.

4. Tähtedetaolised kondensatsioonituumad lähevad üle ergalt helendavateks tähtedeks, mis on seotud neis tekkiva tuumareaktsiooniga.

5. Tähed, sealhulgas ka Päike, teevad oma arengus läbi rea staadiume, alates "punastest hiiglastest" üle valge tähe staadiumini "punaste kääbusteni". See evolutsioon, mille vältel paisatakse maailmaruumi tohutul hulgal energiat ja materiat, kestab ümmarguselt  $2 \cdot 10^{15}$  aastat.

Päikese vanuseks loetakse praegu  $5 \cdot 10^{13}$  aastat. Tähtede viimaseks arenguetapiks on tõenäoliselt kustumine, külmad, suhteliselt väikeste mõõtmete ja massiga taevakehad, mis on avastatud Päikese lähedal alles viimastel aastatel.

Esitatust selgub, et kosmiline materia, millest koosneb Maa, Päike ja teised loendamatud taevakehad, eksisteerib igavesti, tehes läbi oma evolutsioonis vaid lõpmatuid ringkäike. Seetõttu võime rääkida vaid üksikute taevakehade või süsteemide tekkest ja hävimisest, mitte aga maailmaruumi, kosmose tekkest tervikuna.

## 2. Kosmogoonilised hüpoteesid.

Küsimus Maa tekkest on loodusteaduse üks kardinaalsemaid, kuid ka tähtsamaid küsimusi, millel on suur tunnetusteoreetiline ja metodoloogiline tähtsus. Esimesed katsed anda sellele teaduslik seletus kuuluvad 18. sajandi keskele.

Esimeseks kosmogooniliseks hüpoteesiks on saksa filosoofi J. Kanti hüpotees 1755. a. Kant püüdis luua päikese-

süsteemi tekke ja arengu loogilist käsitlust, lähtudes selle aja füüsikalistest teadmistest - Newtoni mehhaanikast. Kanti arvates oli materia esialgu maailmaruumis jaotatud hajutatult, liikumatult. Tänu ülemaailmsele külgetõmbejõule hakkasid materiaosakesed liituma, ühinesid suuremateks kehadeks, omandades samal ajal pöörleva liikumise tänu esialgsete osakeste erinevale liikumiskiirusele nende liitumismomendil. Samasuguse tekkeviisi laiendas Kant ka tähtedele. Kanti arvates olid planeedid esialgu hõõguvedelas olekus ja hiljem jahtunud. Ka Päikese jahtumine ja kustumine on paratamatu.

Frantsuse matemaatiku P. Laplace hüpoteesi (1797) kohaselt tekkis päikesesüsteem hiiglaslikust ülikuumast kosmilisest gaasist koosnevast udukogust. Viimane tihenes materia külgetõmbejõu mõjul, moodustades keske tuuma. Samaaegselt tihenemisega suurenes pöörlemise nurkkiirus, kuni udukogu peamisest massist eraldusid ekvatoriaalpinnale rõngad. analoogiliselt Saturni rõngastele. Kuivõrd materia jaotus oli tekkinud rõngastes ebaühtlane, oli võimalik selle kontsentreerumine külgetõmbejõu mõjul planeetideks. Planeedid kattusid pärast jahtumist tahke kooriga.

Kanti ja Laplace hüpoteesid olid hiiglaslikuks sammuks edasi teaduse arengus. Kuivõrd nad olid kooskõlas enam-vähem kõikide selleaegsete teadmistega päikesesüsteemi ehitusest ja oma esituselt lihtsad ja loogilised, võitsid nad kauaks ajaks progressiivsete teadlaste üldise poolehoidu. Kanti ja Laplace hüpoteesis on rida ühiseid seisukohti, mistõttu neid vaadeldakse sageli koos Kant-Laplace nebulaarhüpoteesina.

Viimastel aastakümnetel tehtud vaatlused ja teoreetilised arvestused näitasid, et esitatud seisukohad ei ole Päikesesüsteemi tekke kohta rakendatavad. Nii selgitati, et pöörlemiskiiruse kriitilise momendi ületamisel tähest ei eraldu planeedid, vaid kogu täht laguneb tükideks. Samuti ei ole Päikese ja planeetide pöörlemismomentide summa, mis peab vastama esialgse päikese pöörlemismomendile, piisav selleks, et seletada Päikese jagunemist osadeks. Olgu siin-

kohal märgitud, et samal ajal, kui Päikesesüsteemi massist kuulub 99,86 % Päikesele, langeb süsteemi liikumishulga momendist 98 % planeetidele. Ka seda vastuolu ei suutnud nebulaarhüpotees seletada.

Liikumishulga ebaühtlase jaotuse Päikese ja planeetide vahel seletamiseks lähtus rida ameerika ja inglise teadlasi (Chamberlin, Multon jt.) nn. katastroofi hüpoteesist. Viimase kohaselt on planeedid tekkinud Päikese kokkupõrkamisel teise tähega või viimase möödumisel Päikese lähedusest, kusjuures haarati kaasa osa Päikese massi, millest hiljem kujunesid planeedid. Seega anti Päikesest eraldunud gaasimassile tohutu liikumismomendi hulk mööduva tähe poolt. Nagu näitavad aga hilisemad arvestused, ei saa ka katastroofi hüpoteesi lugeda teaduslikult põhjendatuks.

Kodanlike maade teadlaste poolt on avaldatud käesoleval sajandil terve rida kosmogoonilisi hüpoteese, mis oma fantastiliste elementide või metafüüsilise käsitluslaadi tõttu ei vääri tõsist tähelepanu.

Kaasaja teaduse nõuetele saab kosmogooniline hüpotees vastata vaid siis, kui ta põhiseisukohad tuginevad dialektilise materialismi printsiipidele. Seepärast on arusaadav, miks kodanlike maade kosmogoonias valitsevale kriisile võime vastandada nõukogude kosmogooniateooria märkimisväärsed edusamme.

Nõukogude Liidus on üldise tähelepanu pälvinud akadeemik O. Schmidti kosmogooniline hüpotees. Schmidt'i järgi on planeedid kujunenud tähtedevahelise tahke aine osakestest, mis haarati Päikese poolt kaasa tema liikumisel. Kaasahaaratud tähtedevaheline materia ümbritses esialgu Päikest kettakujulise tiheda pilvena, tiireldes selle ümber. Päikese mõjul diferentseerus kettakujulises pilves esinev materia. Päikesele lähemal eraldusid gaasilised aineosakesed tahketest, kuna aga Päikesest eemal madala  $t^{\circ}$  juures kontsentreerusid gaasitaolised ained tahkete osakestena. Hiljem hakkasid tekkima selles kettas osakeste külgetõmbetungide mõjul arvukad tihemikud, mis koondasid endasse kogu kettas

hajutatud difuusse aine. Need tihemikud hiljem liitudes kujutavadki endast planeetide "looteid", mis kasvavad tänu massiliselt nendele langevatele meteoriididele. Kettakujulise difuusse materia esialgse diferentseerumise tõttu kujunevad sisemised planeedid suurema aine tihedusega kui välimised. Päikesele lähedasemad planeedid koosnevad peaauglikult raskesti sulavatest ja rasketest elementidest.

Nii Maa kui ka teised planeedid kujutasid esialgu Schmidt'i arvates külmi kehasid, mis vähemalt oma esialgsetel arenguetappidel ei sisaldanud hõõguvulist ainet. Maa sisesoojus ilmnes alles hiljem, radioaktiivsete ainete lagunemise tõttu, millega kaasusid siis vulkaanilised nähtused, maavärinemised ja tektoonilised protsessid. Kuivõrd Maa tekkis esialgu erineva keemilise koosseisuga tahke aine osakestest, etendas olulist osa maasisese aine diferentsatsioon, selle ümberpaigutamine erikaalu järgi, mis viis erineva koosseisuga võõde tekkimisele.

Liikumismomendi hulga ebaühtlast jaotust Päikesesüsteemis põhjendas Schmidt sellega, et tähtedevahelisel gaasilis-  
tolmjal pilvel oli oma liikumismomendi hulk juba enne, kui Päike seda haaras endaga kaasa. Sellele vastavalt on planeetide suur pöörlemismomendi hulk pärandatud tähtedevaheliselt udukogult.

Schmidt'i hüpoteesi tugevaks küljeks on ka selle füüsikaline ja matemaatiline osa. Selles on matemaatiliselt tõestatud rida olulisi Päikesesüsteemi ehituse seaduspärasusi, nagu näiteks planeetide peaaegu ringikujuliste orbiitide olemasolu, nende asend ühes tasapinnas, planeetide tiirlemine ühes suunas, planeetidevahelised kaugused jne.

Kuid Schmidt'i hüpoteesil on ka rida puudusi, millele on viidanud V. Fessenkov. Nii ei ole õige käsitleda planeetide teket eraldi Päikese tekkeprotsessist. Veenev ei ole Schmidt'i seisukoht massilise hulga väikeste aineosakeste kaasahaaramisest Päikese poolt Galaktikast. Küllaldaselt ei arvesta Schmidt kaasaegse astrofüüsika andmeid. Maa varasemates geoloogilistes setetes ei tunta "fossilseid" meteo-

riite, mida peaks aga Schmidti hüpoteesi järgi leiduma rohkearvuliselt.

Seega ei saa Schmidti hüpoteesi vaadelda lõpliku ja range teadusliku süsteemina. Selles on aga rida hinnatavaid üksikuid tõestusi ja mõtteid planeetide ehituse seaduspärasuse kohta, mida edasiste uurimiste käigus tuleb arvestada.

Akadeemik V. Fessenkov, tuginedes kaasaegsetele teadmistele maailmaruumi ehitusest, lähtus oma kosmoloogilises hüpoteesis eeldusest, et planeetide teke on laialt levinud ja Päikesesüsteem ei ole selles mõttes erandlikuks nähtuseks. Fessenkov loeb Päikese ja planeetide tekke peaaegu samaaegseks. Tuginedes ettekujutusele tähtede tekkest ja arengust, vaatleb ta ka Päikesesüsteemi teket ebapüsivas gaasjas-tolmja udukogu tihenenud kius. Selles tihedas kius kujunes tähetaoline tihemik, mida ümbritses ekvaatori tasapinnas ulatuslikult gaasilis-tolmjas udukogu. Esialgse päikese kiire pöörlemise tõttu ei saanud see difuusne materiale ühineda keske tuumaga, vaid üha kaugenedes moodustas selle ümber lameda läätse- või kettataolise moodustise. Edasine difuusne aine tihenemine ka väljaspool kesket tuuma viiski kaasaegsete planeetide kujunemisele. Fessenkovi arvates ei ole alust eeldada, et sisemised ja välised planeetid kujunesid juba esialgselt erineva koosseisuga aineist. Kaugemate, suuremate planeetide väiksemat tihedust põhjendab ta sellega, et nendelt ei ole eraldunud madala temperatuuri tõttu kerged gaasid, kuna aga Päikesele lähemate planeetide koosseis hiljem tunduvalt muutus. Kõige esimesena tekkis planeet Pluuton. Sellele järgnes järjekorras üha Päikesele lähemate planeetide kujunemine, kusjuures orbiidid on determineeritud nende gravitatsioonilisest tasakaalust Päikese ja varem tekkinud planeetide suhtes.

Ka Fessenkovi hüpotees ei ole veel lõplikult välja töötatud ja oma detailides viimistletud teooria. Võrreldes Schmidti seisukohtadega on aga siin enam silmas peetud kaasaegseid teadmisi kosmilise ruumi ehitusest ning tähtedevahelise materiale ja tähtede evolutsioonist.

### III. MAA KUJU, SUURUS, EHTUS JA FÜSIKALISED OMADUSED.

#### 1. Maa kuju ja mõtmed.

Juba enne meie ajaarvamist lugesid mitmed vanaaja filosoofid Maad kerakujuliseks. Sellisele järeldusele viis ka hiljem teadlasi kõikide teiste taevakehade kerajas kuju, kuivarjutusel ilmnev Maa varju kaarjas piirjoon, laevade kauge nendes nende järguline kadumine horisondi taha. Samuti kinnitasid Maa kerataolist ehitust ümbermaailmareisid. Kaasaegsel kosmiliste lendude ajastul on võinud Maa kerataolises kujus veenduda inimene vahetu vaatluse teel. Sellised on praktilised kogemuste ja vaatluste andmed Maa kujust. Täpsemad geodeetilised mõõtmised on aga näidanud, et Maa erineb kujult kerast, kuna ta läbimõõt pooluste suunas on väiksem kui ekvaatoritasapinnas. Seega on Maa tõelisele kujule lähedasem pöördellipsoid, mille pöördeteljeks on lühem telg. Pöördellipsoidi iseloomustamiseks on vaja teada ühte ellipsi raadiust (näit. ekvatoriaalset) ja lapikust  $\alpha$ , mis väljendub

$$\alpha = \frac{a - c}{a},$$

kusjuures  $a$  on pikem,  $c$  aga lühem pooltelg. Maa lapikuse määras juba I. Newton (1643-1727), saades  $\alpha = 1:231$ . Hiljem täpsemate uurimiste tulemusel on saadud lapikuseks 1:298,3, millele vastavalt ekvatoriaalne Maa raadius on 21 km võrra pikem polaarsest.

Kaasaegsete geodeetiliste mõõtmiste puhul on vaja suurt täpsust, mistõttu ei rahulduta ettekujutusega Maa pöördellipsoidsest kujust. On leitud, et veelgi paremini kui pöördellipsoid vastab Maa tegelikule kujule geoid. Geoidiks nimetakse ettekujutatavat pinda, mis vastab veepinnale ookeanides täieliku tuulevaikuse korral. Geoidi pind on kõikjal

perpendikulaarne raskustungi suunale. Kuna mass on Maa sisemuses jaotunud teatud määral ebaühtlaselt, ei ole ka raskustung igal pool ühtlane. Seetõttu erineb geoidi pind mäestike ja ookeaninõgude kohal kuni  $\pm 200$  m võrra pöördellipsoidi pinnast. Geodeetilistel mõõdistamistel võetaksegi aluseks absoluutsete kõrguste määramisel "merepind" ehk geoidi pind.

Nagu on näidanud täpsed arvestused, on Maa oma tiheduse ja pöörlemise nurkkiiruse suhetelt väga lähedane ideaalsele tasakaaluolukorrale, tema lapikus vastab tegeliku pöörlemiskiiruse juures hüdrostaatilise tasakaalu tingimustele.

Maa pöörlemiskiirus ei ole aga igavesti püsiv suurus. Siin võib eraldada nurkkiiruse muutustes:

1) perioodilisi kõikumisi, mis on seotud aastaste perioodidega (augustis on pöörlemine kiirem, kevadel aeglasem; ööpäeva pikkuse vahe on  $\frac{1}{400}$  sekundit). Selle põhjuseks on tõenäoliselt atmosfääri tsirkulatsiooni sesoonne muutumine;

2) korrapäratuid kõikumisi, kus nurkkiirus muutub aastakümnete järel. Need muutused on esile kutsutud Maa sisemuses toimuvatest liikumistest;

3) pidevat Maa pöörlemiskiiruse vähenemist, mida seletatakse Päikese ja Kuu poolt põhjustatud tõusudega. Kuigi see nurkkiiruse vähenemine on tühiselt väike, avaldab see ilmsel mõju ööpäeva pikkuse muutusele geoloogilise aja vältel. Nii on arvestatud, et alates Maa tekkemomendist on ööpäev pikenenud vähemalt 4 tunni võrra.

Lõpuks esitame arvulisi andmeid Maa mõõtmete kohta:

ekvatoriaalne läbimõõt  $2a = 12.756,5$  km,

polaarne läbimõõt  $2c = 12.713,7$  km,

meridiaani pikkus =  $40.008,6$  km,

ekvaatori pikkus =  $40.075,7$  km,

pindala =  $510.10^6$  km<sup>2</sup>,

maht =  $1.080.10^9$  km<sup>3</sup>,

mass =  $5.976.10^{27}$  g,

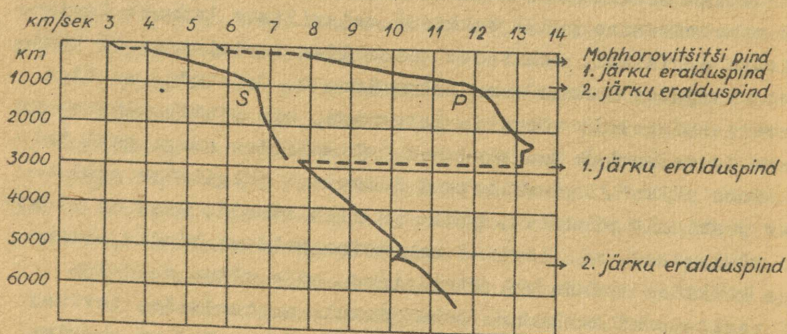
keskmine tihedus =  $5,52$  g/cm<sup>3</sup>.

## 2. Maa ehitus ja selle tundmaõppimise meetodid.

Maa ainelist koosseisu on võimalik vahetult uurida vaid maakoore pindmises osas looduslikes või kunstlikes paljandites. Kaevanduskäikude sügavus ei ulatu tavaliselt üle 200 m, harva üle 2 km. Sügavaima seni rajatud puuraugu (Texases) sügavus on 7 723 m. Nõukogude Liidus on planeeritud ülisügavate puuraukude rajamine (kuni 7000 m) Kaspia-äärtes nõos. Võrreldes maakera läbimõõduga on aga märgitud sügavusrekordid tühised ega võimalda luua ettekujutust Maa sisemuses esinevatest kivimitest ja aine olekust. Seepärast tuleb kasutada Maa sisemise ehituse selgitamiseks kaudseid uurimismeetodeid. Nendeks on seismitiline, gravimeetiline, magnetiline, elektromeetiline jm. meetodid. Need meetodid üksikult võimaldavad selgitada vaid küsimuse üksikuid külgi, kuid kokkuvõttes saame hulgaliselt andmeid, mis võimaldavad teha oletusi või järeldusi Maa koosseisu ja ehituse kohta.

Kõige olulisemaid andmeid Maa siseehituse kohta on saadud maaväriseamise puhul tekkinud seismitiliste lainete leviku kiiruse uurimisel. Rõhutades seismitilise uurimismeetodi tähtsust, kirjutas tuntud vene seismoloog B. Golitsõn, et "iga maaväriseamist võib võrrelda laternaga, mis süttib lühikeseks ajaks ja valgustab Maa sisemust, võimaldades seega meil heita sinna pilku". Seismitilistest lainetest jälgitakse geoloogias peamiselt pindmisi, piki- ja ristlaineid. Need on elastsed võnkumised, mis levivad maavärina koldest kindla kiirusega kõikides suundades. Pikilained, mida võime vaadelda kui reaktsiooni keskkonna mahu järsule muutumisele, levivad nii tahkes, vedelas kui ka gaasilises aines. Nad on suurima levikukiirusega (5-8 km/sek). Ristlained (3-5 km/sek) võivad levida vaid tahketes kehades, kuna nad tekivad reaktsioonina aine vormi järsule muutumisele (vedelikud ja gaasid vormi muutmisel vastupanu ei avalda). Pindmised lained levivad vaid elastse keskkonna piires (Maa - õhk) lähedal, mistõttu nende alusel selgitatakse Maa ülemiste kihtide füüsi-

kalisi omadusi. Nende levikukiirus on väike (3-4 km/sek). Seismiliste lainete levikukiirus on sõltuv keskkonna elastsusest ja sellega võrdeline. Kui maakera oleks oma ehituselt isotroopne, ühtlase aine kõvaduse, tiheduse ja elastsusega, leviksid seismilised lained kõikjal sirgjooneliselt ja ühtlase kiirusega. Tegelikult aga ilmneb seismiliste lainete leviku kiiruses nii aeglasi kui ka hüppelisi muutusi. Viimased osutavad kas aine tiheduse järsule erinevusele või selle agregaatoleku muutumisele. Kuigi eri piirkondades on saadud seismiliste lainete levikukiirustes ja nende muutustes mõnevõrra erinevaid andmeid, võib esile tõsta terve maakera ulatuses teatud sügavuspiire, kus ilmneb alati kiirustes järske muutusi ja seismiliste lainete murdumisi või peegeldumisi. Selliseid sügavuspiire nimetatakse eralduspindadeks. Ülevaate piki- ja ristlainete keskmisest liikumiskiirusest ja selle muutustest annab joonis 1.



Joon. 1. Piki (P)- ja ristlainete (S) leviku kiirus Maa sisemuses.

Nagu nähtub jooniselt 1, asetseb esimene eralduspind 20 - 80 km sügavuses. Seda eralduspinda nimetatakse tema avastaja täehhi seismoloogi järgi S. Mohhorovičitši pinna. Viimasest allapoole suureneb hüppeliselt nii piki-

kui ka ristlainetuse levikukiirus. Mohhorovitšitši pinnast kõrgemale jäävad kivimid moodustavadki maakoore. Maakoore omaduste uurimisel tuginetakse eeskätt väikese lainepikkusega pindmiste lainete levikukiirusele. Seejuures on selgitatud, et ka maakoor ei ole jämedates joontes ühtlane oma tiheduselt ega paksuselt. Võib eraldada kahte tüüpi - ookeanilist ja kontinentaalset maakoort. Esimesele on iseloomulik seismitlike lainete suurem levikukiirus ja väike paksus, teisele aga suhteliselt väiksem lainete levikukiirus ja suurem paksus. Seega on maakoor paksem mandritel, eriti kõrgmägede kohal, kus ta saavutab kuni 80 km (Tjan-Šan), kuna aga ookeaninõgudes (Vaikse ookeani põhjapoolne osa) ta paksus ulatub vaid 10 km-ni.

Täpsemad maakoore seismitlised uurimised kunstlike maasiseste plahvatuste korral on näidanud, et maakoore ülemine osa, eriti mandrite kohal, koosneb happelise koostisega kivimitest, mistõttu seda nimetatakse graniitseks kihiks. Graniitse kihi paksus on varieeruv. Kaasaegsete kõrgmägede - Alpide, Pamiri jt. kohal saavutab ta kuni 50 km paksuse. Mandriliste tasandike piires on ta keskmiselt 10 km paks. Vaikse ookeani, osaliselt ka India ja Atlandi ookeani põhjas puudub graniitne kiht.

Seismitlike lainete levikukiirus graniitse kihi alla jäävas maakoores vastab ligikaudu elastsete lainete levikule aluselise koosseisuga kivimites. Seepärast nimetatakse seda kihti balsaltseks. Basaltse kihi paksus on suurim (kuni 30 km) mandriliste tasandike piires, kuna mäeshelike, eriti aga ookeanide alal ta paksus väheneb märgatavalt (10-15 km).

Seega koosneb maakoor e. litosfäär seaduspäraselt graniitsest ja basaltsest kihist, mida kinnitavad ka geoloogilised tähelepanekud. Et nii graniitsete kui ka basaltsete kivimite peamiseks koostiselemendiks on räni (Si) ja alumiinium (Al), käsitletakse neid koos sial-vööna, millist terminit võib lugeda sünonüümiks maakoorele.

Litosfäärile sügavamal järgnevad kivimid on nii ookea-

nide kui ka mandrite all füüsikalistelt omadustelt ühtlased. Elastsete lainete levikukiiruse järgi otsustades peaks siin esinema ultraaluselised, peridotiitse koosseisuga kivimid. Et nendes kivimites on valitsevateks keemilisteks elementideks räni (Si) ja magneesium (Mg), nimetatakse seda vööd ka sima-vööks (ka peridotiitne vöö või barüsfäär). Selle vöö paksuseks loetakse umbes 900 km.<sup>1</sup> 900 km sügavuses ilmneb aine elastsuse, seega ka seismitlike lainete levikukiiruse sujuv suurenemine. Erinevalt hüppelist muutust tähistavast Mohhorovitšitši pinnast nimetatakse seda sügavuspiiri 2. järku eralduspinnaks. Mõned autorid tõstavad esile 2. järku eralduspindadena veel 1700 ja 2400 km sügavuspiire, mis ei ole aga küllaldaselt põhjendatud.

Järgnev terav aine omaduste muutus ilmneb 2900 km sügavuses, mis on esile tõstetud 1. järku eralduspinnana. Sellel sügavusel väheneb pikilainete levikukiirus järsult 13,7 km/sek kuni 7,4 km/sek. Ristlained aga siit sügavamale ei levigi. Vööd 900 - 2900 km sügavuspiiride vahemikus nimetatakse vahevööks. Sellest sügavamal asetseb nn. tuum. Tuuma piires on märgitud veel 5100 km sügavusel ühte 2. järku eralduspinda, mida loetakse sisemise tuuma piiriks.

Seega on selgitatud Maa vööline ehitus, tema jagunemine maakooreks, peridotiitseks, vahevööks ja tuumaks eelkõige seismitlike meetodiga. Neid andmeid kinnitavad ka gravimeetrilise meetodi tulemused, millest aga räägime lähemalt allpool.

### 3. Maa füüsikalised omadused.

Maa keskmise tiheduse määras esmakordselt juba Newton 1736. a., saades tulemuseks  $5-6 \text{ g/cm}^3$ . Hilisemate täpsemate arvutuste põhjal on leitud keskmise tiheduse väärtuseks  $5,527 \text{ g/cm}^3$ . Seega on Maa keskmine tihedus suurem magnetiidi

---

<sup>1</sup> Mõned autorid loevad sima alumiseks piiriks 1200 km.

erikaalust, ületab tunduvalt aga maakoort moodustavate kivimitüüpide tiheduse. Tabelis 1 on toodud andmed olulisemate kivimitüüpide keskmise erikaalu kohta.

Tabel 1.

Kivim	Keskmine tihedus g/cm <sup>3</sup>	Kivim	Keskmine tihedus g/cm <sup>3</sup>
Graniit	2,67	Liivakivid	2,65
Granodioriit	2,72	Lubjakivid	2,73
Süeniit	2,75	Savi	2,46
Kvartedioriit	2,81	Savikildad	2,65
Dioriit	2,84	Gneiss	2,78
Gabro	2,98	Marmor	2,78
Pürokseniiit ja peridotiit	3,23	Vilgukilt	2,73
Duniit	3,29		

Silmas pidades maakoore kivimilist koosseisu (eeldatakse, et kuni 16 km sügavuseni koosneb maakoort 95% tardskivimitest, 4% metamorfsetest ja 1% settekivimitest), loetakse eespool iseloomustatud graniitse kihi tiheduseks 2,7 g/cm<sup>3</sup>, basaltse kihi tiheduseks 2,9 g/cm<sup>3</sup>.

Maa sügavamate kihtide (kivimite) tiheduse hindamisel arvestatakse nii seisiliste lainete levikukiirust kui ka raskustungi jaotust, Maa mõõtmeid ja kuju, tema keskmist tihedust, rõhku Maa sisemuses, pooluste liikumist, Kuu ja Päikese külgetõmbest tekitatud tõusu- ja mõõnanähtusi jm. Kõigi nende andmete arvestamisel arvutas M. Molodenski tiheduse Maa erinevatel sügavusastmetel. Molodenski arvates on tiheduse suurenemine Maa sügavuse suunas tingitud aine elastsest kokkusurumisest, mitte aga selle koosseisu või füüsikaliskemilise oleku muutusest. Ülevaate aine tihedusest Maa sisemuses annab tabel 2.

T a b e l 2.

Sügavus	0	33	500	1200	2900 ülal	2900 all	6370
Tihedus (g/cm <sup>3</sup> )	2,7	3,3	3,9	4,8	5,7	9,7	12,2
Raskustungi kiirendus (gcm/sek <sup>2</sup> )	982	985	997	991	1037		0
Rõhk atm.	-	1,0·10 <sup>4</sup>	1,7·10 <sup>5</sup>	0,4·10 <sup>6</sup>	1,4·10 <sup>6</sup>		3,1·10 <sup>6</sup>

Aine tiheduse suurenemise tõttu maa sügavusse suureneb ka raskustungi kiirendus kuni tuuma piirini, kust alates ta väheneb pidevalt kuni nullini Maa tsentrumis (vt. tabel 2).

Tuginedes esitatud andmetele, võime hüdrostaatilisest rõhu mõju seaduste laiendamisel Maa sügavamatele osadele välja arvutada rõhu suurus ükskõik missuguses sügavusastmes. Vastavad andmed on esitatud orienteerivalt tabelis 2.

Nagu näitavad gravimeetria (raskustungi jaotuse uurimine maapinnal) andmed, ei ole raskustungi kiirendus kõikjal ühtlane, vaid sõltub ala geoloogilisest ehitusest. Nendes piirkondades, kus maakoore esinevad raskemad kivimid, on raskustung suurem; väiksema tihedusega kivimite (näiteks settekivimite) suure paksuse puhul on raskustung antud ala geograafilisest laiusast sõltuvalt teoreetilisest väärtusest väiksem. Selliseid kõrvalekaldumisi nimetatakse gravitatsioonilisteks anomaaliateks. Viimaste selgitamine võimaldab täpsustada maakoore ehitust ühes või teises piirkonnas. Olgu märgitud, et Maa gravitatsiooniväli peegeldab hästi maakoore ehituse neid jooni, mis on välja selgitatud juba seismiliste uurimismeetoditega - maakoore paksuse suurenemist mäeahelike kohal, selle vähenemist tasandikulistel platvormsetel aladel, eriti aga ookeanide all. Seejuures aga on maakoore paksuse muutumine seotud tema tiheduse muutumisega. Kui mand-

ritel valitsevad kergemad, graniitsed kivimid, siis ookeani-  
de põhjas koosneb maakoor raskematest kivimitest - basaltti-  
dest. Gravitatsiooniliste anomaaliate uurimist on rakendatud  
ka mitmesuguste maavarade otsimise ja eeluurimise meetodina,  
kuivõrd see lubab teha järeldusi kihtide struktuuri ja nen-  
des esinevate kivimite tiheduse kohta.

Temperatuuri kohta Maa sisemuses saame teha järeldusi  
andmete põhjal kivimite temperatuurist sügavates ja ülisü-  
gavates puuraukudes. On selgunud, et keskmiselt iga 100 m  
kohta kõrgeneb temperatuur umbes  $3^{\circ}$  võrra. Sellist tempera-  
tuuri tõusu nimetatakse geotermiliseks gradiendiks (keskmi-  
ne geotermiline aste =  $1^{\circ}$  C 33 m kohta). Geotermiline gra-  
dient on muutuv suurus ja sõltub ala geoloogilisest ehitu-  
sest. S. Kraskovski andmetel kõigub ta väärtus  $0,5^{\circ}$ - $25^{\circ}$  100  
m kohta. Suurim on see tegutsevate vulkaanide piires, suhte-  
liselt väiksem rahuliku geoloogilise ehitusega platvormse-  
tel aladel. Kuid ülalmärgitud keskmine geotermiline gradient  
iseloomustab sageli ulatuslikke piirkondi. Näiteks mõõdeti  
Texases kaasaja sügavaima puurangu põhjas (7723 m) tempera-  
tuur  $183^{\circ}$ , mis annab gradiendiks umbes  $2,4^{\circ}$ . Olgu aga mär-  
gitud, et geotermiline gradient on kehtiv ainult alates tea-  
tud maapinna sügavusest - püsiva temperatuuriga tasemest.  
Sellest kõrgemal põhjustab maapinna temperatuuri muutusi  
päikesekiirgus, tingides ööpäevaseid, aastasi ja pikema-  
riiodilisi temperatuuri kõikumisi.

Ka ei ole mõeldav, et geotermiline gradient jääb püsi-  
vaks suuruseks kaugelt Maa sügavusse tungides: ka kõige ta-  
gashoidlikuma arvestuse korral tõuseks siis Maa keskuses  
temperatuur üle  $40\ 000^{\circ}$ . Seetõttu eeldatakse, et sügavuse  
suunas väheneb geotermiline gradient pidevalt, kuni muutub  
nulliks. Maakoores alumisel piiril võiks olla temperatuur  
 $900 - 1000^{\circ}$  piires. Maa tuuma piiril peaks esinema tempera-  
tuur  $2000 - 2500^{\circ}$ . Maa südamikus võiks see olla kõrgem, kuid  
ei ületa igal juhul  $10\ 000^{\circ}$ .

Geotermilise gradiendi tundmisel on suur praktiline  
tähtsus. Sellest sõltub, kui sügavale ühes või teises piir-

konnas võib planeerida kaevandusi. On teada, et kuivas õhus on võimalik töötada veel lühikest aega 50°C juures, niiskes õhus ei ole töötamine enam võimalik ka 40°C juures.

Kui maasisesest temperatuurist on meil vahetuid mõõtmisandmeid vaid esimese 6 - 8 km kohta, siis sügavamate kihtide soojuse kohta tehakse järeldusi kaudsete andmete põhjal. Üheks sellistest kaudsetest allikatest on vulkaaniliste laavade temperatuur. Seismiliste meetoditega on kindlaks tehtud, et vulkaanide kolded asuvad 40 - 100 km sügavuses. Maapinnal on laava temperatuur 1050° - 1300°. Arvesse võttes laava võimalikku jahtumist maakooresse kõrgematesse kihtidesse tungimise ajal, võib vulkaani kollete temperatuuri hinnata 1500°.

Temperatuuri kasv Maa sügavuse suunas, vulkaanilised ja magmalised protsessid osutavad pidevale soojuse eraldumisele Maa sisemusest. Kuivõrd kaasajal ei tunnustata vaadet, et Maa sisemuses on säilinud Päikese poolt pärandatud esialgne soojus, mille eraldumise tõttu Maa pidevalt jahtub, kerkib küsimus maasisese energia allikatest, kaotatud maasisese soojusvaru uuendumisest. Sellele küsimusele anti rahuldav vastus pärast elementide radioaktiivsuse avastamist. Näidati, et Maa soojusrežiimis on oluline osa mitmesugustes kivimites hajutatud radioaktiivsetel elementidel, mis lagunemisel eraldavad soojust. Määratud kivimite keskmise radioaktiivsuse elementide sisalduse põhjal kogu maakeral radioaktiivsuse elementide lagunemisel eraldunud soojusenergia, leiti, et see ületab mitmekümnekordselt Maa soojuskaotuse. Järelikult tuleb arvata, et radioaktiivsuse elementide sisaldus väheneb järsult sügavuse suunas. Nagu näitavad ka täpsemad analüüsid, on radioaktiivsuse elementide sisaldus suurim happelistel tardkivimitel, mis ongi kontsentreerunud maakoores ülemistes tasemetes (vt. tabel 3).

Radioaktiivsuse elementide lagunemisel eralduv soojus ei ole Maa ainsaks energiaallikaks. Sellele tuleb lisada veel keemilistel reaktsioonidel vabanev energia, kristallisatsioonenergia, gravitatsioonenergia, Päikeselt saadav energia

T a b e l 3 .

Radioaktiivsed elemendid	Happelised tardkivimid	Aluselised. tardkivimid	Ultraaluselised tardkivimid
Radium $10^{-12}$ g	$1,4 \pm 0,6$	$0,4 \pm 0,2$	$0,2 \pm 0,1$
Uraan $10^{-6}$ g	$4,0 \pm 2,0$	$1,1 \pm 0,6$	$0,6 \pm 0,3$
Toorium $10^{-6}$ g	$13 \pm 6$	$4 \pm 2$	$2 \pm 1$
Kaalium $10^{-2}$ g	$2,8 \pm 0,5$	$1,4 \pm 0,3$	$0,4 \pm 0,2$

jt. Milline osatähtsus on ühel või teisel energialiigil Maa soojusrežiimis ja milline on nende konkreetne avaldumisvorm geoloogilistes protsessides, ei ole veel lõplikult lahendatud.

Seoses temperatuuri ja rõhu selgitamisega Maa sisemuses kerkib ka paratamatult küsimus aine agregaatolekust selles. Kaasajal on selgunud, et Maa sisemuse gaasitaolise oleku seisukoht ei ole põhjendatud, kuna selleks on vaja palju kõrgemat temperatuuri, kui seda võib eeldada mitmesuguste kaudsete andmete põhjal.

Vedela faasi olemasolus maakooses ei luba aga kahelda vulkaanilised protsessid, magmaline tegevus. Kivimite sulamistemperatuur - happelistel kivimitel kuni  $1200^{\circ}$ , aluselistel kuni  $1500^{\circ}$  - valitseb juba 100 - 130 km sügavuses. Siiski ei esine aga sellises sügavuses kõikjal aine vedelas olekus, sest sügavusega suurenev rõhk tõstab tunduvalt kivimite sulamistemperatuuri. Nagu juba märgitud, suureneb rõhk sügavuse suunas enam-vähem reeglipäraselt, kuna temperatuuri kasv määrab ala geoloogiline ehitus. Aine füüsikalise oleku määrab aga temperatuuri ja rõhu vahekord. Seega ei saa eeldada teatud sügavusest alates pideva võõna eksisteerivat, vedelat materiat. Ka seismiliste lainete leviku iseloom lubab rääkida Maa ülemistest võõdest kuni tuuma ülemise piirini kui tahkest kehast. Aine vedelast olekust Maa sisemuses võime rääkida vaid kui ajaliselt ja ruumiliselt piiratud nähtusest, mis on seotud maakoore paksemate osadega. Radioaktiivsete ainete lagunemisel eraldunud soojuse tõttu läheb sial-, osalt isegi sima-vöö siin üle sulaolekusse, suureneb oma mahult ja võib tungida kohati laavana maapinnale. Tähelepanekud näitavad, et nendes piirkondades avalduvad ühtlasi intensiivsed tektoonilised liikumised.

Maa tuum, vaatamata seal valitsevale kõrgele rõhule ja suurele aine tihedusele, käitub aga seismiliste lainete leviku põhjal tervikuna vedela ainena. Samas tuleb aga märkida, et meil ei ole veel päris selget ettekujutust vedela aine olemusest Maa tuumas valitseva kõrge temperatuuri ja suure rõhu tingimuses, kus aine kõvadus ületab meile tuntud tab-

kete ainete kõvaduse. Ülisuure kokkusurutuse tingimustes omandab vedel aine uued kvalitatiivsed tunnused, mis lähendavad seda tahkele ainele. Seetõttu ei ole küsimusel Maa tuuma agregaatolekust, nagu me seda oleme harjunud mõistma atmosfäärilistes tingimustes, printsiipiaalset tähtsust.

Ideaalse tahke ainena ei käitu ka Maa ülemistes vöödes esinev aine, sealhulgas ka maakoor. Kõrge temperatuuri ja suure igakülge rõhu tingimuses omandab ta plastilisuse, võime plastilisteks deformatsioonideks. On teada, et jää suure paksusega kihina liustikes on võimeline voolama, täitma oma liikumisel reljeefi ebatasasusi. Järsule mehhaanilisele mõjustusele reageerib aga jää kui tahke aine purunemisega. Samuti reageerivad Maa sisemised vööd ja maakoor aeglastele tektoonilistele liikumistele plastiliselt vedela aine, järsuloomulistele maakoore liikumistele aga tahke aine. Siit selgub, et mõisted "vedel" ja "tahke faas" on Maa ehituse käsitlemisel suhtelised.

Maa füüsikaliste omaduste hulka kuulub ka ta magnetilisus. Maa magnetismi tingib tema ümber esinev magnetväli. Kuigi Maa magnetvälja olemus ei ole veel lõplikult selgitatud, on jõutud arvamusele, et see ei ole põhjustatud Maa magnetilistest koostisosadest ega ka tema pöörlemisest, vaid tõenäoliselt Maa sügavuses ilmnevatest pöörisejatest elektrivooludest.

Ümbritseva magnetvälja tõttu kujutab Maa endast nagu suurt magnetit, mille poolused asetsevad geograafiliste pooluste lähedal (lõunapoolkeral Rossi merest lääne pool, koordinaadid  $75^{\circ}6'$  l.l. ja  $154^{\circ}8'$  i.p. ja põhjapoolkeral Hudsoni lahest loode pool, koordinaadid  $70^{\circ}5,3'$  p.l. ja  $96^{\circ}46,3'$  l.p.). Maa magnetiline telg ei läbi Maa tsentrit ja moodustab pöörlemisteljega  $11^{\circ}$ -se nurga.

Maa magnetvälja pinge on erinevates kohtades erinev. Magnetvälja pinge ühikuks on örsted. Praktiliselt määratakse Maa magnetvälja pinge gammade, mis on üks sajatuhandik öratedit. Kuivõrd magnetvälja pinge on vektoriaalne suurus, määratakse peale pinge suuruse ka selle suund. Magnetvälja

pinge määramiseks kasutatakse erilisi seadiseid - magneto-meetreid. Kõige lihtsamaks seadiseks, mis põhineb vabalt oma teljel pöörleva magneti reageerimisele Maa magnetvälja mõjul, on kompass. Oleme harjunud kujutlusega, et kompassi nõel näitab põhja-lõuna suunda, seega ühtib antud koht geograafilise meridiaaniga. Tegelikult aga esineb peaaegu kõikjal suurem või väiksem kompassinõela kõrvalekaldumine põhja-lõuna suunast, kusjuures see kõrvalekaldumine võib olla kas läände või itta. Vastavat nurka nimetatakse deklinatsooniks. Jooni, mis ühendavad kaardil samasuguse deklinatsooniga punkte, nimetatakse isogoonideks. Magnetnõela kõrvalekaldumisenurka horisontaaltasapinnast nimetatakse inklinatsiooniks. Põhjapoolkeral vajub allapoole magnetnõela põhjapoolus, lõunapoolkeral lõunapoolus. Magnetilistel poolustel on vabalt pöörleva magnetnõela asend vertikaalne. Samasuguse inklinatsiooniga punkte kaardil ühendades saame isokliinid. Isokliini, kus inklinatsioon on null, nimetame magnetiliseks ekvaatoriks. Magnetilised poolused ei ole muutumatu asukohaga, vaid alluvad perioodilistele muutustele. Nii on paleomagnetilistel uurimistel<sup>1</sup> viimastel aastatel selgitatud, et varasematel geoloogilistel ajastutel erines magnetiliste pooluste asend tunduvalt tänapäevasest.

Isodüünideks nimetatakse jooni, mis ühendavad kaardil samasuguse magnetilise pingega punkte. Magnetvälja pinge suureneb üldiselt magnetiliste pooluste suunas, mistõttu isodüünid, samuti nagu isokliinidki kulgevad enam-vähem paralleelselt ekvaatorile, kuna üldjoontes meridionaalse suunaga isogoonid liituvad magnetilistes poolustes.

Magnetiliste kaartide lähemal tundmaõppimisel selgub sageli, et magnetiline pinge (isojoonte paigutus) ühes või teises kohas ei ole normaalne, sellele piirkonnale iseloomulik. Selline nähtus on seletatav kohaliku magnetvälja ole-

---

<sup>1</sup> Paleomagnetilised uurimised põhinevad kivimites, eriti settekivimites esinevate magnetiliste mineraalide omadusel paigutada orienteeritult Maa selleaegsete magnetiliste pooluste suhtes.

masoluga, mille põhjustajaks on maakoores esinevad magnetilised kivimimassid. Anomaalsete magnetiliste isojoontega kohti nimetatakse magnetilisteks anomaaliateks. Tuntumaks kohalikuks magnetiliseks anomaaliaks on Kurski piirkond, kus esineb maakoore ülemistes kihtides rikkalikult rauamaake.

Seega on magnetiliste anomaaliate uurimisel suur praktiline tähtsus mitmete magnetiliste metallide maardlate otsimisel. Vastavasuunaliste magnetomeetriliste kaardistamistööde käigus avastatud maksimaalsete magnetiliste pingete e. anomaaliate piires viiakse järgnevalt läbi puurimistööd, et selgitada vastavate maakide hulk ja iseloom. Kaasajal kasutatakse magnetomeetriat kui uurimismeetodit ka maakoores esinevate kihtide lasuvuse, nn. maakoore struktuuri uurimisel. Seoses struktuuride väljaselgitamisega on magnetomeetria andnud häid tulemusi teatud struktuuridega seotud gaasi- ja naftaleiukohtade otsimisel.

#### 4. Maakeemiline koosseis.

Otseseid andmeid Maa keemilise koosseisu kohta on meil vaid meile kättesaadava, maakoore ülemise, s. o. 16 - 20 km kohta. Silmas pidades selles mitmesuguste kivimitüüpide esinemise vahakordi, arvutasid ameerika teadlased Clark ja Washington juba möödunud sajandi lõpul erinevatest piirkondadest kogutud umbes 6000 kivimi analüüsi alusel maakoore keskmise keemilise koosseisu. Hiljem on neid andmeid täpsustanud Vernadski, Fersman, Vinogradov jt. 4. tabelis on esitatud litosfääri keskmine koosseis kunl 16 km sügavuseni Vinogradovi 1949. a. andmetel.

Tabelist nähtub, et maakoore ülemisest osast moodustavad 99,79% ainult 9 elementi, kuna kõikide ülejäänud elementide sisaldus on vaid 0,21%.

Elementide protsentuaalset sisaldust maakoore ülemises osas nimetatakse Fersmani ettepanekul Clarki arvudeks või lihtsalt klarkiks. Nii on räni klark 27,6, vasel 0,01, kul-

Tabel 4.

Elemendid	Kaalu- protsent	Elemendid	Kaalu- protsent
Hapnik	47,2	Naatrium	2,64
Räni	27,6	Kaalium	2,6
Alumiinium	8,8	Magneesium	2,1
Raud	5,1	Vesinik	0,15
Kaltsium	3,6	Kõik ülejäänud	0,21

lal  $5 \cdot 10^{-7}$ , raadiumil  $1 \cdot 10^{-10}$ , aktiiniumil  $6 \cdot 10^{-14}$  jne.

Tõsiseid raskusi tekib aga Maa kui planeedi keskmise keemilise koosseisu iseloomustamisel. Siin ei saa anda lõplikku vastust, sest senini ei ole veel üksmeelselt selgitatud Maa sügavamate vööde olemus. Lähtudes Maa keskmisest tihedusest, on mõistetav, et aine tihedus sügavuses suureneb. Seismiliste lainete leviku iseloom lubab rääkida teravalt piiritletavatest erineva tihedusega vöödest ja Maa tuumast. Kas aga erinevatele vöödele vastab ka erinev keemiline koosseis või peegeldavad vööde piirid sama koosseisuga aine füüsikaliste omaduste järske muutusi? Selles küsimuses valitseb kaasajal kaks seisukohta.

Maakoore vööline, ebaühtlane keemiline koosseis viib mõttele, et samasugused koosseisu muutused on mõeldavad ka Maa sügavamates osades. Vastavalt sellele on eeldatud, et peridotiidsele vööle järgneb maagirikas või sulfiidne vöö (= vahevöö), kuna aga Maa tuum peaks koosnema rauast ja niklist. Viimase asjaolu kasuks räägib raudmeteoriidide koosseis (Fe - 91%, Ni - 8%, P ja Co - 1%), mis on väga lähedane teoreetilistel arvutustel leitud Maa tuuma keemilisele koosseisule. Seetõttu on avaldatud arvamusi, et meteoriidid on Päikesesüsteemi purunenud taevakeha osad, kusjuures selle taevakeha keskmine koosseis on vastanud umbes Maa koosseisule. Kivimeteoriidide koosseis sarnaneb peridotiidsete süvakeivimite koosseisule, segameteoriidid vastavad aga vahevöö

keemilisele koosseisule. Maa koosseisu ja meteoriidide vahelisest ühtsusest räägib tõepoolest fakt, et meteoriidides ei ole leitud elemente, mida ei oleks tundma õpitud maakeral.

Hüpotees Maa erineva keemilise koostisega võõdest ja raudsest tuumast tugineb eeldusele, et Maa selline kontsentriiline ehitus on tingitud gravitatsioonilisest diferentsatsioonist. Viimane on olnud eriti intensiivne Maa kui planeedi kujunemise algerioidil, kuid jätkub veel praegugi. Tegelikult aga, nagu on näidanud nõukogude geofüüsiku J. Lüstihhi (1948) uurimused, on maakoosniivõrd sitke, et gravitatsioonilise diferentsatsiooniga ei saa seletada ka geoloogilise aja vältel ainete sellist eraldumist erikaalu järgi, nagu seda eeldatakse ülaloesitatud hüpoteesis. Maa raudse tuuma hüpoteesi vastu võib tuua teisigi vastuväiteid. Näiteks seletati varem Maa magnetvälja teket Maa raudse tuuma ferromagnetiliste omadustega. Kaasaegsed andmed maasisese temperatuuri kohta näitavad, et temperatuur ületab nn. Curie punkti (kus metallid kaotavad oma magnetilised omadused) umbes 40 - 50 km sügavuses. Seega peavad ained suuremas sügavuses olema paramagnetilised. Ka ei ole raua kontsentreerumine Maa tuuma ehedal oksüdeerumata kujul tõenäoline seetõttu, et Maa keemilises koosseisus on laialt levinud tugev oksüdeeriv element - hapnik.

1939. a. esitas nõukogude teadlane V. Lodotšnikov uue seisukoha Maa sisemiste võõde ehituse kohta. Tema järgi on aine füüsikaliste omaduste muutumine tingitud mitte keemilise koosseisu muutumisest, vaid aine ehituse muutumisest suure rõhu tingimuses. Katsetega on tõestatud, et ülisuurte rõhkude korral kaotavad aatomid osa elektrone, minnes üle suure tihedusega "metallsesse" faasi. Selline aatomite elektronvõõlagunemine on mõeldav juba Maa tuuma piiril esineva rõhu ( $1,4 \cdot 10^6$  atm.) juures.

Aine faasilise muutumise seisukoht on paremini kooskõlas ka tiheduse hüppeliste muutustega Maa sisemuses. Samuti räägib viimase hüpoteesi kasuks tiheda tuuma puudumine Marsil, Merkuuril ja Kuul, mille mass ei ole küllaldane vajali-

ku "kriitilise" rõhu saavutamiseks. (Massid Maa massi suhtes vastavalt 0,11, 0,14 ja 0,01). Seevastu aga Veenusel, mille mass on lähedane Maa massile (0,81 Maa massist), on raske tuum nagu Maalgi.

#### IV. MAAKOOR JA SEDA KUJUNDAVAD JÕUD.

##### 1. Maakoore ja maapind.

Maakoore ehk litosfääri mõiste kujunes juba 18. sajandil, eeskätt Kant-Laplace nebulaarhüpoteesi valguses, kusjuures maakoore all mõeldi sellal esialgselt hõõguvedela Maa tardunud, tahket ülemist vööd, mille all esines aine veel vedelas olekus. Kaasajal, kus on loobutud ülalmärgitud kosmoloogilisest hüpoteesist ja Maad vaadeldakse kui põhiliselt tahke kosmilise aine osakeste liitumisel tekkinud taevakeha, on maakoore mõiste omandanud uue sisu. Maakooreks loeme praegu Maa kõige ülemist vööd, mis erineb oma füüsikaliste omaduste poolest lamavatest vöödest ja eraldub neist teravalt Mohhoroviitšitsi eralduspinnaga. Maakoore paksus ja koosseis, erinevalt alumistest vöödest, on muutuv, ebaühtlane.

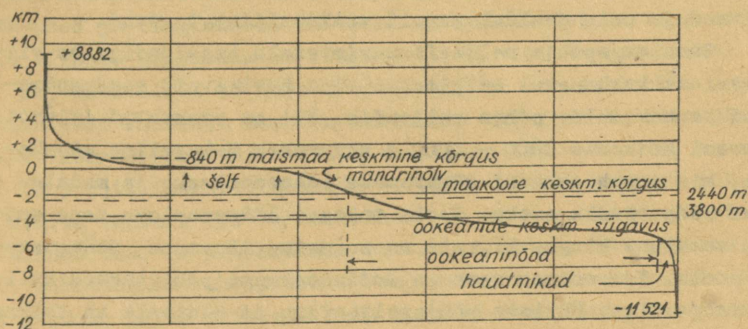
Kui litosfääri alumiseks piiriks loeme Mohhoroviitšitsi eralduspinda, on ta ülemiseks piiriks kivimlasundite pind, s. o. maapind. Hüdroosfääri (veeikatet), atmosfääri (õhkkond) ja biosfääri (elukonda) vaadeldakse eraldi kui Maad väliselt ümbritsevaid sfääre.

Maakoore on kogu senise geoloogilise aja vältel toimunud ja praegugi jätkuvate mitmekesiste geoloogiliste protsesside tegevuse produkt. Ta on kujunenud ühelt poolt koorealuse

substraadi, teiselt poolt aga Maad ümbritsevate biosfääri, hüdroosfääri ja atmosfääri vastastikuse mõju tulemusel. Nende vastastikune mõju väljendub eriti selgelt maapinnal mitmesuguste reljeefi moodustavate geoloogiliste protsesside näol.

Maapind on tugevasti liigestatud. Erinevad kõrgusvahekorrad määravad ookeanide ja mandrite asendi. Kõige kõrgemaks punktiks maakeral on Tšomolungma (Mont Everest) Himaalajas 8848 m. Suurim sügavus on mõõdetud 11.524 m Vaikses ookeanis Mariaane nõos. Seega maksimaalne reljeefi kõrguste vahe on umbes 20,4 km.

Maa üldpindalast, s. o. 510 milj. km<sup>2</sup>, moodustab maismaa 149 milj. km<sup>2</sup> ehk 29%. Maismaa keskmine kõrgus on umbes 850 m, ookeanide keskmine sügavus ligikaudu 3800 m. Kogu maakoore keskmine kõrgustase on -2440 m. Ülevaate kõrguste ja sügavuste jaotusest maakeral annab hüpsograafiline kõver (joon. nr. 2).



Joon. 2. Hüpsograafiline kõver.

Füüsilistel kaartidel eraldatakse tavaliselt merede sügavusvööd 0 - 200 m. Need vööd ääristavad maismaad mitmesuguse laiusuga, olles mandrite vealuseks jätkuks. Neid nimetatakse mandrilavaks ehk šelfiks. Šelfid moodustavad kogu

ookeanide pindalast 7,6%. Nendes piirkondades ilmneb kõige intensiivsem setete kuhjumine. Järgnevat sügavusvööd, 200 - 2000 m nimetatakse mandrinõlvaks,<sup>1</sup> mille üldpindala ookeanide suhtes moodustab 9,6%. Valdava osa - 80,5% - võtab ookeanide pindalast enda alla sügavusvahemik 2000 - 6000 m, mida nimetatakse ookeaninõgudeks. Üle 6000 m sügavusega piirkondi - haudmikke - on ookeanides 2,3% pindalast.

Kõrgustikud paiknevad maakeral kahe vöötmena. Üks kõrgustiku vöötmeist ääristab Vaikse ookeani rannikut. Siiä kuuluvad Kordiljeerid, Andid, Antarktika Andid ja Ida-Aasia saarte mäed. Teine kõrgustikuvööde hõlmab Pürenee, Atlase, Alpide, Apenniinide, Balkani, Kaukasuse, Pamiiri, Himaalaja, Indo-Hiina ja Malai arhipelaagi mäeahelikud.

Üheks huvitavaks nähtuseks on mandrite paarilisus: igale põhjapoolsele kontinendile vastab lõunapoolne (Põhja- ja Lõuna-Ameerika, Euroopa ja Aafrika, Aasia ja Austraalia). Põhjapoolsed mandrid on eraldatud lõunapoolsetest maakoore võimsate süvamurrangute vöödega, mille kohal asetsevad vahe-mered. Märgitud süvamurrangute vööd on seismitiliselt väga aktiivsed ja neis avaldub sageli vulkaaniline tegevus.

Tänu merepõhja reljeefi uurimistele kajaloodiga on viimastel aastakümnetel selgitatud rida huvitavaid seaduspärasusi ka ookeanide põhja reljeefis. Nii on avastatud Atländi ookeani keskosas 2000 - 4000 m sügavuses S-kujuline mäeahelik, mis jagab ookeani sügavamaks läänepoolseks ja madalamaks idapoolseks osaks. India ookeani läänepoolses osas esineb veealune kõrgustik, mis on suunatud lõunasse, Madagaskari poole. Idapoolses osas on India ookeani põhi tasandikulise reljeefiga. Ühtlase põhjareljeefiga on üldiselt ka Vaikne ookean.

---

<sup>1</sup> Mõnede autorite järgi loetakse mandrinõlva alumiseks piiriks 2500 m.

## 2. Maa välised sfäärid.

Maapinnal toimuvad geoloogilised protsessid on tihedalt seotud Maad ümbritsevate väliste sfääride - atmosfääri, hüdro-sfääri ja biosfääriga.

Atmosfääri alumiseks piiriks on litosfääri või hüdro-sfääri pind.<sup>1</sup> Ülemine piir ei ole aga täpselt määratav, sest õhk, hõrenedes ülemistes kihtides, läheb pidevalt üle planeetidevaheliseks ruumiks. Tinglikult loetakse atmosfääri ülemiseks piiriks taset, kus Maa külgetõmbejõud on kompenseeritud planeedi pöörlemise tsentrifugaaltungiga. Sellel tasemel kaob atmosfääri side Maaga. Arvutuste järgi kujutab see tase endast ellipsoidaalset pinda, mis ekvaatori kohal on Maast 42 000 km, pooluste kohal aga 28 000 km kaugusel. Sageli loetakse atmosfääri paksuseks aga umbes 3000 km, sest sellest kõrgemal gaasiosakesi praktiliselt ei esine. Atmosfääris eraldatakse kaasajal nelja kihti: 1) troposfääri, 2) stratosfääri, 3) ionosfääri ja 4) hajumissfääri. Iga märgitud kihti iseloomustavad erinevad füüsikalised-keemilised omadused ja tingimused. Paremini on tundma õpitud troposfääri. Viimase paksuseks on keskmiselt 12 - 14 km (poolustel 11 km, ekvaatoril 17 km). Troposfääri on koondunud 79% kogu atmosfääri massist. Gaaside kaaluline vahetegur on siin järgmine: lämmastikku (N) - 75,7%, hapnikku (O) - 23,01%, argooni (Ar) (jt. inertsed gaasid) - 1,28%, süsihappegaasi (CO<sub>2</sub>) - 0,03%. Veeauru- ja tolmuosaldus on kõiguv. Troposfääri alumises osas on temperatuur muutuv sõltuvalt öö ja päeva või aastaegade vaheldusest. Temperatuuri erineva vertikaalse jaotuse tõttu esinevad siin tugevad õhuvoolud. Keskmiselt madaldub temperatuur troposfääris suunaga üles iga 100 m kohta 0,5 - 0,6° võrra. 10 - 12 km kõrgusel püsib negatiivne temperatuur, ulatudes -55°-ni. Selline temperatuur valit-

<sup>1</sup> Tegelikult tungib õhk ka teatud sügavuseni litosfääri, esinedes kivimite lõhedes ja poorides ning lahustub teatud määral hüdro-sfääris.

seb ka stratosfääri alumises kihis kuni 35 km kõrguseni. Sellest kõrgemale tõuseb temperatuur, saavutades umbes 50 km kõrgusel maksimumi, mis on 0° lähedal. Veelgi edasi algab jahenemine ja 80 - 90 km kõrgusel valitseb juba kosmilise pakane - 50 - 90° alla nulli. Varem oldi arvamisel, et stratosfääris puudub õhu liikumine ja gaasid on jaotunud selles eri kihtidena erikaalu järgi (siit ka termin, kr. stratus = kiht). Kaasaegsed vaatlused näitavad, et stratosfääris toimuvad samuti õhuliikumised kui troposfääriski. Ka on võidud konstateerida stratosfääri temperatuuri muutusi. See-ga tuleb kaasajal ilmaennustuseks arvestada õhumasside liikumist mitte mitte troposfääris, vaid ka stratosfääris. Õhu koosseis stratosfääris on umbes sama kui maapinnal.

Umbes 80 - 90 km kõrguselt algab ionosfäär, kus õhk on väga hõre, nii et aatomid ja molekulid pörkuvad kokku harva. Seetõttu võivad ioonid, mis tekivad päikese ultravioletsete kiirte mõjul, eksisteerida siin kaua. Ionisatsiooniprotsesside tõttu tõuseb ionosfääris temperatuur uuesti. Nii on 200 km kõrgusel t° +600 - 700°. Õhu erakordse hõreduse tõttu aga sellises kõrguses liiguvad kehad ei kuumene.

Hajumissfääri iseloomustab atmosfääri aineosakeste hajumine maailmaruumi. Selles sfääris on gaas eriti hajutatud, nii et gaasiosakeste omavaheline pörkumine on haruldane. Hajumissfäär algab 700 - 800 km kõrguselt. Temperatuur ulatub siin mitme tuhande kraadini, mis on tingitud ultravioletsete ja röntgenikiirte neeldumisest atmosfääri ülakihtides, samuti planeetidevahelisest ruumist päritolevast soojusvoolust.

Atmosfääri mõju maapinnale avaldub eelkõige soojusevahetuses. Atmosfäär neelab päikese radiatsioonist umbes 15%, maapind aga 43%. Atmosfääri alumised kihid soojenevad põhiliselt insolatsioonil, s. o. soojuse arvel, mida saab Maa päikeselt. Insolatsioonil intensiivsust mõõdetakse 1 minuti jook-sul 1 cm<sup>2</sup> päikesekiirtele risti asetsevale pinnale langeva päikese energia hulgaga. Insolatsioonil intensiivsus sõltub päikesekiirte langemismurgast ning Maa ja Päikese vahemaast.

See omakorda määrab kliimavööndite paigutuse keskmise temperatuuri tõusuga poolustelt ekvaatori suunas. Insolatsioon sõltub veel maapinna absoluutsest kõrgusest, õhu puhtusest ja pilvitusest. Seetõttu muutub insolatsioon ka ööpäeva vältel. Soojus kiirgub maapinnalt atmosfääri juhul, kui õhu temperatuur on madalam maapinna temperatuurist. Vastupidisel korral soojendab atmosfäär maapinda. Seega kaitseb atmosfäär maapinda teravate ööpäevaste ja sesoonsete temperatuuri kõikumiste eest.

Soojuse jaotusega atmosfääri piires on seotud õhu liikumine, mis viibki soojuse vahetusele nii horisontaalses kui ka vertikaalses suunas. Õhu liikumine maapinna läheduses on selgitatav eelkõige õhurõhu erinevustega eri kohtades. Rõhk on aga omakorda seotud temperatuuriga: erinevused õhurõhus on tingitud maapinna ebaühtlasest soojenemisest. Õhk paisub soojenedes, ta erikaal väheneb, mistõttu tungib üles, kus jahtudes laskub uuesti maapinnale. Nii tekib õhu vertikaalne tsirkulatsioon, millega kaasneb ka horisontaalne tsirkulatsioon kõrge rõhuga piirkondadest madalama rõhuga aladele. Selline õhu tsirkulatsioon oma peajontes püsib aastast aastasse, olles kooskõlas kliimavööndite asetusega. Näiteks väga püsivasuunalisteks õhuliikumisteks on passaatuuled, mis on suunatud mõlema poolkera kõrge rõhuga subtropilistelt aladelt ekvaatori suunas. Maa pöörlemise mõjul puhuvad passaadid põhjapoolkeral kirdest edelasse, lõunapoolkeral aga kagust loodesse. Atmosfääri kõrgemates kihides (2 - 3 km) tekivad passaatidele vastassuunalised tuuled, nn. antipassaadid, mis põhjapoolkeral kalduvad paremale, lõunapoolkeral aga vasakule.

Õhurõhu jaotust maapinnal mõjutab mitte ainult insolatsioon, vaid ka mandrite ja ookeanide jaotus. Mandrid soojenevad suvel tugevasti, talvel jahtuvad. Ookeanid on seevastu talvel aga teatud soojuse reservuaariks. Suvel on nad mandritest jahedamad. See põhjustab täiendava õhu tsirkulatsiooni - mussoonide tekkimise, mis puhuvad suvel mere, talvel mandri poolt. Analoogiliselt mussoonidele tekivad veeko-

gu ja maismaa ebaühtlase ööpäevase soojenemise tagajärjel merede rannikul ja järvede või suurte jõgede kallastel briidid, mis puhuvad päeval veekogu poolt maismaale, öösiti aga vastassuunas.

Parasvöötme aladel komplitseerivad õhu tsirkulatsiooni tsüklonid ja antitsüklonid. Tsüklonid ja antitsüklonid iseloomustuvad õhu pöörisliikumiseaga. Tsüklonites toimub õhu liikumine ümber teatud keskuse, kus õhurõhk on kõige väiksem, vastupäeva. Antitsüklonites aga toimub õhu liikumine kellaosuti suunas keskusest, kus on suurim õhurõhk, väljapoole. Tsüklonitega kaasnevad sageli suured tormid. Mere kohal liiguvad tsüklonid võivad põhjustada tugevat lainetust või koguini veemasside ümberpaigutamist. Nii on põhjustanud tsüklonid Soome lahe kohal vestaseme tõusu Neeva jões ja Leningradi üleujutusi (viimane suurim 1924. a.).

Tuulte suunast sõltub oluliselt ka sademete jaotus maakeral. Näiteks troopiliste mussoonide mõjupiirkonnas esineb suvel suurel hulgal sademeid, kuna aga talved on mandri poolt puhuvate mussoonide tõttu kuivad. Passaattuulte võõndis, kus tekivad kuiva õhu allasuunatud voolud, on kliima kuiv, mistõttu nendes piirkondades levivad ulatualikud kõrbed. Troopikavõõndis, kus erisuunaliste passaatide kohtumisel ilmnevad ülessuunatud õhuvoolud, esinevad aga sageli tugevad vihma-valingud. Nii ulatub niiskete troopiliste metsade võõndis sademete hulk kuni 3000 mm-ni aastas. Parasvöötme piires on aasta keskmine sademete hulk tasandikel 500 - 1000 mm, mägedes aga rohkem. Veelgi vähem on sademeid polaaraladel.

Atmosfääri olukord ühes või teises piirkonnas - õhutemperatuur, niiskus, pilvitus, sademete hulk, tuuled - iseloomustab ilmastikku. Ilmastiku pikemaajaline režiim määrab aga antud piirkonna kliima. Kliimast sõltuvad vahetult geoloogiliste protsesside iseloom, suund ja intensiivsus. Vastavalt sellele kujunevad erinevates kliimaatilistes tingimustes erinevad setted. Näiteks võivad tekkida kivisool, kivisüsi, settelised raua- ja mangaanimaagid, boksiidid, punasevärvilised setted jne. vaid teatud kliimaatilistes tingimustes.

Maakoore ülemiste kihtide uurimine on näidanud, et diferentseerunud kliimavööndid eksisteerisid maakeral juba vanaaegkonnas. Geoloogilise aja vältel on kliimavööndite paigutus aga tunduvalt muutunud. Näiteks valitses meie alal vanaaegkonna esimesel poolel ariidne kliima, kusjuures ekvaator jäi meist põhja poole.

Möödunud geoloogiliste perioodide kliima uurimine, s.o. paleoklimatoloogia on geoloogias suure praktilise tähtsusega ülesandeks, mille lahendamisel on võimalik selgitada nii ühtede või teiste maavarade leidumise perspektiive kui ka mõista paremini vastavate setete kujunemistingimusi.

Hüdrosfäär etendab maakoore geoloogilises arengus samuti tähtsat osa. Hüdrosfääri alla loeme kõiki vesi, mis esinevad kas maapinnal või maakoore ülemistes kihtides. Hüdrosfääri koosseisus võime eraldada nelja tüüpi looduslikku vett, mis erinevad nii oma keemiliselt koosseisult ja füüsikaliseelt omadustelt kui ka nendele omaste geoloogiliste protsesside avaldusvormilt. Need on: 1) ookeanid ja mered, 2) mandrite pinnaveed - järved, jõed, allikad, 3) põhjaveed, 4) lumi ja jää. Põhjavete vahendusel on hüdrosfäär tihedalt seotud litosfääriga, vee aurustumise tõttu aga ka atmosfääriga. Samuti esineb hüdrosfääril tihe seos biosfääriga, sest vesi ja niiskus on organismide eluks üheks vajalikuks tingimuseks.

Suurem osa hüdrosfääri vetest on koondunud ookeanidesse ja meredesse. V. Vernadski arvestuste järgi hinnatakse ookeanide veemahtu 1370 milj. km<sup>3</sup>. Seevastu mandritel esinevate pindmiste vete hulk on vaid 4 milj. km<sup>3</sup>. Mandrijää mahuks loetakse kaasajal umbes 20 milj. km<sup>3</sup>. Põhjavee hulka kogu maakeral hinnatakse 400 milj. km<sup>3</sup>. Seega kogu hüdrosfääri mass on umbes 1,8.10<sup>9</sup> km<sup>3</sup>.

Vete keemiline koosseis on maismaal ja ookeanides või meredes erinev. Merevesi sisaldab keskmiselt 35 g sooli ühes liitris vees, kusjuures umbes 30 g sellest moodustab keedusool. Jõgede vesi on tavaliselt mage (sooli alla 1 g liitris vees); selles on lahustunud väga mitmesugused ühendid, sõltuvalt kliimast ja ala geoloogilisest ehitusest. Ka merevesi

sisaldab lahustunult kõiki litosfääris esinevaid elemente, isegi kulda, kuid nende sisaldus on väga väike.

Hüdroosfääri massi kõikumiste ja üksikute esiletõstetud looduslike vete tüüpide vahekorra muutuste kohta Maa geoloogilise ajaloo vältel puuduvad veel küllaldased andmed. Küll aga võime seniste geoloogiliste uurimiste alusel rääkida küllaltki detailselt ookeanide pindala muutustest ja merevees lahustunud soolade koosseisu muutustest möödunud geoloogiliste ajastute vältel.

Biosfääri all mõistetakse orgaanilise elu levikuala maakeral. Ta põimub tihedalt läbi nii hüdroosfääri, atmosfääri kui ka litosfääri. Biosfääri piire ei ole veel täpselt määratud. Atmosfääris ulatub organismide elupiir 8 - 10 km kõrguseni. Hüdroosfääris on leitud elusorganisme ka kõige suurematest sügavustest ja kõige madalama temperatuuriga veekogudest. Ka litosfääris tungivad mikroorganismid märkimisväärsesse sügavusse. Näiteks taluvad mõned mikroobid kuumust kuni 180°, rõhku kuni 3000 atmosfääri. Kaukaasia naftaallikate vetes on leitud 2 - 3 km sügavuses rohkesti baktereid, sealhulgas ka aeroobseid. V. Vernadski arvestuste järgi ulatub biosfääri alumine piir 3 - 4 km sügavuseni litosfääri.

Biosfääri osa maakoore ülemiste kihtide kujunemisel on väga tähtis. V. Vernadski ja A. Vinogradovi arvutuste kohaselt on elusorganismide üldmass maakeral 10<sup>12</sup> tonni. See moodustab maakoore massiga võrreldes vaid umbes sajatuhandiku protsendi. Oma erakordse aktiivsuse tõttu võib aga elusorganismide mõju maakoorele julgesti kõrvutada selliste geoloogiliste teguritega, nagu seda on voolav vesi, tuul või jää. Organismid moodustavad oma elutegevuse tulemusel mitmesuguseid kivimeid, nagu turvas, kivisüsi, lubjakivi, kontsentreerides terve rea elemente teatud kihtidesse. Märkimisväärselt osa etendavad organismid ka murenemisprotsessides, seega reljeeffi ümberkujundamisel.

Kõikidele Maa välistele sfääridele ühiseks tunnuseks on suur aktiivsus ja liikuvus, mistõttu iga muutus selles

avaldub kiiresti kogu sfääri piires. Sellega on seletatav väliste sfääride koosseisu suhteline ühtlus. Geoloogilise aja vältel on teinud kõik välised sfäärid läbi rea muutusi. Nii eeldatakse, et Maa atmosfäär ei sisaldanud esialgu vaba hapnikku ja viimane on taimede elutegevuse produktiks. Vaheldunud on mandrite ja ookeanide piirid, muutunud hüdrosfääri keemiline koosseis. Pideva ja keerulise arengutee, alates kõige algelisematest elusolenditest kuni mõtleva ja loodust aktiivselt ümberkujundava inimeseni, on teinud läbi orgaaniline maailm. Kõik see peegeldub ka maakoore geoloogilises arengus, milles vaatamata teatud tsüklilisusele, protsesside kordumisele võib näha üha uusi kvalitatiivseid jooni.

### 3. Maakoort kujundavad geoloogilised protsessid.

Geoloogilisi protsesse, mis on seotud maakoore ja Maa väliste sfääride vastastikuse mõjuga, nimetatakse välisdünaamilisteks ehk eksogeenseteks. Siiä kuulub kivimite murenemine, tuule, voolava vee ja jää tegevus, lainete murrutav tegevus rannikutel jne. Välisdünaamilistele protsessidele vastandatakse sisedünaamilised ehk endogeensed, mis avalduvad Maa sisemuses materia arengu käigus vabaneva energia arvel. Endogeenseteks protsessideks on maakoore aeglased kõikumised - kerkimised või vajumised, maavarisemised, magmaline tegevus ja vulkanism ning kivimite moone ehk metamorfism. Nii eksogeensete kui ka endogeensete protsesside käigus ilmneb maakoort moodustava materia ümberpaigutamine, materia esinemisvormi oleku muutumine. Endogeensed protsessid põhjustavad eelkõige mitmesuguseid muutusi reljeefis - kõrgustike ja nõgude tekke. Samuti kuhjuvad endogeensete jõudude toimele maapinnale või maakoore pinnalähedastes osadesse mitmekesised tardkivimid. Kuid nii reljeef kui ka kivimid, mis on tingitud Maa sisejõududest, ei ole püsivad. Kõrge temperatuuri ja suure rõhu tingimusi tardunud kivimid ei ole tasakaalus maapinnal valitsevate tingi-

mustega ning alluvad kohe eksogeensetele protsessidele. Temperatuuri ööpäevaste kõikumiste, voolava vee, tuule, mitmesuguste keemiliste protsesside ning organismide mõjul nad purunevad, lagunevad. Seejuures tekivad uued kivimid - liivad, savid jne., mis on tasakaalus maapinnal valitsevate tingimustega. Samuti muutub eksogeensete tegurite toimel ka reljeef: kõrgustikke moodustavad kivimid murenevad, tekkinud purdmaterjal laskub allapoole kas raskustungi mõjul või kantakse pindmiste vooluvete, jääliustike või tuule poolt. Kogu purustatud ja peenendatud kivimmaterjal, mis teeb läbi kestva transpordi, kuhjub uutes kohtades - nõgudes. Tekivad uued kivimimoodustused - settekivimid. Settekivimite kujunemisel etendavad määravat osa samad eksogeensed faktorid, mis põhjustasid endogeensete moodustiste purunemise. Kui aga teatud piirkonnas toimub pidev vajumine ja setete kuhjumine suures paksuses, võivad alumised settekivimite kihid sattuda kõrge rõhu ja temperatuuri tingimustesse ning seega uuesti endogeensete jõudude mõjul muutuda. Tekivad uute omadustega kivimid - metamorfiidid, mis ei sarnane enam settekivimitega ega ka esialgsete tardkivimitega.

Nii toimub endogeensete ja eksogeensete protsesside vaheldumise käigus materia pidev ringkäik maakoos. Seejuures ei kordu aga täpselt samad olukorrad, samasugused struktuurid ja kivimid, vaid maakoore areng on kooskõlas dialektika seaduspärasusega tõusujooneline, kus iga uue etapiga Maa evolutsioonis kaasneb rida uusi kvalitatiivseid momente.

Analüüsides endogeensete ja eksogeensete protsesside vahetundeid, näib esialgu, et siin on tegemist üksteisest sõltumatute nähtustega: esimesed ilmnevad suuremates sügavustes, suurte rõhkude ja kõrgete temperatuuride juures, teised aga maapinna tingimustes, olles põhjustatud erinevatest energiaallikatest. Nende vastuoluliste protsesside lähemal tundmaõppimisel selgub aga nende vahel tihe seos, sõltuvus ja vastastikune tingitus. Kui endogeensete jõudude tegevus avaldub maapinnal üldiselt suunaga üles, siis eksogeensete protsesside üldsuund on allapoole, kõrgemalt madalamale, maapinna

tasandamisele kuni ideaalse pöördellipsoidi pinnani. Selles vastuolus peitubki nende protsesside seos ja dialektiline ühtsus. Ei ole raske mõista, et need protsessid eraldi võetuna on mõeldamatud. Nende pidev avaldumine ja uuenemine on võimalik vaid vastastikuse sõltuvuse kehtimisel. Endogeensete protsesside lakkamisel kujuneks peagi kogu maapinnal ulatuslik settekivimite kate, Maa reljeef tasanduks absoluutse penepleenini ja kattuks ühtlase veekorraga. Absoluutse tasakaalu saavutamiseks lakkaks ka materia ringkäik maa-koores ja häviks elu. Samuti ei saa eksogeensete protsesside lakkamisel ette kujutada endogeensete jõudude kestvat avaldumist, sest sellisel korral kujuneks peagi välja tasakaal väga rahutu reljeefi ja Maa sisemiste jõudude vahel. Sellist olukorda võiks võrrelda umbes tingimustega Kuul.

Seega on endogeensed ja eksogeensed protsessid vastastikusel põhjuse-tagajärje vahekorras. Nende jõudude vastastikuse võitluse ja pideva uuenemise ajalugu ongi Maa geoloogiline ajalugu.

Tuleb aga meenutada, et endogeensete ja eksogeensete protsesside all mõistame komplitseeritud nähtuste komplekse. Nende komplekside raames avalduvad üksikud tegurid erinevates kohtades ja eri ajavahemikel erineva intensiivsusega, erinevates vahekordades. See põhjustabki geoloogiliste sündmuste ja olukordade äärmise mitmekesisuse ja komplitseerituse.

Samal ajal, kui Maa pindmistes tingimustes ilmnevaid eksogeenseid protsesse on kaasajal tundma õpitud suhteliselt üksikasjalikult, sest need on vahetult jälgitavad ka tänapäeval, ei tunta veel küllaldaselt endogeensete jõudude avaldumismehhanismi. Seetõttu võib leida reas ükaikküsimustes magmatismi, metamorfismi jt. litosfääris toimivate protsesside tõlgendamisel lahkumisevaid seisukohti. Üksikasjalikumalt peatume aga nendel küsimustel vastavate protsesside käsitlemisel.

## V. GEOLOOGILISE AJA ARVESTUSE MEETODID.

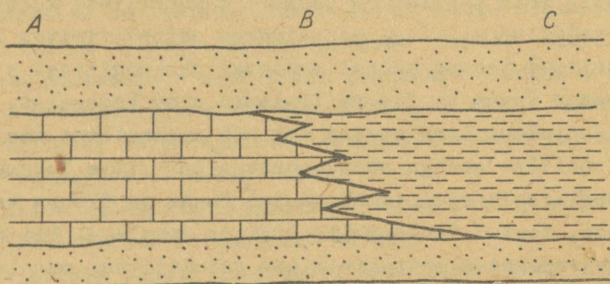
Igasuguste geoloogiliste objektide tundmaõppimisel ker-  
kib küsimus ühe või teise kivimi, mineraali või settekivimi  
kihi vanusest, ühe või teise geoloogilise protsessi toimu-  
misajast. Milliste meetoditega lahendatakse neid küsimusi?  
Kuidas on võimalik näiteks kindlaks teha, et teatud kihid  
meie aluspõhjas on geoloogiliselt samaaegsed hoopis erineva-  
ilmeliste settekivimite kompleksidega Rootsisis, Kasahstanis,  
Siberis või mujal? Milliste dokumentide alusel võime väita,  
et meie aluspõhja kivimid on settinud 300 - 500 miljonit  
aastat tagasi või et mandrijää taganes meie alalt lõplikult  
umbes 10 000 aastat tagasi jne.?

Geoloogilise vanuse määramisel kasutatakse geoloogilise  
aja arvestuse ehk geokronoloogia meetodeid. Vastavalt selle-  
le, kas üks või teine meetod võimaldab määrata geoloogilis-  
te objektide vanust võrreldes seda teiste samalaadsete geo-  
loogiliste objektidega (tekkinud sellest varem, üheaegselt  
või hiljem) või absoluutselt, konkreetsetes ajaühikutes,  
eraldame suhtelise ja absoluutse geokronoloogia meetodeid.

### 1. Suhtelise geokronoloogia meetodid.

Suhtelise geokronoloogia meetodid on rakendatavad pea-  
asjalikult maakoore kõige ülemiste kihtide - settekivimite  
vanuse hindamisel. Siin peetakse silmas kihtide ajalist  
järgnevust, nende tekkimise ehk ladestumise järjekorda. Kõi-  
ge lihtsamaks meetodiks on siin stratigraafiline meetod.  
Stratigraafilise meetodi aluseks on seisukoht, et rikkumata  
lasuvuse (horisontaalsete või peaaegu horisontaalsete kihti-  
de) korral on alumine ehk lamav kiht vanem kui ülemine ehk  
lasuv kiht. Nii on kihtide ajalise järjekorra määramine ühes  
paljandis või punktis väga lihtne. Stratigraafiline meetod  
annab häid tulemusi kihtide vanuse võrdlemisel ka lähedastes  
paljandites või punktides, kus ilmneb samasugune või läheda-

ne kihtide järjekord ja paksus. Eri paljandites või punktides esinevate kihtide vanuselisel iseloomustamisel on aga vaja silmas pidada kihtide litoloogilise iseloomu muutumise võimalust, sest settimistingimused võivad eri piirkondades olla erinevad. Nii võivad olla samaaegse tekkega ka litoloogiliselt eriilmelised setted. Näiteks punktis A (joon. 3) on kindlaks tehtud kihtide järjekord - liivakivi, lubjakivi, liivakivi. Punktis C - liivakivi, savi, liivakivi. Punktis B, mis jääb A ja C vahele, vaheldub aga keskmises osas lubjakivi savidega, kuna lamavad ja lasuvad liivad on samasuguse ilmega kui punktis A ja C. Sellisel juhul võime lugeda lubjakive punktis A samavanuselisteks savidega punktis C. Setete iseloomu muutus on seotav settimisaegse merebasseini sügavuse-



Joon. 3. Setete fatsiaalne muutus sõltuvalt merebasseini sügavusest. 1 - liivakivi, 2 - lubjakivi, 3 - savi.

se vähenemisega punkt C suunas. Setete iseloomu vaheldumine, nn. fatsiaalne muutus punktis B on aga tingitud maakoore kõikumatest liikumistest.

Stratigraafiline meetod nõuab seega peale kihtide lasuvustingimuste ja paksuse ka litoloogilise koosseisu, iseloomu ja fatsiaalse muutlikkuse arvestamist. Meetodi kasutus-

võimalusi piirab veel asjaolu, et samailmelised kivimitüübid (lubjakivi, liivakivi, savi) võivad olla tekkinud hoopis erinevatel geoloogilistel ajalõikudel. Seega ei tule stratigraafiline meetod kõne alla üksteisest kaugel asetsevates piirkondades esinevate kihtide vanuse võrdlemiseks.

Settekivimite suhtelise vanuse määramisel annab palju paremaid tulemusi paleontoloogiline meetod. See meetod on rakendatav nende kihtide korral, mis sisaldavad looma- või taimeorganismide kivistunud jäänuseid - kivistisi ehk fossiile. On teada, et settekivimites, eriti merelistes setetes võivad säilida organismide kõvemad osad - sise- või välisskelett, kalade soomused, hambad jne. Need organismide jäänused, matudes settesse, asenduvad tavaliselt sekundaarsete mineraalidega (kaltsiit, aragoniit, räni jne.) ja kivistuvad, kusjuures säilib esialgne väliskuju ja ehitus. Soodsates mattumistingimustes võib säilida ka pehmete orgaaniliste kudede väliskuju valatisena. Seega peegeldavad settekivimites leiduvad kivistised teatud määral vastaval geoloogilisel ajalõigul esinenud fauna ja floora iseloomu ning koosseisu.

Paleontoloogiline meetod tugineb orgaanilise maailma evolutsioonilise arengu seaduspärasusele, mille kohaselt iga-geoloogilisele ajalõigule vastab fauna ja floora teatud arengutase, teatud iseloomulik liikide kompleks. Nii esinevad kõige vanemates settekivimites primitiivse, madala arengutasemega taimede ja loomade kivistised, nooremates setetes lisandub aga üha uusi kõrgema arengutasemega organismide vorme.

Mitte aga kõik kivistised ei ole suhtelise vanuse hindamisel võrdse tähtsusega. Mõned organismid (bakterid, ussid jne.) ei ole miljonite aastate vältel oluliselt muutunud ja nende jäänuseid võib leida väga erineva vanusega kihtides. Teised seevastu on arenenud väga kiiresti, tehes läbi keerulise arengutee. Suhtelises geokronoloogias tuginetakse nendele kivististele, mis iseloomustavad lühikest geoloogilist ajalõiku, s. t. mille levik on kihtides vertikaalselt piiratud.

Tänu paleontoloogilistele uurimistele on selgitatud ühele või teisele geoloogilisele ajalõigule iseloomulikud kivistised, mistõttu nendele tuginedes võime rööbistada ka üksteisest kaugel eemal asetsevaid kihtide profiile.

Käesoleva kursuse raames ei ole võimalik üksikasjalikumalt peatuda orgaanilise maailma arengul, iseloomustades eraldi ühe või teise geoloogilise ajalõigu kivistisi. See on ajaloolise geoloogia ülesanne. Siinkohal tuleks vaid märkida, et vastavalt orgaanilise maailma evolutsioonile on etendanud üks või teine fauna või floora rühm eri aegadel erinevat osa.

Ulatuslikumaid geoloogilisi ajalõike võime iseloomustada organismide suuremate süstemaatiliste üksuste leviku alusel. Nii olid ordoviitsiumis ja siluris ulatuslikult levinud mitmesugused brahhiopoodid, trilobiidid ja graptoliidid. Devonil setetes on iseloomulikeks kivististeks rüükalad. Karboni setted on saanud nimetuse kivise rohkest esinemisest neis tänu puutaoliste eostaimede lopsakale arengule. Kesk-aegkonna settekivimites valitsevad selgrootutest ammoniidid ja belemniidid, selgroogsetest loomadest on aga juuras ja kriidil roomajate õitseage jne.

Kihtide detailsem liigestus viiakse läbi juba kivististe liigilise koosseisu muutuste alusel.

Kivististe alusel on jagatud maakoos esinevad settekivimid teatud ajalõikudele vastavateks ajalis-stratigraafilisteks ühikuteks, mille piirid tähistavad muutusi fauna koosseisus.

Ajalises järjekorras esitatud stratigraafilised ühikud moodustavad stratigraafilise skaala. Vastavate ajaühikute järjestust nimetatakse geokronoloogiliseks skaalaks.

Suurimateks ajalis-stratigraafilisteks ühikuteks on la-dekonnad (geokronoloogias aegkonnad).

Maakoore meile kättesaadavas osas on eraldatud viis la-dekonda:

kainosoiline ehk uusladekond (aegkond),	
mesosoiline ehk keskjadekond	-"-
paleosoiline ehk vanaladekond	-"-
proterosoiline ehk aguladekond	-"-
arhailine ehk ürgladekond	-"-

Ladepkondade (aegkondade) piires on esile tõstetud väiksemate ühikutena ladestud (ajastud). Viimased omakorda jagunevad ladestikeks (ajastikeks), ladejrkudeks (ajajrkudeks), lademeteks (igadeks) ja vdeks (valdeteks).

Ühikud kuni ladejrkudeni (ajajrkudeni) kuuluvad rahvusvahelisse stratigraafilisse (geokronoloogilisse) skaalasse, kuna väiksematel hikutel on regionaalne või kohalik tähendus. Paleontoloogiliselt iseloomustamata kihikomplekside thistamisel kasutatakse sageli ka kihistu ja kihistiku miseteid, millel on kohalik tähendus. Neid kui litostratigraafilisi ühikuid võime kõrvutada ülalesitatud ajalis-stratigraafiliste ühikutega.

Stratigraafiline (geokronoloogiline) skaala on esitatud tabelis 5. Selles on esile tõstetud vaid suuremad stratigraafilised üksused - ladepkonnad, ladestud ja ladestikud.

Olgu märgitud, et kihtide suhtelise vanuse maramisel kasutatakse paleontoloogilist meetodit peaaegu alati koos stratigraafilise meetodiga. See on vajalik eriti seetõttu, et mitte alati ei leidu settekivimites kivistisi. Nii on kivististevaesed või tummad (kivististeta) enamik kontinentaalseteid setteid. Paleontoloogiliselt iseloomustamata setete kuuluvuse ühte või teise stratigraafilisse ühikusse saab lahendada eelkõige lamavate ja lasuvate kivistisi sisaldavate kihtide kaudu. Selle juures on vaja selgitada vastavate setete kujunemisaja paleogeograafilisi tingimusi, mille alusel osutub mõnikord võimalikuks rbistada tummasid setteid naabruses esinevate kivististerikaste kihtidega. Setete kujunemise paleogeograafiliste tingimuste indikaatoritena on kõrvuti setete litoloogilise koosseisuga väga olulised ka kivistised ise. Näiteks sõltub fauna liigiline koosseis meredes mitte ainult basseini sügavusest, vaid ka soolsusest, temperatuu-

T a b e l 5 .  
Stratigraafiline (geokronoloogiline) skaala.

Ladekond (aeg- kond)	Ladestu (ajastu)	Ladestik (ajastik)	Kestus milj. aastat.	Vanus- milj. aastates	
kaino- soikum K <sub>Z</sub>	kvaternaar e. antropogeen Q (Ag)	holotseen ülempleistotseen keskpleistotseen alampleistotseen	Q <sub>4</sub> Q <sub>3</sub> Q <sub>2</sub> Q <sub>1</sub>	1	0-1
	neogeen N	pliotseen miotseen	N <sub>2</sub> N <sub>1</sub>	10 15	1-25
	paleogeen P g	oligotseen eotseen paleotseen	Pg <sub>3</sub> Pg <sub>2</sub> Pg <sub>1</sub>	15 30	25-70
meso- soikum M <sub>Z</sub>	kriit Cr	ülemkriit alamkriit	Cr <sub>2</sub> Cr <sub>1</sub>	30 40	70-140
	juura J	ülemjuura keskjuura alamjuura	J <sub>3</sub> J <sub>2</sub> J <sub>1</sub>	45	140-185
	trias T	ülemtrias kesktrias alamtrias	T <sub>3</sub> T <sub>2</sub> T <sub>1</sub>	40	185-225
paleo- soikum P <sub>Z</sub>	perm P	üleperm alamperm	P <sub>2</sub> P <sub>1</sub>	45	225-270
	karbon C	ülemkarbon keskkarbon alamkarbon	C <sub>3</sub> C <sub>2</sub> C <sub>1</sub>	50	270-320
	devon D	ülemdevon keskdevon alamdevon	D <sub>3</sub> D <sub>2</sub> D <sub>1</sub>	80	320-400
	silur S	ülemsilur alameilur	S <sub>2</sub> S <sub>1</sub>	20	400-420
	ordoviitsium O	ülemordoviitsium keskordoviitsium alamordoviitsium	O <sub>3</sub> O <sub>2</sub> O <sub>1</sub>	60	420-480
	kambrium Cm	ülemkambrium keskkambrium alamkambrium	Cm <sub>3</sub> Cm <sub>2</sub> Cm <sub>1</sub>	90	480-570
protero- soikum Pt	kohaliku tähtsusega alajaotused		1330	570-1900	
arhaikum A	kohaliku tähtsusega alajaotused		1600	1900-3500	

rist, merepõhja iseloomust jm.

Koos settekivimite vanuse kindlakstegemisega on paljudel juhtudel võimalik määrata ka settekivimitega seotud magmaliste või metamorfsete kivimite tekkeaja. Näiteks efusivsete kivimite tekkeaja määrab lamavate ja lasuvate settekivimite kihtide vanus. Intrusiivsete kivimite vanuse määramisel peetakse silmas, millistesse kihtidesse on nad intrudeerunud ja millise vanusega settekivimid lasuvad intrusiivsete kivimite kulutatud pinnal. Sellisel juhul on intrusiiv vanem lasuvatest kihtidest, kuid hilisem settekivimitest, millesse ta on tunginud. On selge, et seda seaduspära ei saa rakendada kihiliste intrusiivide vanuse määramisel, sest kihilised intrusiivid võivad lokaliseeruda mitmesugustes varasemates settekivimites.

## 2. Absoluutse geokronoloogia meetodid.

Geoloogiliste objektide ja protsesside vanust tavalistes ajaühikutes on püütud määrata mitmesuguste erinevate meetoditega. Vastavalt aluseks võetud printsiibile, samuti ka tulemuste usaldusväärsusele, võime vaadelda absoluutse geokronoloogia meetodeid kahes rühmas:

1. Meetodid, mis tuginevad teatud geoloogiliste protsesside (erosiooni, denudatsioon, setete kuhjumise jne.) resultaatidele, arvestades nende protsesside intensiivsust kaasaajal.

2. Radioaktiivsete elementide või isotoopide lagunemisele tuginevad meetodid.

Esimeses rühmas märgitud meetodid leidsid rakendamist peaaesjalikult enne elementide radioaktiivsuse avastamist. Nii püüti määrata maakoos esinevate settekivimite maksimaalne vanus ühe aasta vältel merepõhja kuhjuva settekihikese paksuse ja kõigi ajastute settekivimite kogupaksuse alusel. Arvutati välja, et igal aastal kantakse jõgede poolt merre 16 km<sup>3</sup> tahket settematerjali, mis jaotatuna ühtlaselt merepõhjale

moodustab 0,11 mm paksuse kihikese. Kui settekiivimite summaarseks paksuseks lugeda 150 km, saame nende maksimaalseks vanuseks 1,5 miljardit aastat. Tuleb aga märkida, et eri autorid, lähtudes selle meetodi puhul erinevatest lähteandmetest, on jõudnud siin erinevatele tulemustele.

Analoogiliselt kirjeldatuga on püütud määrata ka mõnede jõgede vanust deltasete paksuse ja nende kuhjumise kiiruse järgi. Nii on Niiluse geoloogiliseks vanuseks saadud eri autorite poolt 4-12 tuhat aastat. Niagaara jõe vanuse määramisel lähtuti joaastangu taganemise kiirusest. Arvestades kanjoni kogupikkust ning joaastangu nihkumist 31 m võrra ülemjooksu suunas sajandi kohta, saadi Niagaara absoluutseks vanuseks 36 tuhat aastat.

Hüdrofääri absoluutse vanuse määramisel on arvestatud merede kaasaegset soolsust (35%) ja soolade aastast juurdekannet jõgede poolt. Selle põhjal on saadud tulemuseks 0,3 kuni 1,5 miljardit aastat.

Kõikide esitatud meetodite puhul loetakse geoloogiliste protsesside intensiivsust konstantseks suuruseks ja ekstrapoleeritakse protsesside kaasaegne tempo kogu geoloogilisele minevikule. Seetõttu on ka saadavad tulemused väheusaldatavad ja sageli üksteisele vasturääkivad.

Kõige tõsisemat tähelepanu väärrib selles rühmas käsitletavatest meetoditest viirsavide meetod. Viirsavid on korrapäraselt vahelduvatest õhukestest savi ja peene liiva- või alevriidikihikestest koosnevad setted, mis on kuhjunud mandrijää serva ees tekkinud seisuveekogudes - jääpaisjärvedes. Iga kihipaarike ehk varv (savi ja peen liiv) vastab selles ühele aastale, kusjuures savi on settinud talvel, liiv aga suvel. Seega võimaldab varvide arv viirsavides määrata jääpaisjärve eksisteerimise aega antud kohas. Eri piirkondades esinevate viirsavide profiilide võrdlemise ja rööbistamise teel on läinud korda välja töötada pleistotseeni ja holo-tseeni absoluutne geokronoloogia, mis on leidnud kinnitust radioaktiivsete isotoopide määramisele tuginevate meetoditega.

Absoluutse ajaarvestuse meetodid, mis baseeruvad radioaktiivsete elementide lagunemisele, annavad võrreldes eel-

mistega palju usaldusväärsemaid andmeid. Radioaktiivsete elementide ja isotoopide lagunemine toimub rangelt korrapäraselt, sõltumata ümbritsevatest tingimustest. Ka on paljude radioaktiivsete elementide lagunemine niivõrd aeglane, et neid saab edukalt kasutada ka kaugete geoloogiliste sündmuste dateerimisel. Nii on radioaktiivse lagunemise poolperioodiks uraanil 700 miljonit aastat, tooriumil 14 miljonit aastat jne.

Radioaktiivsete elementide või isotoopide lagunemisel tekivad uued elemendid. Näiteks laguneb uraan aatomkaaluga 238 seatinaks aatomkaaluga 206, kusjuures eraldub heelium. Tooriumi ( $\text{Th}^{232}$ ) lagunemisel saame seatina, mille aatomkaal on 208. Märgitud seatina isotoobid on samasuguste omadustega kui tavaline seatina, kuid on eraldatavad viimasest erineva aatomkaalu tõttu (tavalise seatina aatomkaal on 207,2).

Juhul, kui kivimites esineb uraani või tooriumi kas või vähesel hulgal, on võimalik määrata, kuipalju on säilinud veel lagunemata radioaktiivset elementi ning selle alusel arvutada kivimi vanust. Kuivõrd mineraalides algab radioaktiivsete elementide lagunemine kohe pärast mineraali väljatangemist lahusest või väljakristalliseerumist magmast, on teoreetiliselt võimalik määrata vastavate mineraalide ja kivimite vanust väga suure täpsusega. Praktiliselt aga piirab siin suurt täpsust tavaliselt väga väike radioaktiivsete elementide hulk.

Peale märgitute on viimastel aastatel geokronoloogias laialdaselt hakatud kasutama teisigi radioaktiivseid isotoope. Nii tugineb kaalium-argooni meetod, mis on välja töötatud nõukogude autori E. Gerlingu poolt, kaaliumi radioaktiivse isotoobi  $\text{K}^{40}$  lagunemisele, kusjuures moodustuvad sama aatomkaaluga argoon -  $\text{Ar}^{40}$  (umbes 12% aatomitest) ja kaltsium -  $\text{Ca}^{40}$  (88% aatomitest). See meetod on rakendatav mitmesuguse geneesiga K-sisaldavate mineraalide (sülviin, pävakivi, nefeliin jt.) vanuse määramisel.

Strontsiumimeetodi aluseks on rubiidiumi  $\text{Rb}^{87}$  üleminek strontsiumiks  $\text{Sr}^{87}$ . Selle meetodi kasutamise võimalusi pii-

rab aga rubiidiumisisaldavate mineraalide vähene esinemine.

Kõige nooremate geoloogiliste settekivimite ja moodustiste vanuse määramisel on edukalt rakendatud radiokarbooni (radioaktiivse süsiniku) meetodit. Radioaktiivse süsiniku  $C^{14}$  lagunemise poolperiood on 5570 aastat. Atmosfääris on radioaktiivse süsiniku hulk enam-vähem püsiv, kuna lagunemine on tasakaalus uute radioaktiivse süsiniku aatomite tekkega lämmastiku arvel kosmiliste kiirte mõjul. Taimsetes ja loomsetes organismides on pideva ainevahetuse tulemusel radioaktiivse ja tavalise süsiniku vahekord samasugune kui atmosfääris. Pärast organismide surma ja mattumist setetes algab kohe süsiniku radioaktiivse isotoobi hulga vähenemine ja üleminek uuesti lämmastikuks  $N^{14}$ . Seega on kivimite vanuse määramisel vaja kindlaks teha radioaktiivse süsiniku sisaldus (resp. sisalduse vähenemine) orgaanilistes (süsinikurikastes) kivimites.

Radioaktiivse süsiniku meetodit kasutatakse suure edu- ga arheoloogias ja kvaternaarse, eriti aga holotseense setete vanuse määramisel. Selle meetodi tundlikkus ulatub kaasajal kuni 50 000 - 60 000 aastani, kuna vanemates kivimites  $C^{14}$  hulk on määramiseks juba liiga väike.

Radioaktiivse süsiniku meetod on võetud kasutusele ka ENSV TA Zooloogia ja Botaanika Instituudis, kus on saadud sellega juba häid tulemusi.

Mitmesuguste radioaktiivsete elementide ja isotoopide lagunemisele tuginevate absoluutse geokronoloogia meetodite kasutamisel on läinud korda täpsustada geokronoloogilist skaalat absoluutsete ajahikutega, s. o. määrata ühe või teise aegkonna ja ajastu kestus miljonites aastates. Nii arvestatakse arhaikumini alguseks umbes 2 miljardit aastat tagasi. Maakoore vanuseks loetakse 2,5 - 3,5 miljardit aastat. Maa kui planeedi vanuseks on saadud uraani-seatina meetodil eri autorite poolt 3 - 5 miljardit aastat. Tuleb märkida, et viimasele lähedasi andmeid on saadud ka meteoriitide vanuse määramisel.

Aegkondade ja ajastute kestused ja vastavate kivimite

vanused on esitatud stratigraafilisel skaalal (tabel 5).

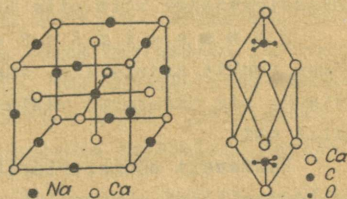
Nagu ülalesitatust selgub, juurduvad stratigraafias üha enam absoluutse geokronoloogia meetodid, mis kergendavad paljude üleskerkinud probleemide lahendamist ja täpsustavad saadud tulemusi. Sellele vaatamata ei suuda absoluutse geokronoloogia meetodid veel asendada kindlalt geoloogiliste uurimiste praktikasse juurdunud paleontoloogilist ja stratigraafilist meetodit. Absoluutse vanuse määramine nõuab spetsiaalseid laboratooriume, proovide ettevalmistamine ja analüüs on seotud suure töömahuga, proovid peavad vastama kindlatele nõuetele jne. Ei ole kahtlust, et lähemas tulevikus geokronoloogia meetodika ja aparatuur lihtsustuvad. See aga avab absoluutsele geokronoloogiale ulatuslikud perspektiivid paljude konkreetsete geoloogiliste probleemide lahendamisel.

## VI. KRISTALLOGRAAFIA JA MINERALOGIA.

### 1. Kristallilised ja amorfseid ained.

Materiaal esineb looduses kas kristallilisel või amorfisel kujul. Kristallideks nimetatakse tavaliselt loodusliku hulktahuka kujuga kehi (kr. krystallos - mäekristall). Kuid silmaga nähtavate korrapärase tahkude esinemine ei ole kristallilisele ainele veel määravaks tunnuseks. Paljud kristallilised ained esinevad korrapärase kogumikena, kus mõnikord isegi mikroskoobi all ei ole võimalik eraldada üksikuid kristalliterakesi. Küsimuse kristallilise ja amorfse aine sisulisest erinevusest lahendas röntgenomeetiline analüüs, mis võeti kasutusse 1912. a. Selgus, et kõikides kristallilistes ainetes on aineosakesed - molekulid, aatomid ja ioonid paigutatud ruumis rangelt korrapäraselt, moodustades nn. kristallvõre. Seevastu amorfsetes ainetes (kr. a - ilma, morphe - kuju) on aineosakeste paigutus korrapärase. Aatomite ja ioonide korrapärase ruumilise paigutuse näitena on joon. 4. kujutatud keedusoola ja kaltsiidi ruumvõred. Tahke aine kristalliline ehitus on amorfsega võrreldes püsivam, sest seaduspäraselt paigutatud aineosakestega struktuuril on kõige väiksem siseenergia.

(Kristallide tekkimisel soojus eraldub, lagunemisel, s.o. sulamisel või lahustumisel, soojus neeldub.) Seetõttu on amorfsetel ainetel (liim, vaigud, klaas jt.) tendents aja jooksul üle minna kristalliliseks.



Joon. 4. Keedusoola ( $\text{NaCl}$ ) ja kaltsiidi ( $\text{CaCO}_3$ ) ruumvõre.

Kristallilised ained on looduses väga laialt levinud. Nii on enamik kivimeid, millest koosneb maakoos, kristallilised. Kristallilise ehitusega on ka metallid, osaliselt isegi puu, organismide koed jne.

Tuginedes kristallilise aine aatomite korrapärase ja kõige tihedama paigutuse printsiibile, töötas akadeemik J. Fjodorov 1890. a. välja õpetuse kristallide sümmeetriast. Ta tõstis esile 230 võimalikku aineosakeste ruumilise paigutuse varianti ehk sümmeetrialiiki, mida on võimalik rühmitada seitsmessé kristallograafilisse süsteemi ehk süngooni-asse.

Kristalli sümmeetrilisus avaldub ta tahkude, servade ja nurkade seaduspärase kordumises, kristalli elementide kattumises üksteisega ta asendi muutmisel. Tähtsamateks sümmeetria elementideks on sümmeetriapind, sümmeetriatelg ja sümmeetriakeskus.

Sümmeetriapind (P) on pind, mis jagab eseme kaheks võrdseks osaks, mis on teineteise suhtes peegelpiltideks.

Sümmeetriateljeks (L) loetakse telge, mille ümber eset pöörates kattuvad üksteisega analoogilised kristalli elemendid (tahud, servad, nurgad). Vastavalt sellele, kas täispöörde vältel toimub selline kattumine 2, 3, 4 või 6 korda, nimetatakse sümmeetriatelge 2-, 3-, 4- või 6-kordseks. (Tähistatakse vastavalt  $L_2$ ,  $L_3$ ,  $L_4$  ja  $L_6$ ). Sümmeetriatelgi võib olla ühel kristallil mitu.

Sümmeetriakeskuseks (C) nimetatakse punkti kristallis, kus lõikuvad ja poolituvad sirg- lõigud, mis ühendavad vastastikku asetsevaid võrdseid kristalli osi.

Vastavalt sümmeetriarikkusele eraldatakse seitset kristallograafilist süngooni - kuubilist, heksagonaalset, tetragonaalset, trigonaalset, rombist, monokliinset ja trikliinset.

Kuubilise süngoonia kõige sümmeetriarikkamatel kristallidel (kuup) on kolm 4-kordset sümmeetriatelge ( $3L_4$ ), neli

3-kordset sümmeetriatelge ( $4L_3$ ), kuus 2-kordset sümmeetriatelge ( $6L_2$ ), üheksa sümmeetriapinda (9P) ja sümmeetriakeskus. Minimaalne sümmeetriaelementide hulk on kuubilises süngoonias  $2L_3$  või  $2L_4$ .

Heksagonaalses süngoonias ulatub sümmeetriaelementide hulk  $L_6$ ,  $6L_2$ , 7P, C; minimaalne on aga  $L_6$ .

Tetragonaalses süngoonias esinevad maksimaalselt sümmeetriaelemendid  $L_4$ ,  $4L_2$ , 5P ja C, minimaalselt  $L_4$ .

Trigonaalses süngoonias on maksimaalselt  $L_3$ ,  $3L_2$ , 3P ja C, minimaalselt  $L_3$ .

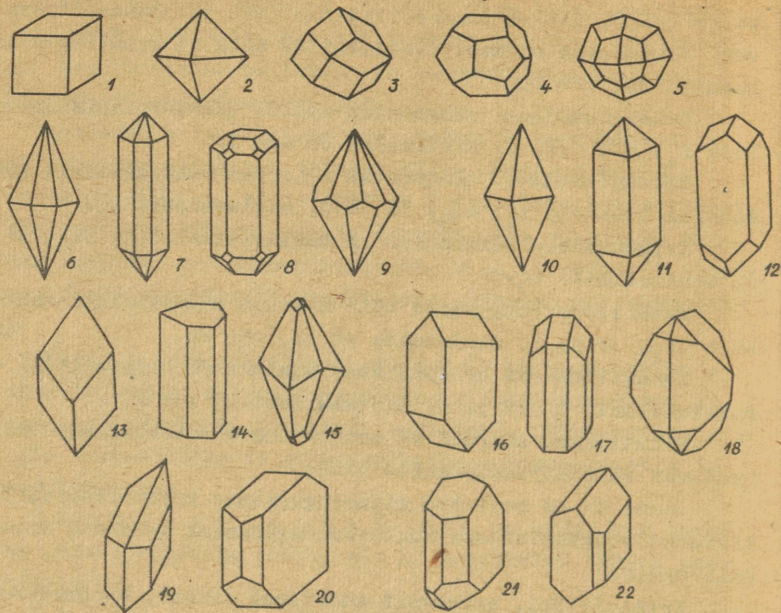
Rombilises süngoonias võib ulatuda sümmeetriaelementide hulk  $3L_2$ , 3P ja C, minimaalne on  $2L_2$  või 2P.

Monokliinsesse süngooniasse kuuluvatel kristallidel on maksimaalselt  $L_2$ , P ja C, minimaalselt  $L_2$  või P.

Trikliinses süngoonias esineb sümmeetriakeskus C või puuduvad sümmeetriaelemendid üldse.

Joon. 5. on esitatud mitmesugustesse kristallograafilistesse süngooniatesse kuuluvad sagedamini esinevad kristallvormid.

Kristallidel, erinevalt amorfsest ainest, on omadused eri suundades erinevad. Näiteks kivisoola kuubikujuline kristall lõheneb löögi mõjul kõige kergemini risti kuubi tahkudele, kipsikristallis levib soojus piki kristalli kiirumini kui risti, läbipaistvas kaltsiidikristallis ehk islandi paos levib valgus eri suundades erineva kiirusega, mistõttu ilmneb seal valguse kaksikmurduimine jne. Aineid, mille füüsikalised omadused on eri suundades erinevad, nimetatakse anisotroopseteks. Neile võime vastandada isotroopset ained. Isotroopseteks aineteks, kus füüsikalised omadused ei sõltu suunast, on kõik amorfseid ained. Optilistelt omadustelt on aga ka kuubilise süngoonia kristallid isotroopset.



Joon. 5. Levinumaid kristallvorme.

1-5 kuubiline süngoonia (1 - kuup e. heksaeeder; 2 - ektaeeder; 3 - rombdodekaeeder; 4 - pentagondodekaeeder; 5 - tetragontrioektaeeder); 6-9 heksagonaalne süngoonia (6 - dipüramiid; 7 - prisma dipüramiidiga; 8 - prisma dipüramiididega ja baasispindadega; 9 - trapetsoeeder); 10-12 tetragonaalne süngoonia (10 - dipüramiidid; 11 ja 12 prisma dipüramiidiga); 13-15 trigonaalne süngoonia (13 - rombeeeder; 14 - ditrigonaalne prisma baasispindadega; 15 - ditrigonaalne skaleneeeder rombeeedritega); 16-18 - rombiline süngoonia; 19-20 - monokliinne süngoonia; 21-22 - trikliinne süngoonia.

## 2. Mineraalid, nende füüsikalised omadused.

Mineraalideks nimetatakse maapinnal või maakoores toimuvate füüsikalise-keemiliste protsesside mõjul tekkinud looduslike keemilisi ühendeid või ehedaid elemente. Enamik mineraale esineb looduses tahkes olekus. Vedelal kujul esinevate mineraalide näiteks võib tuua vee ja nafta, gaasiliste mineraalide näiteks süsihappegaasi, väävelvesiniku jne. Tavaliselt käsitletakse mineraloogiakursuses vaid tahkeid mineraale, mille hulk on ligi 3000. Nendest ainult umbes 50 on mitmesuguste kivimite koostises laialdasema levikuga. Seetõttu nimetatakse neid kivimit moodustavateks mineraalideks.

Mineraalid võivad esineda nii kristallilisel kui ka amorfisel kujul. Kuid ka kristallilise ehitusega mineraalid ei esine alati korrapäraselt väljendunud, silmaga eraldatavate kristallidena; neil ilmneb vaid sisemine kristalliline ehitus.

Mineraalide määramisel peetakse komplekselt silmas rida füüsikalisi omadusi, mis võivad olla tähtsaks diagnostiliseks tunnuseks. Nendest tunnustest vaatleme lühidalt kristallide kuju või mineraali välist vormi, värvust, kriipsu värvust, läiget, lõhenevust, murdepinda, kõvadust, erikaalu ja magnetilisust.

Kristallide kuju on paljudele mineraalidele üheks tähtsamaks väliseks tunnuseks. Nii on kvartsile (mäekristallile) iseloomulikud prismalised kristallid, mille tipud on lõigatud trapetsoeedri ja romboeedri tahkudega, püriidile kuubilised kristallid, magnetiidile oktaeedrid, granaadile romboeedrid jne. Vastavalt kristallide väliskujule räägime isomeetristest (kuup, oktaeeder jt.), prismalistest (kvarts), nõeljatest, tahveljatest (kips), lehelistest (vilgud) jne. kristallidest. Kivimites esinevatel mineraalidel on aga harva võimalik määrata kristallide kuju palja silmaga. Selleks kasutatakse spetsiaalseid optilisi uurimismeetodeid polarisatsioonimikroskoobiga.

Peale kristallide kuju on ka mõnedele mineraalidele, mis esinevad tiheda massina või väga peeneteraliste kristallide kogumikena, omane iseloomulik väline kuju. Nii esineb malahhiit sageli neerukujuliste kobaratena, ehe kuld ja hõbe puuksi meenutavate dendriitidena, kips kiuliste kristallide kogumikuna, aragoniit oolitse agregaadina (hernes- kivi) jne.

On teada juhtumid, kus teatud kristallvormiga mineraal asendub teise mineraaliga ja sealjuures säilib esimesele mineraalile omane väliskuju. Sellist nähtust nimetatakse pseudomorfoosiks. Nii on tuntud limoniidi pseudomorfoosid püriidi järgi (limoniidil ise kuubilisi kristalle ei ole).

Värvus on mineraalidel sageli muutuv. Üks ja sama mineraal võib olla värvunud väga erinevalt, sõltuvalt mõne kõrvalise elemendi vähesest lisandist. Selliseid värvi põhjustavaid lisandelemente nimetatakse kromofoorideks. Viimasteks võivad olla Ti (sinine, punane, tumeroheline), V (punane, kollane), Mn (roosa, tumepunane, must), Cr (punane, erkroheline, violetne, kollane), Fe (punane, kollakaspruun, punelroheline, must), Co (roosa, punane, oliivroheline, sinine, pruun, must, kollakasroheline, kollane) jt. Kromofoorid on mõnedes mineraalides jaotunud ebaühtlaselt, põhjustades kirju värvuse (ahhaat ja jaspis).

Paljudel mineraalidel on aga värvus iseloomulikuks ja heaks diagnostiliseks tunnuseks. Näiteks on väävel alati kollane, malahhiit roheline, oliviin rohekas jne. Püsiva värvusega on ka püriit, galeniit, grafiit, kalkopüriit jt.

Kõrvuti mineraali värvusega peetakse silmas mineraalide määramisel ka kriipsu värvust. Selleks kasutatakse mati pinnaga valget portselanplaadikest, mille pinnale mineraal jätab kriimustamisel värvilise kriipsu. Kriipsu värvus näitab mineraali värvust pulbrina. Kriipsu värvus on võrreldes mineraali värvusega püsivam tunnus. Ta võib olla samasugune kui mineraali värvus (näiteks magnetiit - must, kinaver - punane) või viimasest erineda (näit. must hematitiit annab kirsspunase, kollane püriit musta kriipsu). Mineraalid, mil-

le kõvadus on üle 6, kriipsu ei anna.

Mineraalide värvuse määramisel jälgitakse ka läbipaistvust. Täiesti läbipaistvad (värvitud) võivad olla mäekristall, kaltsiit, kivisool. Poolläbipaistvad ehk läbikumavad on dolomiit, suitsukvarts, fluoriit jt. Maakmineraalid, nagu limoniit, hematiit, magnetiit, püriit, samuti ka grafiit on läbipaistmatud.

Mineraalide läbipaistvusest ning valguse murdumisnäitajast sõltub nende läige. Läbipaistmatutel mineraalidel on tavaliselt metalne läige. Läbipaistvate ning läbikumavate mineraalide läige on võrdeline murdumisnäitaja suurusega. Vastavalt sellele eraldatakse klaasi läiget (mäekristall, fluoriit), teemandi läiget (teemant, sfaleriit) ja poolmetallset läiget (kinaver, hematiit). Sõltuvalt mineraali murdepinna iseloomust võib läige olla veel rasvane (kvartsi ja nefeliini murdepind), vahajas või matt. Peenekiulise ehitusega mineraalidele (seleniit, asbest) on iseloomulik siidjas läige. Väga täiusliku lõhenevusega mineraalide puhul (kips, muskoviit) võib tähele panna pärlmutri läiget.

Lõhenevuseks nimetatakse mineraalide omadust kindlates suundades lõheneda läikiva pinnaga plaadikesteks. Lõhenevus on seotud kristallilise aine korrapärase siseehitusega. Lõhenevuspinnad on tavaliselt paralleelsed kristalli tahkudele. Vastavalt sellele, kui täiuslikult lõhenevus avaldub ühe või teise mineraali juures, räägime väga täiuslikust (vilgud, kips), täiuslikust (kaltsiit, kivisool), selgest ehk keskmisest (päevakivid, küünekid), ebatäiuslikust (väävel, apatiit) ja väga ebatäiuslikust (kvarts, magnetiit) lõhenevusest.

Murdepinnaks loetakse mineraali ebatasast pinda, mis ei lange kokku lõhenevuspinnaga. Enam on levinud karpjas (meenutab järvekarvide sisemist pinda kasvujoontega - kvartsil, kaltsedonil), muldjas (limoniit, hematiit, kaoliniit), teraline (grafiit, magnetiit) ja astmeline (kiudkips, serpentiin, küünekivi) murdepind.

Kõvadus on iseloomulik ja tähtis diagnostiline tunnus.

Seda määratakse mineraalide vastastikuse kriimustamise teel. Kui üks mineraal jätab teisele kriimu, on ta teisest kõvem. Praktikas kasutatakse sageli mineraalide kõvaduse hindamisel teatud etalonmineraale, mille kõvadus on teada.

Mohsi kõvadusskaalas on võetud etaloniks 10 mineraali, kus iga mineraali kõvadus tähistab teatud kõvadusastet:

talk	- 1	ortoklass	- 6
kips	- 2	kvarts	- 7
kaltsiit	- 3	topaas	- 8
fluoriit	- 4	korund	- 9
apatiiit	- 5	teemant	- 10

Uuritava mineraali kõvaduse hindamiseks kriimustatakse tema pinda kõvadusskaalasse kuuluvate mineraalidega või vastupididi. Kui näiteks uuritava mineraali pinda kriimustab apatiit, fluoriit on aga temast pehmem, on selle mineraali kõvadus 4 ja 5 vahel.

Väliolukorras määratakse tihti mineraalide kõvadust mitmesuguste teiste vahendite abil. Nii on teada, et küüne kõvadus on 2 - 2,5, vaskraha kõvadus 3 - 4, klaasi kõvadus 5, noatera kõvadus 6.

Erikaal on mineraalidel püsiva suuruse tõttu oluliseks tunnuseks. Eri mineraalide erikaal kõigub suurtes piirides (0,9 - jääl, 21,0 puhtal plaatinal). Enamikul mineraalidel on erikaal 2 - 3,5 vahemikus. Mineraalide erikaalu täpsem määramine toimub raskete vedelike abil.

Magnetilisus avaldub vaid vähestel mineraalidel (magnetiit, pürrotiin), mille määramisel on aga see tunnus otsustava tähtsusega.

Peale iseloomustatud füüsikaliste omaduste kasutatakse mõnikord mineraalide määramisel veel teisigi omadusi (lahustuvus vees või lahjendatud soolhappes, värvumine mõnede kemikaalide mõjul jm.).

### 3. Mineraalide teke.

Maakoore eri osades ja sügavustes valitsevad erinevad termodünaamilised ja biokeemilised tingimused, mis määravad ka erinevate mineraalide tekke. Mineraalide kujunemisel on otsustava tähtsusega teguriteks temperatuur, rõhk, reageerivate komponentide koostis ja kontsentratsioon, vahel ka elusorganismide tegevus.

Mineraalid ei ole igavesti püsivad ja muutumatud keemilised ühendid. Olles tekkinud kas maapinnal või maakoore teatud sügavuses, püsivad nad vaid niikaua, kuni kestavad tekkimise ajal valitsenud tingimused. Tingimuste muutumisel muutuvad ka mineraalid, minnes üle teisteks, uutes tingimustes püsivateks mineraalideks. Seega on mineraal vaid ajutiseks lüliliks materia arengus, mineraalide pideva tekkeprotsessi üldises süsteemis.

Suurem osa mineraalidest kujuneb maakoores magma välja-kristalliseerumise käigus. On teada, et 30 - 40 km sügavuses valitseb juba nii kõrge temperatuur, et kõik meile tuntud mineraalid ja kivimid peaksid olema seal vedelas olekus. Samal ajal aga valitseb sellises sügavuses ka üle 10 000 atmosfääriline rõhk, mille mõjul aine ei saa olla tüüpilises vedelas olekus, vaid esineb varjatult plastilisena. Sellist liikuvat, mitmesugustest gaasidest ja veeaurust rikastatud sulamit nimetataksegi magmaks. Viimane, tungides kõrgemale maakoore, jahtub, kusjuures sellest kristalliseeruvad välja mitmesugused mineraalid, mida nimetatakse magmatogeenseteks. Vastavalt sellele, kas magma tardus teatud sügavusel maakoores või tungis maapinnale vulkaanilise laava näol, eraldatakse intrusiivseid ja efusiivseid mineraale.

Paljud magmatogeensed mineraalid on maapinna tingimustes ebapüsivad. Puutudes kokku atmosfääri, hüdrosfääri ja biosfääriga, nad lagunevad ja asenduvad uute mineraalidega. Näiteks päevakivide lagunemisel tekib kaoliin, sulfiidsete mineraalide asemele astuvad sulfaatsed või karbonaatsed ühendid, rauahapendid lähevad üle rauahüdroksüüdideks jne. Ai-

nult keemiliselt ja mehhaaniliselt kõige püsivamad mineraalid (näiteks kvarts) võivad eksogeensete protsesside käigus säilida, kusjuures nende purustatud terakesed sorteeritakse vooluvete poolt tera jämeduse järgi. Nii tekivad purdsetted, nagu kruus ja liiv.

Mitmed mineraalid tekivad maapinna tingimustes lihtsate settimis- või keemiliste protsesside käigus. Näiteks kuivas kliimas sadestuvad välja laguunide või järvede vetest mitmesugused kergesti lahustuvad soolad, nagu haliit, sülviiin, mirabiliit, kips jt. Lahustunud ainete vaheliste reaktsioonide tulemusel võivad veekogudest välja sadestuda ka mõned raskesti lahustuvad mineraalid, nagu seda on barüüt. Selliseid settimisprotsessi käigus tekkivaid mineraale nimetatakse settelisteks.

Nagu juba varem märgitud, etendavad kivimite ja mineraalide murenemisel, samuti ka rea uute mineraalide kujunemisel olulist osa elusorganismid, peamiselt bakterid. Väga tähtis on näiteks organismide osa fosforiitide, eheda vääveli, setteliste raua- ja mangaanimaakide tekkimisel. Suur osa lubjast sadestub veekogude põhja organismide lubiskelettide näol. Enamik opaalist on tekkinud meredes elunevate mikrokoopiliste diatoomvetikate arvel. Seega võib esile tõsta eraldi mineraalide rühmana ka biokeemilise või orgaanilise päritoluga mineraale.

Nii porsumis-, settimis- kui ka biokeemiliste protsesside käigus tekkinud mineraale võime vaadelda koos eksogeense rühma mineraalidena. Need on püsivad vaid maapinnalähedastes tingimustes. Sattunud maapinna vajumisel ja uute settekihtide ladestumisel suurematesse sügavustesse kõrge temperatuuri ja suure rõhu tingimustesse, toimub neis aineosakeste ümberpaigutumine ja nende arvel tekivad uued, metamorfised mineraalid. Metamorfsete ning magmatogeensete mineraalide kujunemisel on määrava tähtsusega maasiseste jõudude toime, mistõttu neid käsitletakse koos endogeensete mineraalide rühmas.

#### 4. Olulisemad kivimit moodustavad mineraalid.

Mineraalide klassifikatsiooni aluseks võib võtta kas nende tekke, keemilise koostise või kristallilise siseehituse tüübi. Kaasaegsetes klassifikatsioonides tuginetakse eelkõige keemilisele koosseisule, kusjuures detailsem jaotus on viidud läbi siseehituse alusel. Tuleb aga märkida, et keemilistes klassifikatsioonides võivad kuuluda samasse rühma väga erineva tekkega mineraalid.

Tänapäeval enam levinud A. Betehtini keemilises klassifikatsioonis jagatakse mitteorgaanilised mineraalid kuude suurde rühma: 1) ehedad elemendid, 2) karbiidid, 2) fosfiidid ja nitriidid, 3) sulfiidid ja sulfosoolad, 4) halogeniidid, 5) hapendid ja 6) hapnikulised soolad. Viimati nimetatud rühmas eraldatakse omaette klassidena karbonaadid, sulfaadid, fosfaadid, silikaadid jm.

Alljärgnevalt iseloomustame lühidalt vaid olulisemaid kivimit moodustavaid või suure rahvamajandusliku tähtsusega mineraale. Süsteemi lihtsustamise huvides eraldame need keemilise koosseisu alusel 9 rühma. Kirjeldustes on kasutatud järgmisi lühendeid: Süng. - süngoonia, K - kõvadus, E - erikaal.

#### Ehedad elemendid.

Kuld - Au. Esineb korrapärase terakeste, lehekeste või dendriitidena, harva suurte, kuni mitme kg raskusega ehestükkidena. K - 2,5 - 3; E - 19,0. Värvus kuld-kollane, läige metalliline, kriipsu värvus kollane. Väga püsiv; lahustub vaid kuningvees ja KCN-is. Esineb kvartsi-soontes ja murendetetes.

Plaatina - Pt. Harva keemiliselt puhas. Segatud raua, vase, nikli, pallaadiumi, iriidiumi jt. elementidega. Esineb terakeste, soomuste, harva kuubiliste kristallikestena. K - 4 - 4,5; E - 19. Värvus hõbevalge kuni terashall; läige metalliline. Keemiliselt püsiv. Leidub ultraaluselistes

kivimites ja nende murendsetetes.

Grafiit - C. Esineb enamasti amorfsel kujul. K - 1; E - 2,1-2,3. Tumehall kuni must. Läge metallitaoline või tuhm. Kriips hallikasmust, läikiv. Määrib käsi. Hea elekt-rijuhtivusega. Leidub metamorfsetes kivimites.

Teemant - C. Kuubilise süngoonia kristallid, enamasti läbipaistvad, teemandi läikega. Suuri kristalle väga harva. Kristallide suuruse mõõtühikuks on karaat (ligikaudu 0,2 g). K - 10; E - 3,52. Mustad peeneteralised teemandi erimid on tuntud karbonaado nime all. Neid kasutatakse laialdaselt tehnikas teemantpuurimisel, abrasiivmaterjalina, klaasilõi-kamisel jne. Lihvitud läbipaistvad teemandid on tuntud bril-jantidena. Leiud seotud ultraaluseliste kivimite ja nende murendsetetega.

Väävel - S. Rombilise ja monokliinse süngoonia kris-tallid või amorfsed kogumikud. K - 1-2; E - 2,1. Värvus ise-loomulik kollane, läige kristalli tahkudel teemandiline, murdepinnal rasvane. Kriips valge. Süttib kergesti. Põlemi-sel eraldub SO<sub>2</sub>. Tekib kipsi ja teiste väävliühendite lagu-nemisel, samuti vulkaanide kraatrites.

#### Oksüüdid.

Kvarts - SiO<sub>2</sub>. Üks levinumatest mineraalidest maakoo-res. Süng. trigonaalne. Esineb nii kristallilisel kui ka peitkristallilisel kujul. Kristallid on pikad kuuetahuli-sed prismad, mille pindadel võib täheldada ristiviirutust. Prisma otstel romboeedri tahud, mis sarnanevad kuuetahuli-sele püramiidile. K - 7; murenemisel tavaliselt säilib väi-keste terakestena. Keemiliselt väga püsiv. Lahustub vaid HF-s. E - 2,65. Lõhenevus väga ebatäiuslik. Läge kristalli pindadel klaasjas, murdepindadel rasvane. Murdepind karpjas. Värvus võib olla mitmesugune. Läbipaistvad värvitud kvart-sikristallid on tuntud mäekristallina, violetjad ametüstina, hallid või pruunid suitsukvartsina, mustad - moorionina, kollased tsitriinina, valged piimjad - piimkvartsina.

Kvarts on happeliste magmaliste kivimite oluliseks koostismineraaliks. Esineb samuti soonte näol. Laialt levinud ka settekivimites (liivad, liivakivid) ja metamorfsetes kivimites (gneisid, kildad).

Peitkristallist kvartsi nimetatakse tavaliselt kaltседонiks, mis võib olla värvunud väga mitmesuguselt - hallikalt, sinakalt, kollakalt, pruunikalt, punaselt, rohekalt jne. Vastavalt värvusele on antud ka nendele eri nimetused (serdoolik - punane, plasma - roheline, karneool - lihapruun jne.). Vöölise ehitusega kaltседонid on tuntud ahhaatidena. Neis vaheldub erivärviline kaltседон õhukeste paralleelsete kihikestena. Värvirikkuselt ja vööliselt ehituselt on ahhaatidele sarnased jaspised, milles aga vahelduvad peenekristallilise kvartsi ja kaltседoni vöökeseid koos pigmenteerivate raudhapenditega. Kaltседон, milles esineb savi ja liiva lisandit, on tuntud üldiselt ränina.

Opaal -  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Amorfne. Sisaldab vett kuni 9%. Moodustab tihedaid nõruvorme kuumaveeallikates või geisrites, sisaldub diatomiidis, ränistunud puus, tsemendina settekivimites jne.  $K = 5,5-6,5$ ;  $E = 2,1-2,5$ . Värvitu või lisandite tõttu (Fe, Mn, Cu) mitmesuguse värvusega. Läbikumav kuni läbipaistmatu. Läge klaasjas või rasvane. Murdepind karpjas.

Magnetiit -  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Süng. kuubiline. Esineb oktaeedritena või tiheda massina. Värvus raudmust, kriipsu värvus must; läige metalliline.  $K = 5,5-6$ ;  $E = 5,0-5,2$ . Lõhenevus väga ebatäiuslik. Murdepind kristallidel karpjas, tihedal agregaadil teraline. Tugeva magnetilise omadusega. Väärtuslik rauamaak, sisaldab Fe 72,4%.

Hematiit -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Süng. trigonaalne. Moodustab tahveljaid või soomusjaid kristalle, sageli aga ka tihedaid muldjaid või oolitseid masse, mis mõnikord neerja väliskujuga. Värvus punakaspruun kuni raudmust, kriipsu värvus kirsspunane. Läge metalliline, lõhenevus väga ebatäiuslik.  $K = 5,5$ ;  $E = 4,9-5,3$ . Mittemagnetiline. Tähtis rauamaak. Sisaldab Fe 70,0%.

Limoniit -  $\text{HFe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Esineb tavaliselt tiheda või muldse massina. Sisaldab alati lisanditena savi, liiva, Mn, P ja V. Värvus roostepruun kuni tumepruun, kriipsu värvus kollakaspruun. K - 5-5,5; E - 3,6-4. Tekib mitmesuguste raua-mineraalide lagunemisel, samuti setib merede või mageveeko-gude põhjas (soo- ja järveraud) rauabakterite mõjul.

Korund -  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Süng. trigonaalne. Kristallid pürami-daalsed, semmasjad või plaatjad. Värvus sinakas- või kollaka-hall, läige klaasjas. Lähipaistvaid kristalle kasutatakse väärismetallidena: sinised - safiirid ja punased - rubii-nid. K - 9; E - 3,9-4,1. Esineb peamiselt metamorfses ki-vimites. Peenekristallilist korundi massi nimetatakse smirg-likes.

Boksiit -  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Amorfne. Esineb tihedate või oolliitsete massidena. Värvus enamasti pruun või punane. K - 1-3; E - 2,3-3,5. On peamiseks alumiiniumimaagiks.

#### Sulfiidid.

Galeniiit -  $\text{PbS}$ . Esineb kuubiliste kristallidena või ti-heda teralise massina. K - 2,5; E - 7,4-7,6. Värvus seatina-hall, metallilise läikega. Lõhenevus täiuslik kuubi tahkude järgi. Lahustub kergesti  $\text{HNO}_3$ -s. On peamiseks seatinamaagiks. Esineb sageli koos sfaleriidiga mitmesugustes soontes.

Eesti NSV-s leidub galeniiti ja sfaleriiti alamsiluri dolomiitides Viljandi rajoonis Vöhma ümbruses, kus polüme-talne maagistumine on seotud tektooniliste lõhedega. Samuti on leitud polümetalseid maagisooni põlevkivis Viivikonna lähedal. Seni avastatud maagisooned on piiratud leviku ja väi-kese paksusega.

Sfaleriit -  $\text{ZnS}$ . Esineb tetraeedriliste kristallidena või tihedate peitkristalsete agregaatidena. K - 3,5-4; E - 3,9-4,1. Värvus valdavalt pruun kuni must. Lõhenevus täius-lik rombdoodekaeedri pinna järgi. Lahustub kontsentreeritud  $\text{HNO}_3$ -s.

Püriit -  $\text{FeS}_2$ . Sageli hästi väljakujunenud kuubilise kujuga kristallidena, mille tahkudel viirutus (kõlgnvatel tahkudel viirutus omavahel risti). K - 6-6,5; E - 4,9-5,2. Värvus õlgkollane, kriipsu värvus pruunikasmust, läige metalliline. Lõhenevus väga ebatäiuslik. Esineb terakestena või peeneteralise massina mitmesugustes kivimites. Sageli moodustab ka konkretsioone. Püriidiga on väliselt sarnane samasuguse keemilise koosseisuga, kuid rombilises süngoonias kristalliseeruv markasiit, mis esineb enamasti konkretsioonidena settekivimites.

Püriiti ja markasiiti leidub meie aluspõhja kivimites õige sageli, kuid hajutatult väikeste terakestena. Silmapaistvas kontsentratsioonis esineb püriiti alamordoviitsiumis pakerordi lademes (diktioneemakildas), kus püriidikihi paksus ulatub kohati kuni 30 cm. Püriiti leidub ka koos põlmetallidega hüdrotermaalsetes soontes.

#### Sulfaadid.

Kips -  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Süng. monokliinne. Kristallid tahveljad või prismalised, väga täiusliku lõhenevusega. Samuti esineb tiheda marmorja massina või kiulise agregaadina (kiudkips). Värvus valge, hall või punakas. Läige klaasjas. Esineb ka läbipaistvaid värvituid kristalle. K - 2; E - 2,3.

Kipsi on leitud meie aluspõhjas koos anhüdriidiga väikese paksusega (kuni 40 cm) vahekihkestena keskdevonilise narva lademe dolomiitides ja merglites (puuraugus Kagu-Eestis). Tööstuslikul hulgal esineb kipsi Irboska ümbruses.

Anhüdriid -  $\text{CaSO}_4$ . Süng. rombiline. Kristallid haruldased ja väikesed. Esineb enamasti peeneteralise massina. K - 3-3,5; E - 2,8-3,0. Värvus valge, hall, helesinine või roosa. Läige klaasjas, murdepind teraline. On koos kipsiga keemilisel sadestumisel tekkinud mineraal.

Barüüt -  $\text{BaSO}_4$ . Süng. rombiline. Esineb täiusliku lõhenevusega tahveljate kristallidena või tiheda jämedateralises massina. K - 3,0-3,5; E - 4,3-4,6. Värvus hall, valge,

sinakas või roosakas. Esineb settekivimites.

Mirabiliit (glaubersool) -  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . Süng. monokliinne. Tavaliselt esineb teralise massina, harvem prismaliste või tahveljate, täiusliku lõhenevusega kristallidena. Värvus valge. Kibesoolase maitsega. K - 1,5-2; E - 1,5. Tekib soolajärvedes vee aurustumisel.

#### Fosfaadid.

Apatiit -  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F,Cl}$ . Süng. heksagonaalne. Kristallid nõeljad või sammasjad heksagonaalsed prismad. Sageli esineb ka teralise suhkurja massina. Värvus roheline, kollane, valge, pruun, violetjas. Läge klaasjas, murdepinnal rasvane; murdepind karpjas, lõhenevus ebatäiuslik. K - 5; E - 3,2. Esineb vähesel hulgal kõikides magmalistes kivimites. Leelistes kivimites moodustab maagilasundeid.

Fosforiit. Keemiliselt koosseisult lähedane apatiidile. Amorfne. Värvuselt kollakas, hall, pruun kuni must, kriipsu värvus hall. E - 3,2. Murdepind teraline. Esineb tihedate või muldjate konkretsioonidena settekivimites.

#### Karbonaadid.

Kaltsiit -  $\text{CaCO}_3$ . Süng. trigonaalne, kristallid romboeedrite või skalenoeedritena. Sageli esineb ka teralise agregaadina. Värvus valge, kollakas, roosakas või hall. Lääbipaistvaid värvituid kaltsiite nimetatakse islandi paoks. K - 3; E - 2,7. Lõhenevus väga täiuslik romboeedri pindade järgi. Lahustub tormiliselt ("keeb") 10%-lises soolhappes, kusjuures eraldub  $\text{CO}_2$ . On levinumaid mineraale. Ta tekib nii vesilahustest väljasadestumise teel kui ka biokeemiliselt.

Meie aluspõhja kivimites on kaltsiit üheks levinumaks mineraaliks. Suuremate kristallide näol leidub lõhetäidetes. Kaltsiidi kristalle võib leida peaaegu kõikides päemurdudes ja lubjakivide paljandites. Suuremateks kaltsiidi kristallide leiukohtadeks on olnud Jaagarahu päemurd Saaremaal,

Lasnamäe paemurd jt.

Kaltsiidiga samasuguse keemilise koosseisuga on ka aragoniit, mis kristalliseerub rombilises süngoonias. Viimane esineb kas nõeljate kristallidena, ooliitidena (herneskivi) või tiheda massina. K - 3,5-4; E - 2,94.

Dolomiit -  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Esineb enamasti tiheda massina, harvem romboedriliste kristallide näol. Värvus valge, kollakas või hall. Lõhenevus samuti väga täiuslik. K - 3,5-4; E - 2,8-2,9. Erinevalt kaltsiidist ei lahustu külmas lahjendatud soolhappes. Esineb peamiselt settekivimites.

Sideriit -  $\text{FeCO}_3$ . Kristallid sarnanevad kaltsiidi ja dolomiidi kristallidele. Esineb ka marmorja massi või kerajate konkretsioonide näol. Värvus pruun, läige klaasjas, lõhenevus täiuslik. K - 3,5-4,5; E - 3,7-3,9. Lahustub hapetes energiliselt ("keeb"). Soolhappetilgake tekitab sideriidi pinnal kollaka laigu, kuna tekib kloorraud. Esineb settekivimites.

Malahhiit -  $\text{CuCO}_3/\text{OH}/2$ . Esineb enamasti tihedate neerukujuliste masside ja nõruvormidena. Värvus roheline, kriipsu värvus heleroheline. K - 3,5-4; E - 3,7-4,1. Hapetes "keeb" energiliselt.

#### Halogeniidid.

Haliit e. kiviisool -  $\text{NaCl}$ . Esineb kuubiliste kristallidena ning teralise või tiheda massina settekivimites. K - 2,5; E - 2,1-2,2. Värvitu või lisandite tõttu hall, kollane, pruun jne. Läige klaasjas, porsunud pinnal rasvane. Lõhenevus väga täiuslik kuubi järgi. Soolane maitse. Kergesti lahustuv. Sadestub välja soolajärvedes.

Sülviin -  $\text{KCl}$ . Süng. kuubiline. Enamasti esineb teralistele või tihedate massidena. K - 2; E - 1,9-2,0. Värvitu, piimvalge või lisandite tõttu kollakas, pruunikas. Maitse kibesoolane, lahustub kergesti. Sageli sisaldab Na, millisel juhul nimetatakse teda sülvinidiks -  $\text{NaCl.KCl}$ . Leidub soolajärvedes, settekivimites.

Karnalliit -  $MgCl_2/KCl \cdot 6H_2O$ . Süng. rombiline. K - 2,5; E - 1,6. Kristallid haruldased, tavaliselt esineb teraliste massidena, mis värvunud peendisperseete hematiidiosakeste tõttu roosakas-punakas-pruunikaskirjuks. Läge värskel pinnal klaasjas, õhu käes suure hügrokoopsuse tõttu muutub kiiresti tuhniks ja rasvaseks. Maitse põletavalt kibesoolane. Vees lahustumisel eralduvad raginal gaasimullikesed. Sadestub soolajärvedes välja viimasena, mistõttu esineb soolalademete ülemises osas. Tuntumaks leiukohaks Solikamsk, kus leidub koos sülviniiga.

Fluoriit -  $CaF_2$ . Süng. kuubiline. Kristallid tavaliselt kuubikujulised, harvem oktaeedrid. Esineb vahest ka tihedate teraliste või muldjate massidena. K - 4; E - 3,0-3,2. Värvus varieeruv. Võib olla violetikas, kollane, helesinine, roosa, roheline või värvitu. Läge klaasjas. Kriips valge. Lõhenevus täiuslik neljas suunas. Esineb peamiselt mitmesugustes soontes, olles kuumade vesilahuste sadestusproduktiks.

#### Silikaadid.

Silikaadid on maakoos kõige laialdasemalt levinud mineraalide rühm. Nad moodustavad maakoore kogu massist enam kui 70%. Sida kuuluvad sellised olulised kivimid moodustavad mineraalid, nagu päevakivid, pürokseenid, amfiboolid, oliviin, vilgud jt.

Nagu on näidanud röntgenomeetrilised uurimised, on kõikide silikaatide põhiliseks struktuuriühikuks räni-hapniku tetraeeder  $/SiO_4/^{4-}$ , kus iga räni ioon on ümbritsetud tetraeedriliselt paigutatud neljast hapnikuioonist. Märgitud tetraeedrid paigutuvad silikaatide struktuurvõrekes kas isoleeritud struktuuriühikutena või liituvad üksteisega tetraeedri tippudega. Vastavalt nende paigutustele jagatakse silikaatsed mineraalid saarstruktuuriga, rõngasstruktuuriga, ahelstruktuuriga, lintstruktuuriga, kihtstruktuuriga ja karkassstruktuuriga silikaatideks.

a) Saarstruktuuriga silikaadid.

Oliviin -  $\text{Mg, Fe}_2\text{SiO}_4$ . Süng. rombiline. Enamasti esineb väikeste oliivroheliste või rohekaspruunide terakes-tena. Läbipaistev või läbikumav. Murdepind ebatasane või karpjas, läige klaasjas. K - 6,5-7; E - 3,3-3,4. Lõhenevus ebatäiuslik. Soolhappes ei lahustu, küll aga pulbri kujul kontsentreeritud väävelhappes, kusjuures tekib sültjas  $\text{SiO}_2$ . On kivimit moodustavaks mineraaliks ultraaluselistes ja alu-selistes kivimites. Porsumisel muutub serpentiiniks -  $\text{Mg}_6/\text{Si}_4\text{O}_{10}/\text{OH}/8$ , mis on juba kihtstruktuuriga silikaat. Serpentiin esineb vaid tiheda pudelroheline kuni rohekas-musta, klaasja või rasvase läikega massina. K - 2,5-3,5; E - 2,5-2,7. Ta lahustub nii sool- kui ka väävelhappes. Kiu-lise ehitusega serpentiini nimetatakse asbestiks.

Granaatide rühma kuulub terve rida erineva keemilise koosseisuga silikaate, mida iseloomustab tavaliselt korra-päraselt väljendunud kuubilise süngoonia kristallkuju (romb-dodekaeedrid, ikositetraeedrid jne.). K - 6,5-7,5; E - 3,5-4,2. Värvus võib olla väga varieeruv (puuduvad vaid sinised granaadid), läige klaasjas või rasvane, lõhenevus tavaliselt ebatäiuslik. Levinumateks granaatideks on püroop, almandiin ja spessartiin. Esinevad nii magmalistes kui ka metamorfsee-tes kivimites. Suure vastupidavuse tõttu leidub ka murend-setetes.

b) Rõngasstruktuuriga silikaadid.

Berüll -  $\text{Be}_3\text{Al}_2/\text{SiO}_3/6$ . Süng. heksagonaalne. Kristal-lid kuuetaahelised prismad. Värvuselt smaragdroheline, sini-ne, harva roosa. K - 7,5-8; E - 2,6-2,8. Läbipaistvaid si-nakasrohelisi tuntakse akvamariinina, erkrohelisi smaragdi-na. Viimaseid kasutatakse väärismineeraalidena. Berüll esi-neb pegmatiidides.

Turmalin -  $(\text{Na, Ca})(\text{Mg, Al}_6)/\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6(\text{O, OH})_3/6$ . Süng. trigonaaalne. Esineb pikkade prismaliste kristallidena. Vär-vus must, tumeroheline, pruun, roosa või sinine. K - 7-7,5; E - 3,0-3,2. Leidub granitides ja pegmatiidides.

c) Ahel- ja lintstruktuuriga silikaadid.

Siaa kuuluvad mitmesugustes magmalistes ja metamorfsetes kivimites laialt levinud mineraalid - pürokseenid ja amfiboolid. Mõlemas märgitud rühmas eraldatakse rida erinevaid mineraale, kuid nende rühmade esindajate vahel on ka palju sarnaseid jooni: lähedane erikaal, kõvadus, väliskuju jne. Keemiliselt koosseisult on kivimites enam levinud Fe-Mg pürokseenid ja amfiboolid. Süng. rombiline või monokliinne.

Pürokseenide esindajaist vaatleme augiiti -  $\text{Ca,Na}(\text{Mg,Fe,Al})/(\text{Si,Al})_2\text{O}_6/$ . Kristallid lühiprismalised, kaheksakandilise ristlõikega, rohekasmustad või pruunid. Porsunud pinnal roostene kirme. Esineb selge lõhenevus kahes suunas, mis lõikuvad peaaegu täisnurga ( $87^\circ$ ) all. Kriipsu värvus hele, hallikasroheline. K - 6,5; E - 3,3-3,6. Läge klaasjas. Levinud kivimit moodustava mineraalina aluselistes magmatiitides või metamorfiitides enamasti väikeste korrapäratute kristallikesena.

Amfiboolidest on sagedasem küünekivi -  $(\text{Ca,Na})_2(\text{Mg,Fe,Al,Mn,Ti})_5/\text{Si}_4\text{O}_{11}/2(\text{OH,F})_2$ . Kristallid pikad prismalised, harvem isomeetrilise kujuga, kuuekanalilise ristlõikega. Esineb ka korrapäratute terakestena. Värvus rohekas või pruun kuni must, kriipsu värvus valge roheka varjundiga. Läge klaasjas, lõhenevus prisma järgi täiuslik, kusjuures erinevate lõhenevussuundade vaheline nurk on  $124^\circ$ . Esineb paljudes magmalistes ja metamorfsetes kivimites.

d) Kihtstruktuuriga silikaadid.

Siaa rühma kuuluvad vilgud, mis on kivimit moodustavateks mineraalideks happelistes magmatiitides ning metamorfsetes kivimites. Vilkudele on iseloomulik väga täiuslik lõhenevus ühes suunas, mistõttu nad lagunevad väga õhukesteks lehekesteks. Vilkudest vaatleme lähemalt biotiiti ja muskoviiti.

Biotiit -  $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}/\text{OH,F}/2$ . Esineb tahveljate, väga täiusliku lõhenevusega kristallidena. Süng. monokliinne. Värvus must või pruunikasmust, punaka, roheka või

oranži varjundiga. Läge klaasjas või pärlmutriline.  $K - 2-3$ ;  $E - 3,0-3,1$ .

Muskoviit -  $KAl_2/AlSi_3O_{10}/OH/2$ . Säng. monokliinne. Esineb kuuekanalilise või rombiline ristlõikega tahveljate või plaatjate kristallidena. Värvitu või kollaka, hallika, roheka või punaka varjundiga. Läge klaasjas, lõhenevuspindadel pärlmutriline.  $K - 2-3$ ;  $E - 2,7-3,1$ . Lõheneb väga õhukesteks paenduvateks läbipaistvateks kiledeks. Peensoomusjat muskoviidi erimit, mis iseloomustub kuld kollaka värvusega, nimetatakse seritsiidiks (ka kassikuld).

Kloriit -  $Mg_3Al_2(OH)_8/Si_2Al_2O_{10}/$ . Säng. monokliinne. Kristallid tahveljad, soomusjad, roheline värvusega. Läge klaasjas või pärlmutriline, kriipsu värvus rohekas.  $K - 2-2,5$ ;  $E - 2,0-2,8$ . Lõhenevus väga täiuslik ühes suunas. Esineb metamorfiitides. Tekib biotiidi, augiidi või küünekiivi muundumisel.

Talk -  $Mg_3(OH)_2/Si_4O_{10}/$ . Säng. monokliinne. Esineb soomusjate või lehtjate agregaatidena või tiheda massina. Väga pehme, katsumisel rasvane. Värvus valge, helerohealine või helekollane.  $K - 1$ ;  $E - 2,7-2,8$ . Leidub metamorfiitides.

Kaoliniit -  $Al_4(OH)_8/Si_4O_{40}/$ . Puhtal kujul esineb tiheda või pudeva muldja valge värvusega massina. Lisandite mõjul võib olla värvunud hallikaks, kollakaks jne. Kuivalt kleepub keelele. Veega moodustab plastilise massi.  $K - 1-2,5$ ;  $E - 2,6$ . Tekib peamiselt päevakivide porsumisel.

e) Karkass-struktuuriga silikaadid.

Siia rühma kuuluvad päevakivid, mis moodustavad maakoores esinevatest mineraalidest umbes 55%. Päevakivid on laialt levinud nii magmalistes, metamorfsedes kui ka setteki- vimites. Päevakivid jagatakse keemilise koosseisu alusel kaaliumpäevakivideks (ortoklass) ja naatrium-kaltsiumpäevakivideks (plagioklassid).

Ortoklass -  $K(AlSi_3O_8)$ . Säng. monokliinne. Kristallid prismalised. Värvus valge, roosa, hall või lihapruun, kriipsu värvus valge. Läge klaasjas. Lõhenevus täiuslik kahes risti asetsevas suunas.  $K - 6$ ;  $E - 2,56$ . Suurte kristallide

näol esineb pegmatiitides. Makroskoopiliselt on ortoklassile väga sarnane mikrokliin, kus kaaliumile lisandub vähesel hulgal naatriumi, mistõttu kristalliseerub monokliinises süngoonias.

Plagioklassid kujutavad endast isomorfseid segusid,<sup>1</sup> mille äärmisteks lülideks on puhas Na-plagioklass-albiit - Na/AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/ ja puhas Ca-plagioklass-anortiit - Ca/Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>/. Naatriumirikkad plagioklassid on tuntud happeliste, kaltsiumirikkad aluseliste, vahepealsed aga keskmiste plagioklassidena.

Vastavalt keemilisele koosseisule eraldatakse plagioklasse järgmiselt:

albiit	-	sisaldab Na/AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> /	100-90%,
oligoklass	-	" "	90-70%,
andesiin	-	" "	70-50%,
labrador	-	" "	50-30%,
bütaaniit	-	" "	30-10%,
anortiit	-	" "	10-0%.

Kõik plagioklassid kuuluvad trikliinisesse süngooniasse. Korrapärase kujuga plagioklasside kristalle esineb harva, kusjuures nad on tahvelja ja tahveljas-prismalise kujuga. Enamasti esinevad nad tiheda või peenekristallilise agregaadina. Värvus on valge, ballikas, roheka või punaka varjundiga. Lõhenevus täiuslik kahes suunas. K - 6-6,5. Erikaal kasvab 2,60 (albiidil) kuni 2,76 (anortiidil).

Nefeliin - Na/AlSiO<sub>4</sub>/. Süng. heksagonaalne. Esineb tiheda massina, harva kristallidena. Värvus hall, määratud-kollane, roosa või rohekas. Kriipsu värvus valge. Murdepind karpjas. Lõhenevus ebatäiuslik. Läge rasvane. K - 5,5; E - 2,6. On kivimit moodustavaks mineraaliks reas leelistes pegmatiitides, kus puudub kvarts.

<sup>1</sup> Isomorfismiks nimetatakse keemiliste elementide omadust asendada üksteist lähedase koosseisuga keemilistes ühendites.

## Orgaanilised mineraalid.

Orgaaniliste mineraalide hulka loetakse selliseid looduslikke ühendeid, mille tekkimisest on osa võtnud organismid. Siia kuuluvad asfalt, ozokeriit ja merevaik. Sellised ühendid, nagu söed, turvas ja nafta ei ole koosseisult püsivad, mistõttu neid vaadeldakse kivimite hulgas.

Asfalt. Koosseisus umbes 80% C, 10% H ja 10% O. E - 1-1,2. On nafta oksüdeerumisprodukt. Värvus pruunikasmust kuni must. Bituumi lõhnaga. Süttib kergesti küünlaleegist, põlemisel eraldab omapärast lõhna. Esineb soontena või pesadena mitmesugustes settekivimites.

Ozokeriit. Koosseisus 84% C, 16% H. E - 0,8-0,97. Välisilmelt ja füüsikalistelt omadustelt sarnaneb vahale. Värvuselt rohekas, pruun või mustjaspruun. Lähikumav. Katsumisel rasvane. Süttib kergesti küünlaleegist. Leidub settekivimites kihtide või lõhetäitena. On nafta loodusliku destillatsiooni produkt.

Merevaik -  $C_{10}H_{16}O$ . K - 2-2,5; E - 1,05-1,09. Kollane, pruun või punakaspruun, läbipaistev või matt. Läge klaasjas. Amorfne. Tavalistes lahustajates mittelahustuv. Põlemisel eraldab meeldivat lõhna. Tertsiaariaegsete okaspude kiivistunud vaik. Sisaldab suletistena putukaid ja puulehti. Leidub korrapäratu kujuga ümmarguste tükkidena merede rannikutel.

## VII. MAGMATISM JA VULKANISM.

Kaasaegsete ettekujutuste järgi kujutab Maa endast ter-  
viklikult tahket keha, vaatamata Maa sügavuses valitsevale  
kõrgele temperatuurile, mille juures maapinna tingimustes  
kõik kivimid oleksid sulaolekus. Suure rõhu tõttu, mis tõs-  
tab kivimite sulamistemperatuuri, valitseb Maa sisemuses  
teatud termodünaamiline tasakaal. Selle tasakaalu rikkumine  
kas temperatuuri tõusu või rõhu vähenemise näol põhjustab  
kivimite ülesulamise ja magma tekke. Seega on magma keeru-  
lise silikaatse koosseisuga looduslik sulam, mis tekib vaid  
maakoore teatud piirkondades, kus mitmesuguste tektoonilis-  
te protsesside mõjul (näiteks süvamurrangud) rikutakse ter-  
modünaamiline tasakaal. Seoses kivimite üleminekuga vedelas-  
se olekusse suureneb nende maht ja kasutades nõrgenenud rõh-  
ku litosfääris tungib magma maakoore ülemistesse osadesse  
(intrusiivne magmatism) või koguni maapinnale (efusiivne  
magmatism ehk vulkanism). Maakoore kõrgematesse kihtidesse  
tungimisel väiksema rõhu tingimustes eralduvad magmast temas  
lahustunud gaasid ja veeaur, nn. lenduvad komponendid. See-  
tõttu erineb maapinnale voolanud laava magmast oma keemili-  
selt koosseisult. Magma, mis lokaliseerub maakoore ülemis-  
tes kihtides, jahtub; ta kristalliseerumine toimub kindlate  
füüsikalise keemia seaduste kohaselt, kusjuures tekivad mit-  
mesugused magmalised kivimid. Nähtuste kompleksi, mis on  
seotud magma tungimisega maapinnale, nimetatakse vulkanis-  
miks. Vulkaaniliste protsesside käigus (vulkaanide pursked,  
laavavoolud jne.) kujunevad efusiivsed ehk vulkaanilised ki-  
vimid.

### 1. Vulkaanid ja vulkaanilised pursked.

Vulkaanide all mõistetakse koonuse- või kuplitaolisi  
moodustusi, mis on seotud maakoores esinevate kanalite või  
lõhedega, mida mõõda aegajalt tungivad maapinnale vulkaani-

lise tegevuse produktid: gaasid, aurud, laava, tuhk ja tahkete kivimite tükid. Vulkaanide tegevus avaldub kas rahulikult, kui laava valgub aeglaselt vulkaani lõõrist mööda vulkaanikoonuse nõlva alla, või plahvatustega, kui paisatakse atmosfääri suurel hulgal gaase, veeauru ja laavat või tahket kivimimaterjali, mis takistasid magma või gaaside liikumist. Vulkaanide koonused kujunevadki lõõrist väljapaiskunud laava ja purdmaterjali kuhjumise tulemusel. Enamikul juhtudel on vulkaaniline tegevus perioodiliselt või sporaadiliselt korduv: pursked või aktiivne vulkaaniline tegevus vahelduvad rahulike perioodidega. Tegutsevateks vulkaanideks nimetataksegi perioodiliselt või pidevalt purskuvaid vulkaane. Kuatunud vulkaanideks loetakse selliseid, mille purskumise kohta puuduvad ka ajaloolised andmed. Kui tegutsevate vulkaanide hulk on umbes 500, on kustunud vulkaane teada üle 4000.

Suur osa tegutsevaid, samuti kustunud vulkaane kujutavad endast koonilise kujuga mägesid, mille tipus on lehterjas nõgu - vulkaanikraater. Enamiku kustunud, aga ka mõnede tegutsevate vulkaanide kraatritesse koguneb sademete vesi, põhjustades seal kraatrijärvekesi. Vulkaanikraatrite põhjas on kanal - vulkaanilõõr, mis ühendab vulkaani magmakoldega ja mida mööda tungivad maapinnale vulkaanilise purske produktid. Selliseid vulkaane loetakse tsentraalset tüüpi vulkaanideks (pursked toimuvad tsentraalse kanali kaudu). Mitmetel tsentraalset tüüpi vulkaanidel hargnevad keskest lõõrist veel lisalõõrid, mille kaudu toimub samuti laava, tuha ja gaaside eraldumine. Ka lisalõõride kohal tekivad seetõttu koonused, kuid väiksemate mõõtmetega. Selliseid vulkaanide nõlvadel esinevaid lisakoonuseid nimetatakse parasitvulkaanideks. Parasitvulkaane tuntakse näiteks Etna vulkaani (Sitsiilia), Kljutševskaja Sopka (Kamtšatka) jt. nõlvadel.

Vulkaanide koonuste tipud võivad aja jooksul hävineda ja nende kohal tekivad ümmarguste piirjoonte ja tasase põhjaga nõod. Neid järskude veergudega nõgusid, mille läbimõõt võib ulatuda mitmekümne kilomeetrini, nimetatakse kaldeera-

deks. Kaldeerad on tekkinud kas tugeva vulkaanilise purske tagajärjel, väljapurskunud magmamasside ja purdmaterjali tõttu moodustunud vulkaanialuste tühemike sissevarisemisel või kestvate erosioonilis-denutatsiooniliste protsesside tulemusel. Kaldeera põhjas võivad kujuneda uued vulkaanikoonused, mis on eraldatud kaldeera seintest ringikujulise nõoga.

Tsentraalsete vulkaanide koonuste nõlvadele kuhjunud purdmaterjal ja laava allub vihmavete uhtumisele ja erosioonile, mistõttu nendes tekivad ovraagid. Vulkaanikoonuste nõlvad omandavad aga ribilise iseloomu - tihedalt radiaalselt paigutunud ovraagid vahelduvad hangunud laavast koosnevate seljandikega.

Tsentraalsetele vulkaanidele võib vastandada lõhelist tüüpi vulkaanid. Lõhelistes vulkaanides voolab laava mööda maakoores esinevaid lõhesid maapinnale, valgudes seal laiali ja moodustades pärast tardumist ulatuslikke horisontaalseid katteid. Lõhelistes vulkaanipursked olid enam levinud möödunud geoloogilistel perioodidel. Kaasajal esineb neid Islandil, mistõttu räägitakse nendest ka kui islandi tüüpi vulkaanidest.

Paljud kustunud vulkaanid on tänapäeval mitmesuguste eksogeensete protsesside mõjul täiesti hävinenud. Neist võivad olla säilinud vaid magmaliste kivimitega täitunud lõõrid, mida siis nimetatakse nekkideks. Magmaliste kivimitega täidetud lõhed on tuntud daikidena. Kuivõrd magmalised kivimid on vastupidavamad ümbritsevatest kivimitest, võivad nekid ilmneda reljeefis sammasjate kõrgendikena, daikid aga harjadena.

Vulkaanide morfoloogia ja vulkaanikoonuste kasvu kiirus sõltub vulkaaniliste produktide iseloomust. Vulkaaniliste pursete produktid on esindatud nii gaasitaolisel, vedelal kui ka tahkel kujul. Nende omavaheline vahekord on erinev mitte ainult erinevatel vulkaanide tüüpidel, vaid ka sama vulkaani tegevuse eri ajalõikudel. Üldiselt võib konstanteerida vulkaaniliste produktide eraldumises järgmist

järgnevust: esimesena eralduvad gaasid ja aaurud, siis purustatud tahked kivimiosakesed ja lõpuks vedel laava. Selline järjekord ei ole seaduspärane kaugeltki kõikide vulkaanide puhul. Gaaside ja veeauru eraldumine toimub vulkaanidest kogu nende tegevuse vältel. Laava eraldumine võib vahelduda plahvatuste ja uute gaasiliste ainete ning tahkete kivimiosakeste purskumisega. Mõned vulkaanid purskavad ainult laavat (havai tüüp) või eraldavad ainult gaase ja tahkeid kivimitükke (maarid).

Gaasitaoliste vulkaaniliste produktide hulgas valitseb enamikus vulkaanides veeaur, mis on väga kõrge temperatuuril tõttu osaliselt dissotsieerunud olekus. Näiteks on Kilauea kraatri laavajärvest eralduvates gaasides 68,2% veeauru. Mont-Pele ja Havai saarte vulkaanidest eralduvad gaasid sisaldavad umbes 80% veeauru. "Kümne tuhande suitsu oru" (Põhja-Ameerikas) fumaroolides tõuseb veeaurusisaldus 99%-ni. Seevastu on aga mõnede vulkaanide puhul veeauru osatähtsus väike.

Peale veeauru eraldub vulkaanidest veel  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{Ar}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_4\text{Cl}$ ,  $\text{HCl}$  jt. gaase.

Tuleb märkida, et vulkaanilise tegevuse vaibumisel vastavalt gaaside temperatuuril langemisele muutub ka gaaside koosseis. Gaasitaolisi eraldisi, mille temperatuur on üle  $180^\circ$ , nimetatakse fumaroolideks. Fumaroolid ilmnevad ka parasiitkraatrites ja vulkaanikuhiku nõlvadel või jalamil esinevate lõhede kohal, kusjuures kogu vulkaanikoonus on nagu kaetud suitsuga (lad. fumus - suits). Fumaroolide koosseisus esineb rohkesti haloide ( $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ). Vastavalt gaaside koosseisule ja nende temperatuurile eraldatakse kuivi ( $500^\circ$  veeauruta, peamiselt  $\text{Cl}$  ühenditega), happelisi ( $300-400^\circ$ , sisaldavad  $\text{HCl}$ , veeauru ja väävlilise anhütriidi) ning leelisi (alla  $300^\circ$ , sisaldavad  $\text{NH}_4\text{Cl}$  ja  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ ) fumaroolide. Gaasid, mille temperatuur on  $100-180^\circ$ , on tuntud solfataaridena (it. solfatara - väävlilise ähvardus, ka samanimeline vulkaan). Viimaste koosseisus on rohkesti väävliliseid. Alla  $100^\circ$  temperatuuriga gaaside eraldumisi loetakse mofettideks (it. mofeta - hai-

sev allikas). Nende koosseisus on kõrvuti veeaurudega olulise tähtsusega süsinahpegaas. Gaasitaoliste produktide eraldumine jõuab mofetistaadiumi tavaliselt kümneid kuni sadu aastaid pärast vulkaani purskumist.

Gaasitaoliste produktide eraldumiskohtades ilmneb vulkaanides sageli mitmesuguste keemiliste ühendite kontseentreerumine - ehe väävel, boorhape, kinaver jt., mis võivad pakkuda huvi tööstuslikust seisukohast. Peale selle kasutatakse vulkaanilise päritoluga kuuma auru ja gaase elektrienergia tootmisel (Larderello Itaalias).

Gaasitaolised ained, mis on eraldunud magmast selle vabanemisel suure rõhu alt, etendavad ka vulkaanide pursetel väga suurt osa. Nad kontseentreeruvad esialgu vulkaaniliste kollete all, avaldades ülemistele tahketele kivimitele erakordselt tugevat survet. Tungides maapinnale mõõda tektoonilisi lõhesid, võivad nad põhjustada mõnel juhul kogu vulkaani purustamise (Krakatau ja Katmai purse).

Tahkete purskeproduktide hulka loetakse vulkaanilisi pomme, lapille, vulkaanilist liiva ja tolmu (tuhka). Nad kujutavad endast kas hangunud laava osakesi või vulkaani lõõriseintest haaratud purustatud materjali. Tahke materjal paisatakse tugevate pursete korral atmosfääri, kust siis vastavalt tükkide suurusle nad langevad kas tagasi kraatrisse, vulkaanikoonuse nõlvadele või vulkaanist kaugemale. Eriti kaugel kantakse õhuvooludega vulkaaniline tolmu, mis asetib ulatuslikel territooriumidel. Väga peen vulkaaniline tolmu võib püsida atmosfääris mitmeid kuid. Näiteks Krakatau vulkaani purskest 1883. a. põhjustatud vulkaaniline tolmu ringles kogu maakera atmosfääris peaaegu terve aasta, põhjustades päikese loojangul omapärase valguse.

Valdava massi tahketest vulkaanilistest produktidest moodustab vulkaaniline tuhku, mis katab meetrite paksuses ulatuslikke, isegi vulkaanist eemal asetsevaid piirkondi. Tuha paksus väheneb vulkaanist eemaldumisel. Vulkaaniline tuhku koosneb kas laava, üksikute mineraalide või kivimite väikestest tolmujatest osakestest. Värvuselt on ta valge,

hall, pruun kuni must. Tsementeerumisel tekib pudedast vulkaanilisest tuhast tuff, mis leiab kasutamist ehitusmaterjalina või tsemendi valmistamisel.

Vulkaanilise liiva all mõeldakse tahkeid vulkaani purskeprodukte lähimõelduga mõnest millimeetrist kuni hernetera suuruseni. Lapillide (lad. lapillus - kivike) hulka loetakse hernetera kuni kreeka pähkli suurusega purskeprodukte. Veelgi suuremaid laavatükke nimetatakse vulkaanilisteks pommideks. Nende lähimõõt võib ulatuda mitmekümne meetrini. Nii lapillide kui ka pommide kuju on enamasti ümmargune, pirnivõi värtnakujuline, eriti kui nad koosnevad kergesti voolavast aluselisest laavast. Vulkaanilised pommid on enamasti poorse, mullilise ehitusega, mis on põhjustatud gaaside eraldumisest. Vulkaanilised pommid, lapillid ja liiv esinevad enamasti koos vulkaanilise tuhaga, mis jämedamaid koostisosi tsementeerides annab vulkaanilise betšaa.

Vulkaanide vedelaks purskeproduktiks on laava. Viimane erineb magmast selle poolest, et ta on kaotanud suurema osa oma lenduvaid komponente. Vastavalt keemilisele koosseisule eraldatakse happelist ja aluselist laavat. Happeline laava on ränihapendi ja kergele leeliste metallide rikas, aluseline laava seevastu sisaldab enam raua- ja leelismuldmetallide hapendeid. Sõltuvalt keemilisest koosseisust on happeline laava kergem, helelaid või punaka värvusega ning väga viskoosne. Ta voolamiskiirus ei ületa tavaliselt nõlvadel 5-6 km/t. Aluseline laava on aga väga liikuv, väikese viskoossusega, mistõttu ta võib katta ulatuslikke piirkondi. Mauna-Loa vulkaani puhul määrati aluselise laavavoolu kiiruseks kuni 30 km/t. Tardunult on aluseline laava raskem, tihedam ja tumeda, peaaegu musta värvusega.

Purskumismomendil on laava hõõguvtulises olekus, ta temperatuur ulatub 1000 - 1300°. Jahtumisel ta voolamiskiirus väheneb ning ta kattub tardunud koorikuga. Laava sisemiste osade voolamine aga jätkub ning sellest eraldub veel mitmesuguseid gaase, mis põhjustavad ta pinna ebataasuse ning poorse siseehituse. Eriti pooriderikast, peaaegu vahtja ehi-

tusega laavat nimetatakse pimsiks. Pimss tekib eriti veealuste laavapursete puhul.

\*Aluselise laava pind on sageli rahnjas. See on tingitud suurte gaasikoguste plahvatuslikust eraldumisest, millega kaasneb tardunud laavakooriku purunemine. Happelise laava pind on tasasem, läikiv. Sellist laavat nimetatakse laineliseks. Rahnjas ja laineline laava erinevad ka sisemiselt struktuurilt. Rahnjas laavas esinevad gaasitühikud hõredalt, kuid nad on suurte mõõtmete ja korrapäratu kujuga. Lainelises laavas on aga tühikud ümmarguse või ovaalse kujuga ja neid esineb tihedalt. Ka on laineline laava enam klaasja ehitusega. Selle põhjal võib öelda, et lainelise laava temperatuur vulkaanilise purske momendil on kõrgem, lenduvate ühendite hulk aga väiksem kui rahnjal laaval.

Gaaside eraldumisel tekkinud tühikud laavas täituvad aja jooksul vesilahustest väljasadestunud sekundaarsete mineraalidega (kaltsiit, opaal, kloriit jt.). Selliseid kivimeid nimetatakse mandlikivideks.

Laavamassid, sõltuvalt keemilisest koosseisust, füüsikalistest omadustest ning ala reljeefist, võivad katta ulatuslikke alasid. Näiteks Islandil esineva Obadaruni vulkaani purske tulemusel kattus laavaga ligi 3700 km<sup>2</sup> pindala. Selliseid laavavälju nimetatakse kateteks. Eriti suure ulatusega katteid tuntakse varasematest geoloogilistest ajalõikudest. Nii on Kolumbias levinud neogeensed basaldid umbes 0,5 miljonil km<sup>2</sup>, ulatudes kohati kuni 1,5 km paksuseni. Veelgi laialdasema ala hõlmab Dekaaani mägismaa laavaplatoo Indias, mis kujunes paleogeenis. Nõukogude Liidus on katted tuntud Armeenias (umbes 50 000 km<sup>2</sup>), kus nad kujunesid neogeenis ja antropogeenis, ning Siberis. Ulatuslikumad katted on seotud lõhelise vulkanismiga.

Liigestatud reljeefi korral voolab laava piki orge, moodustades kitsaid ja pikki laavavoole. Viimaste pikkus võib ulatuda mitmekümne kilomeetrini, eriti aluselise laava puhul. Näiteks Islandi vulkaani Skaptari purske ajal 1783. a. ulatus laavavoolu pikkus 80 km, Havai saarel asuva Mauna-Loa

purskel 50 km. Laavavoolude paksus võib tõusta mitmekümne meetrini.

Vaatamata kolossaalsetele laavamassidele, mis on purskunud vulkaanilise tegevuse käigus maapinnale, hinnatakse tahkete purskeproduktide kogumassi umbes kuus korda olemasolevatest laavamassidest suuremaks.

Vulkaanilistele pursetele kaasnevad sageli tormid ja rajuvihmad. Seejuures vihmavesi, valgudes mööda vulkaanikoonuste nõlvu allapoole, seguneb vulkaanilise tuha ja liivaga, moodustab võimsaid mudalaviine. Viimased on põhjustanud sageli suuremaid materiaalseid kaotusi ja inimohvreid kui laavavoolud.

## 2. Vulkaanide tüübid.

Nagu eespool märgitud, avaldub vulkaaniline tegevus eri vulkaanide juures erinevalt, mis tingib ühtlasi vulkaanide suuruse, kuju ja ehituse varieeruvuse. Vulkaaniliste protsesside tundmaõppimiseks on oluline vulkaanilisi nähtusi klassifitseerida ja jagada tegutsevad vulkaanid teatud ühiste tunnuste alusel rühmadesse või tüüpidesse. Kuivõrd vulkaanide liigitamisel võib aluseks võtta mitmesuguseid tunnuseid (vulkaanide väline kuju, purskeproduktide iseloom, vulkaanide tegevuse iseloom, vulkaanilise lõõri ehk kanali kuju jm.), mitmed nendest tunnustest ei ole aga ka ühe ja sama vulkaani eri pursete puhul püsivad, ei ole seni jõutud välja töötada ühtset ja üldiselt tunnustatud klassifikatsiooni. Alljärgnevalt vaatleme lühidalt vulkaanide jaotust mõnede olulisemate tunnuste alusel.

Vulkaanilõõri ehk -kanali iseloomu järgi, nagu juba varem tähendatud, eraldatakse tsentraalseid ja lõhelisi vulkaane.

Tsentraalsed vulkaanid jagatakse omakorda vulkanikoonuse kuju ja vulkaanilise materjali iseloomu põhjal laava- ehk kilpvulkaanideks, kiht- e. stratovulkaanideks ja tuhavulkaanideks.

Laava- ehk kilpvulkaanide koonused on väga laugete nõlvadega (5 - 8°) ja koosnevad ainult hangunud laavast. Laava on neis aluselise koosseisuga, gaasidevaene ja kõrge temperatuuriga (1300°). Suure liikuvuse tõttu voolab ta üle kraatri serva kaugele, põhjustades lameda, lamavat kilpi meenutava vulkaanikuhiku tekke. Laava voolamine toimub perioodiliselt, kuid rahulikult, plahvatusteta ja tahke materjali purukumiseta. Tüüpilisteks kilpvulkaanideks on Havai saare vulkaanid Mauna-Loa ja Kilauea, mille järgi selliseid vulkaane iseloomustatakse sageli ka havai tüüpi vulkaanidena.

Kiht- ehk stratovulkaanide koonus koosneb vahelduvalt laava- ja vulkaanilise purdmaterjali (tuhk, liiv, lapillid ja pommid) kihtidest. Erinevalt kilpvulkaanidest on siin koonus järsemate nõlvadega. Vulkaaniline tegevus avaldub enamasti plahvatuslike pursetena. Vastavalt purskeprotsessi iseloomule ja purskeproduktide koosseisule eraldatakse kihtvulkaanide hulgas stromboli, vulkaano ja pelee tüüpi vulkaane.

Stromboli tüüpi vulkaanid (nimetatud Vahemeres Lipari saarel asuva vulkaani Stromboli nime järgi) on üleminekulilike kilpvulkaanidelt tüüpilistele kihtvulkaanidele. Ka siin on magma aluseline, basaltne, kuid väiksema liikuvusega ja veidi madalama temperatuuriga (1000 - 1100°).

Laava suhteliselt suurem viskoossus soodustab selles gaaside kogunemist, mis omakorda viib rütmilistele pursetele. Purskeproduktidest vaheldub vedel laava tahkete vulkaaniliste pommide ja lapillidega.

Vulkaano tüüpi (nimetatud Sitsiilias asuva vulkaani Vulkaano järgi) vulkaanideks on Etna Sitsiilias, Vesuvius Napoli linna läheduses ning suurem osa Kamtšatka ja Kurii vulkaane. Laava on siin happeline ja viskoosne. Kiire jahtumise tõttu ta ummistab sageli vulkaani lööri. Hangunud laavakooriku alla kogunevate gaaside rõhk põhjustab tugevaid plahvatusi, millega kaasneb purskeproduktide pihustamine. Purskeproduktidest esineb rikkalikult vulkaanilist tuhka, mis põhjustab ka kraatri kohale kerkiva gaasipilve tumeda värvuse. Gaasiliste purskeproduktide ja tuhapilve kõrgus võib ulatuda

mitme kilomeetri kõrguseni. Pärast gaaside, tuha ja vulkaaniliste pommide eraldumist ilmub kraatrisse laava ning lasub alla mööda vulkaani nõlvu. Laava on suhteliselt väikese liikumiskiirusega ja hangub kiiresti. Vulkaano tüüpi vulkaane iseloomustab pikk rahuperiood: pärast tugevat purset järgneb rahulik fumaroolne tegevus ja siis vaibub vulkaaniline tegevus pikemaks ajaks. Vulkaani tegevuse vaheaeg võib kesta aastaid, aastakümneid või -sadu, harva isegi (Vesuv) aastatuhandeid. Korrapärase perioodilise tegevusrütmiga on Kamtšatka vulkaanid (Kljutševskaja ja Avatšinskaja sopka), millel on rahuperioodi pikkuseks 7 kuni 11 aastat.

Pelee tüüpi (nimetus Väike-Antilli saarestikus Martinika saarel asuva Mont Pele vulkaani järgi) vulkaanide laava on väga viskoosne ja tardub juba vulkaanilõõris või -kraatris. Hangunud laavakooriku alla koguneb suurel hulgal gaase, mis põhjustavad erakordselt võimsaid gaasiplahvatusi. Kraatrist paisatakse välja tohutud tulejoad, mis koosnevad kokkusurutud tulistest gaasidest ja veeaurust ning tuhaast, lapillidest ja pommidest. Eralduvad gaasid on raske, sisaldavad rohkesti väevli ühendeid, mistõttu nad valguvad alla mööda vulkaanikoonuse nõlvu. Purske lõpus paisub välja viskoosne laava, jäädes püsima sammastja või nõel- ja obeliskina. Tuntumaks selliseks purskeks oli Mont Pele katastroofiline purse 1902. a., mil tugevale plahvatusesele järgnes hõõguvtulise tuha-gaasipilve väljapaiskumine. Viimane, laskudes tohutu kiirusega (umbes 150 m/sek) laviinina mööda vulkaani koonuse nõlvu allapoole, hävitas oma teel kõik ettejuhtuva. Nii hävis ka Martiniki saare suurim linn, 30 000 elanikuga San Pier. Pärast vulkaani purset kerkis vulkaani kraatri kohale kuni 400 m kõrgune hangunud andesiit-sest laavast sammast, mis takistas edasist gaaside väljapääsu vulkaanilõõrist. Umbes aasta pärast lagunes see obelisk eksoogensete protsesside mõjul.

Pelee tüüpi vulkaanide koonus koosneb peamiselt tahkest vulkaanilistest produktidest, mistõttu võib vaadelda seda üleminekulise lülina kiht- ja tuhavulkaanide vahel.

Tuhavulkaanide all mõistame vulkaane, mille plahvatusel paisatakse maapinnale ainult tahket vulkaanilist materjali - vulkaanilist tuhka, lapille ja pomme. Sellesse rühma loeme Krakatau tüüpi vulkaane. Samuti vaatleme tinglikult selles rühmas maare ja diatreeme.

Krakatau (ka bandaisaani) tüüpi vulkaanide pursked on erakordselt tugevad. Nende pursete puhul paisatakse õhku tohutu suurel hulgal mitmesuguses suuruses tahket kivimimaterjali. Laavapurseid nende vulkaanide puhul ei esine. Tüüpiliseks näiteks võib tuua Sumatra ja Jaava saare vahel asuva Krakatau vulkaani pursked 1883. a. Pärast korduvaid, üksteisele järgnenud plahvatusi hävines vulkaanikoonus kuni aluse ni ning suurem osa saarest vajus mere alla. Purskematerjaliks oli siin enamasti vulkaaniline tuhk ja pime, mille koguhulka hinnati üle 88 km<sup>3</sup>. Vulkaaniline tolm kandus vulkaanist kaugemale. Näiteks kuni 200 km kaugusel ookeanil asuvate laevade tekile kuhjus vulkaanilist tuhka lühikese aja vältel kuni 1,5 m paksuse kihina. Analoogiline kirjeldatule oli ka Jaapanis asuva Bandai-Sani vulkaani purse 1888. a., mis toimus peaaegu tuhandeaastase rahuperioodi järel. Selle plahvatusel tulemusel hävis vulkaanikoonuse tipp ja osa koonusest, kogumahuga umbes 1,2 km<sup>3</sup>. Alaskas asuva vulkaani Katmai purske puhul 1912. a. paiskus välja püroklastilist materjali umbes 20 km<sup>3</sup>. Vulkaanikoonuse tipu asemele kujunes hiiglakraater.

Maari tüüpi vulkaanilisi purskeid kaasajal ei tunta. Nad on esinenud geoloogilises minevikus ja neist on säilinud vaid plahvatuslehtrid. Maaride pursked olid põhjustatud tõenäoliselt tugevatest ühekordsetest gaasiplahvatustest, kusjuures paisati välja suurel hulgal purustatud kivimimaterjali koos vulkaanilise tuhaga. Selle tulemusel kujunesid mitmesaja meetri kuni mitme kilomeetri läbimõõduga plahvatuslehtrid, mis on ümbritsetud vulkaanilisest materjalist kuhjatud ringvalliga. Tüüpiline vulkaaniline koonus maaridel puudub. Maarid on levinud Saksamaal Reini-äärsetel aladel (Bavaaria ja Eifeli piirkonnas), kus nende kraatrinööd on sa-

geli täitunud veega. Maaride lõõrid ehk kanalid ulatuvad kuni 800 m sügavusse ja koosnevad mitmesugustest tuffidest või ümbritsevate kivimite brettast.

Maaridele on väga lähedased oma ehituselt diatreemid, mida tuntakse Lõuna-Aafrikas Kimberleys, Mehhikos, Ida-Siberis ja Jakuutias. Diatreemid on ümmarguse või ovaalse läbilõikega silinderjad vertikaalsed kanalid, mis on täitunud ultraaluselise kivimi - kimberliidiga. Märgitud kanalite läbimõõt ulatub kuni 500 m. Diatreemide kimberliitidega on Lõuna-Aafrikas ja Jakuutias seotud teemantide leiukohad.

Maare ja diatreeme loetakse ühekordse vulkaanilise purske tulemuseks. Kaasajal tegutsevate vulkaanide hulgas monogeenseid vulkaane ei tunta.

Ülalesitatud vulkaanide jaotus rühmadeks ja tüüpideks on tinglik. Vulkaanilise tegevuse avaldusvormid on väga mitmekesised ja ka sama vulkaani piires aja jooksul muutuvad. Üheks vulkaaniliste pursete iseloomu määravaks teguriks on vulkaani toitva magma keemiline koosseis. Magma koosseis aga võib aja jooksul mitmesuguste maakoore toimivate protsesside (diferentsatsioon, assimilatsioon jm.) mõjul muutuda. Vastavalt sellele muutub ka vulkaani tegevuse iseloom. Näiteks võib üks ja sama vulkaan oma tegevuse alguses avalduda vulkaano tüüpi vulkaanina, hiljem omandada stromboli tüüpi vulkaanina. Seega näitab vulkaani kuulumine ühte või teise tüüpi tema tegutsemise iseloomu antud ajamomendil.

### 3. Pärastvulkaanilised protsessid.

Varem või hiljem pärast aktiivset pursketegevust raageb vulkaani tegevus. Kuid vulkaani tegevus ei lakka järsku: hulga aastate vältel jätkub veel vulkaani kraatrist ning küljedest kuumade veeaurude ja gaaside eraldumine - fumaroolide, solfataaride ja mofettide tegevus. Vastavalt vulkaanilise tegevuse vaibumisele ja vulkaani toitva magmakolde jahtumisele muutub gaaside temperatuur ja koosseis, nagu

sellele on juhitud tähelepanu gaasitaoliste vulkaaniliste produktide iseloomustamisel. Peale gaaside eraldumise ilmneb veel teisigi nähtusi, mis tunnistavad vulkaani toitud magmakolde teatud aktiivsust, nagu geisrid, kuumaveeallikad ja mudavulkaanid. Kõiki neid pärast aktiivset vulkaanilist tegevust ilmnevaid nähtusi kuni vulkaani tegevuse täieliku vaibumiseni, n.-õ. kustumiseni, loetakse pärastvulkaaniliste protsesside hulka.

Geisreid õpiti esmakordselt üksikasjalikumalt tundma Islandil Geisiri piirkonnas (islandi k. geisir - kuumaveeallikas), kust on pärit ka nende nimetus. Nad kujutavad endast perioodiliselt purskavaid kuumavee- ja aurufontääne. Pursete korrapärane rütm on põhjustatud siksakikujulisest või põlvjast väljavoolukanali kujust ja kanalis või selle all olevas veereservuaaris leiduva vee kõrgeest temperatuurist. Rõhu suurenemisel kanalis esinev vesi surutakse üles, kanali paendekohast kõrgemale. Sellest tingitud rõhu vähenemisel muutub alumises veereservuaaris olev ülekuumenenud vesi auruks ja tungib vertikaalset kanalit mööda üles auru- ja kuumaveefontäänina. Järgmine purse kordub momendil, kus vesi on uuesti kuumenenud niivõrd, et aururõhk ületab veesamba raskuse.

Geisrid on tuntud peale Islandi veel Põhja-Ameerikas (Yellowstone'i rahvuspargis), Uus-Meremaal ja Kamtšatkas. Kamtšatka Geisrite orus fontaneerib näiteks geiser "Hiid" (Velikan) iga 2 tunni 50 minuti järel, kusjuures veesamba kõrguseks on 40 m, aurusammas ulatub aga 400 m kõrguseni.

Osa kuumaveeallikaid voolab maapinnale pideva joana või fontäänina. Selliseid pidevalt voolavaid kuumaveeallikaid nimetatakse termideks. Vee temperatuur on termides erinev, ulatudes mõnes allikas keemistemperatuurini. Vesi sisaldab mitmesuguseid lahustunud gaase ja mineraalseid sooli, mistõttu need veed leiavad sageli kasutamist ravimineraalvetena. Termid on levinud mitte ainult tegutsevate või kustunud vulkaanide piires, vaid ka reas teistes tektooniliselt aktiivsetes piirkondades, näiteks Pamiiris Tjan-Sanis, Hii-

nas. Tšehhoslovakkias on tuntumaks kuurordilinnaks, mis on kuulus termaalsete ravimineraalvete poolest, Karlovy Vary. Selles esineb 12 erineva kemismiga mineraalveeallikat, millest suurim - "Vrždlo" purskab oma vee (temperatuuriga 72°) ühtlase survega 12 m kõrgusele. Ühe minuti vältel purskuvat vee hulk on umbes 2000 liitrit. Lahustunud mineraalsete ühendite hulk on 6,2 g/l.

Kuumaveeallikatest sadestub vee jahtumisel allikate ümbruses välja mitmesuguseid sooli. Geisrite kraatri ehk grifooni ümbruses sadestuv nõrgsete on tavaliselt ränirikas ja seda nimetatakse geiseriidiks.

Vulkaanide tegevuse viimase etapiga on seotud tihti ka mudavulkaanid ehk salsid. Viimased on mitmesuguse suurusega mudast koosnevad kuhikud või liuataolised süvendid, mille keskel on kraater. Mudavulkaanide tegevus on seotud tihedalt kuumaveeallikatega: nad kujunevad seal, kus kuumaveeallikad voolavad maapinnale pudedates kivimites - vulkaanilises tuhhas, põhjustades viimase muutumise mudajaks, voolavaks massiks. Sõltuvalt kuumaveeallikate vee rõhust voolab muda üle kraatri serva kas rahulikult või purskub väiksemate fontäänidena.

Vulkaanilised salsid esinevad vaid vulkaanilistes piirkondades ja lokaliseeruvad tavaliselt tegutsevate või kustuvate vulkaanide jalamil.

Vulkaanilistele salsidele on välisilmelt väga sarnased tektoonilised mudavulkaanid. Viimased on tuntud näiteks Apšeroni, Tamaani ja Kertši poolsaarel nafta leiukohtades. Kuigi nende mudavulkaanide tekkeprotsess on sarnane, on nendes muda voolamine põhjustatud mitte vulkaanilistest termidest ja gaasidest, vaid orgaanilise päritoluga gaaside survest.

#### 4. Vulkaanide geograafiline levik.

Käesoleval ajal on tegutsevaid vulkaane teada 523. Nendest 68 on veealused. Vulkaanide geograafiline paigutus on ebaühtlane. Mandrite siseosas, näiteks Euroopas, Aasias, Aust-

raalias ja Lõuna-Ameerikas neid peaaegu ei esine. Seevastu on neid rohkesti mandrite rannikuvöötmetes, saartel ja saarestikel.

Kõige suuremal hulgal leidub vulkaane Vaikse ookeani rannikul ja saartel. Sellesse nm. Vaikse ookeani tulerõngasse on koondunud ligi 62% kõikidest tegutsevatest vulkaanidest (322 vulkaani). See vulkaanide vöönd algab Vaikse ookeani lääneosas Kamtšatka poolsaarelt, mille idaosas on tuntud üle 180 vulkaani. Nendest 14 on aktiivselt tegutsevad, 9 kustumise staadiumis. Kamtšatka vulkaanid on tsentraalsed kihtvulkaanid, kusjuures oma tegevuse iseloomult kuuluvad nad mitmesugustesse tüüpidesse. Tegutsevatest vulkaanidest on aktiivsemateks Kljutševskaja, Karõmskaja, Avatšinskaja ja Besõmjännaja sopka. Neid loeti kustunuteks, kuni 1955. a. lõpul taastus nende tegevus aktiivsete pursete näol. Kljutševskaja sopka on üks kõrgemaid vulkaane maailmas (4850 m). Ta pursked korduvad perioodiliselt 7-8 aasta järel. Temast eraldub ka rida fumaroolle, geisreid ja kuumaveeallikaid. Üldse on Kamtšatkas teada umbes 70 kuumaveeallikate rühma.

Kamtšatka vulkaanide rea lõunapoolseks jätkuka on Kuriili saarte vulkaanid, mis koos eelmistega moodustavad Kamtšatka-Kuriili vulkaanilise ja tektoonilise kaare. Vulkaanide reastikuline orienteeritud asetus näitab, et vulkaaniline tegevus on determineeritud siin samasuunalistest maa-koore süvamurrangutest.

Kuriili saartel tuntakse 25 tegutsevat, 13 kustuvat ja üle 60 kustunud vulkaani. Aktiivsemateks nendest on Alaid, pik Sarõtševa ja Fuss. Samuti nagu Kamtšatkal, esineb ka Kuriili saarte vulkaanide piirkonnas rohkesti kuumaveeallikaid.

Kuriili saartelt jätkub vulkaaniderikas vöönd lõuna poole Jaapani saartele (58 vulkaani), Filipiinidele (12 vulkaani), Uus-Ginea (10 vulkaani) ja Uus-Inglismaa (10 vulkaani) saarele, Saalomoni saartele (3 vulkaani), Uus-Hebridide saartele (7 vulkaani) ja Uus-Meremaale (5 vulkaani).

Ameerika läänerannikul algab Vaikse ookeani tulerõngasse

kuuluvate vulkaanide rida põhjas Aleuudi saartest (17 vulkaani), jätkudes piki Alaska lõunarannikut (11 vulkaani) üle Kordiljeeride (43 vulkaani) ja Andide (30 vulkaani) Patagooniasse ja Tulemaale.

Vaikse ookeani siseosas on tuntud vulkaanid Galapagose (3), Samoa (4), Tonga (9), Kermadeki (3) jt. saartel. Havai saartel esineb kaks tuntumat vulkaani - Mauna-loa ja Kilauea.

Teise ulatuslikuma vulkaanide leviku vööndina tuleb esile tõsta alpi kurrutusvöö mäestikualasid. See vöönd kulgeb Alpidest üle Apenniinide Kaukasusse ja Väike-Aasiasse, ulatudes üle Aasia Malai saarestikuni, kus ta liitub Vaikse ookeani tulerõngaga. Seda nimetatakse alpi-kaukasuse (ka vahemere) rõngaks. Vulkaaniline tegevus avaldub selles vööndis kõige aktiivsemalt läänes Vahemere piirkonnas ja idas Malai saarestikus. Siia kuuluvad Itaalia tegutsevad vulkaanid - Etna, Vesuuv, Santoriin, Vulkaano, Stromboli jt., samuti Lõuna-Euroopa kustunud vulkaanid (Prantusmaal, Saksa maal, Tšehhoslovakkias). Ka ida pool jätkub see vöönd kustunud vulkaanide näol (Elbrus ja Kazbek Kaukasuses, Ararat Türgis, Demavent Iraanis). Pamiiris ja Himaalajas kaasajal vulkanismi ei esine. Küll aga esineb tegevaid vulkaane Birmas. Aktiivseks vulkaaniliseks piirkonnaks on Malai saarestik. Nii on Sumatral teada 11, Jaaval 19, Väike-Sondi saartel 15, Lõuna-Moluki saartel 3 vulkaani. Selles rühmas, Jaava ja Sumatra saare vahel, asetseb ka tuntud Krakatau vulkaan.

Atlandi ookeani piires on tuntumaks vulkaanide levikualaks Island, kus on 30 tegutsevat vulkaani. Tuntumaks vulkaaniks on siin Hekla, mille tugev purse toimus 1947-1948.a.

Peale selle leidub Atlandi ookeani piires vulkaane veel Väike-Antilli saarestikus (Mont-Pele), Kanaari ja Assoori saartel jm. Ekvatoriaal-Aafrika läänerannikul asub tegutsev vulkaan Kamerun.

Ida-Aafrika vulkaanid (12) on seotud Ida-Aafrika alanuga - tektooniliste süvamurrangute süsteemiga, mistõttu nad on ka paigutunud jooneliselt. Ka Aafrika kaks kõrgemat

mäetippu - Kilimandžaaero (6010 m) ja Keenia (5195 m) on kunagised vulkaanilised kuhikud.

India ookeani piires esinevatest vulkaanidest võib nimetada veel Madagaskari saare läheduses ilmnevaid ning Antarktikas leiduvaid (Erebus ja Terror) tegutsevaid vulkaane.

Jälgides vulkaanide jaotust maakeral, selgub, et vulkaanid on lokaliseerunud eelkõige nendesse piirkondadesse, kus avaldub ka tektooniline tegevus kõige aktiivsemalt: toimuvad sageli maaväriseemised, on suhteliselt suurem maakoore aeglase kerkimise või vajumise amplituud jne. Seega on vulkaaniline tegevus tihedalt seotud tektooniliste protsessidega.

## 5. Magma diferentsatsioon.

Magma (kr. magma - taigen), nagu juba varem märgitud, on maakoore sügavamates osades perioodiliselt tekkinud keerulise koosseisuga silikaatne sulam, mis on rikastatud gaasitaolistest komponentidest. Esinedes kõrge temperatuuri ja suure rõhu tingimuses, on ta võimeline tungima maakoore kõrgematesse osadesse või voolama vulkaanide näol maapinnale. Magma teke on tingitud litosfääri teatud osade termodünaamiliste tingimuste muutustest. Teda ei esine maakoores kõikjal ka teatud sügavustasemetes ja ta olemasolu on ajutine. Magmaalse sulami jahtumisel maakoore kõrgemates kihtides kristalliseeruvad talt välja mitmesugused mineraalid. Moodustuvad tahked kivimid. Seega on magma litosfääris esineva materiaali üheks olemasolu vormiks, üheks etapiks kivimite arengus ja aine ringkäigus maakoores.

Keemiliselt on magmas valitsevateks elementideks hapnik, räni, alumiinium, raud, kaltsium, magneesium, naatrium, kaalium ja vesinik. Väheemal määral esineb titaani, süsiniku, kloori ja fosforit. Teiste elementide sisaldus on tühine.

Määrava tühtsusega ühendiks magma koostises on ränihappend  $\text{SiO}_2$ , mis moodustab magmast 35-75%. Vastavalt  $\text{SiO}_2$  hul-

gale räägime happelisest ( $\text{SiO}_2 > 65\%$ ), keskmisest (65–52%), aluselisel (52–40%) või ultraaluselisel (<40%) magmast. Samad kriteeriumid on maksvad ka tardkivimite rühmitamisel.

Ränihapendisisaldusest sõltuvad ka magma või laava füüsikalised omadused – viskoossus ja liikuvus. Ka on happeline magma rikkam lenduvatest komponentidest.

Võib öelda, et vastavalt magma keemilisele koostisele kujunevad selle tungimisel maakoode, nn. intrudeerimisel või voolamisel maapinnale mitmesugused erineva keemilise ja mineraloogilise koosseisuga tardkivimid. Kuid mitte kõik erineva keemilise koosseisuga kivimid ei teki erinevast magmast. Ka magmas endas on võimalikud mitmesugused füüsikalise-keemilised protsessid, mis viivad erineva keemilise ja mineraloogilise koostisega kivimite tekkele. Neid magma eristumist põhjustavaid protsesse nimetatakse magma diferentsatsiooniks.

Tuleb märkida, et magma väljakristalliseerumisel tekivad kivimid ei ole juhusliku keemilis-mineraloogilise koosseisuga. Nad alluvad kindlatele keemilise ja mineraloogilise koosseisu assotsiatsioonide seaduspärasustele, mille alusel on võimalik neid eraldada kindlatesse rühmadesse ja tüüpidesse. Viimaseid saab iseloomustada kindlate ühiste tunnustega. Kuigi ka üksikute rühmade ja tüüpide vahel on olemas üleminekuid, on nende levik võrreldes kindlate kivirühmade ja nende tüüpiliste esindajatega väga piiratud. See asjaolu näitab, et magma tardumisel peavad valitsema kindlad füüsikalise-keemilised seaduspärasused, mis viivad alati analoogiliste produktide kujunemisele.

Käesoleva sajandi alguses, kui magmat vaadeldi permanentsest eksisteeriva võona teatud sügavustasemes, püüti kõikide olemasolevate tardkivimitüüpide teket selgitada ainult ühe lähtemagma järkjärgulise diferentseerumisega. Nii selgitas Bowen kõikide magmaliste kivimite kujunemist ühtse basaltse lähtemagma kristallisatsioonilise diferentsatsiooniga, Daly aga litosfääri sialse materjali osalise ülesulatamise ja assimileerimisega basaltse lähtemagma poolt. Kui

hiljem füüsikalise-keemiliste eksperimentide varal selgus, et ainuüksi basaltne lähtemagma ei võimalda seletada graniitide väga ulatuslikku levikut maakooses, tõstis akad. F. Loewinson-Lessing esile kahe lähtemagma - graniitse ja basaltse - idee. Need kaks lähtemagmat vastandati kahele ulatuslikuma levikuga kivimitüübile - graniitidele ja basaltidele. Lodotšnikovi arvates vastab enam-vähem igale kivimigrühmale oma lähtemagma.

Kaasaajal, kus magmat vaadeldakse maakooses tsirkuleeriva materija ajutise olekuna, ei saa käsitleda ka lähtemagma mõistet selle endises - primaarse, igavesti ja muutu-matult eksisteeriva substantsi tähenduses. Kuna magma võib tekkida kivimimasside ülessulamise arvel mitte ainult sima-vöös, vaid ka kõrgemal, sõltub ta keemiline koosseis substraadist. Keerukate diferentsatsiooniprotsesside käigus võib aga esialgse magma, nn. lähtemagma koosseis muutuda ja selle tulemusel võivad tekkida mitmesugused erinevad kivimigrühpid. Seega on lähtemagmade hulk tunduvalt piiratum kui maakeral tundmaõpitud kivimitüüpide arv. Kivimitüüpide mitmekesisust piiravad aga kindlad diferentsatsiooni seaduspärasused, mis valitsevad magmas tema evolutsiooni vältel.

Vastavalt sellele, kas magma diferentsatsiooni põhjustavad protsessid toimuvad täiesti vedelas faasis, enne mineraalide väljakristalliseerumist või kristalliseerumise käigus, eraldatakse magmalist ja kristallisatsioonilist diferentsatsiooni.

Magmaline diferentsatsioon võib toimuda:

1) magma jaotumise teel erikaalu järgi, kusjuures raske-mad molekulid eralduvad kergematest, vajudes magmabasseini põhja. Sellise nn. gravitatsioonilise diferentsatsiooni võimalikkuse kasuks räägivad nii eksperimentaalsed uurimised kui ka geoloogilised tähelepanekud. Samalaadseks näiteks on ka Fe-, Ca- ja Mg-hapendite kontsentreerumine klaasisulatusahjudes Ca-Na klaasisulami alumistesse osadesse;

2) likvatsioonil, kus teatud temperatuurist madalamal eralduvad üksteisest erineva sulamistemperatuuriga ained

kihtidena. Likvatsiooni kujukaks näiteks võib tuua õli ja vee mittesegunemise madala temperatuuri ja atmosfäärse rõhu tingimuses. Metallurgias kasutatakse sulfiid-silikaatsete sulamate omadust jahtumisel jaguneda sulfiidseks räbuks ja silikaatseks massiks silikaatidest metallide eraldamisel;

3) assimilatsiooni teel, kus magmasse haaratakse ja sulatatakse üles suurel hulgal ümbritsevaid tahkeid kivimeid, mistõttu magma koosseis kontakti ümbruses muutub. Assimilatsioon on looduses laialdaselt levinud nähtus. Sellega selektatakse anormaalse mineraloogilise koostisega, nn. hübriidsete kivimite teket.

Kristallisatsiooniline diferentsatsioon ilmneb magma jahtumisel ja ta üleminekul tahkesse faasi. Seejuures toimub mineraalide väljakristalliseerumine kindlas seaduspärasel järjekorras. Kui varem arvati, et mineraalide kristalliseerumise järjekorra määrab mineraalide sulamistemperatuur, siis selgus kivimite lähemal tundmaõppimisel ja mineraalide väliskuju vahekordade selgitamisel, et mineraalide väljakristalliseerumise järjekord on palju keerulisem. Nii ei kristalliseeru kvarts, mille sulamistemperatuur on suhteliselt kõrge -  $1713^{\circ}$ , sugugi välja esimesena, vaid pärast pürokseeni (sulamistemperatuur  $1085^{\circ}$ ), vilke (sulamistemperatuur  $1240^{\circ}$ ) jt. mineraale, täites nende vahele jäänud tühemikke.

Mineraalide väljakristalliseerumise järjekord sõltub eelkõige magma keemilisest koosseisust, mistõttu ei saa siin rääkida universaalsest skeemist.

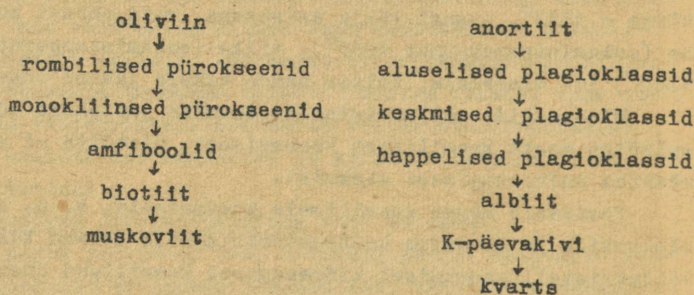
Vastavalt magma keemilisele koosseisule, s. o. üksikute elementide ja ühendite kontsentratsioonile võivad tekkida väljakristalliseerumisel mitmesugused keemilised ühendid, tahked lahused või eutektilised segud. Nende omavahelistest suhetest sõltubki väljakristalliseerumise kord.

Tahketeks lahusteks ehk isomorfseteks segudeks nimetatakse mineraale, milles kaks keemilist ühendit võivad olla segunenud ükskõik millises vahekorras. Selle näiteks on plagioklassid, mis koosnevad albiidi ja anortiidi molekulidest.

Eutektilisi segusid võivad moodustada kaks või enam kee-

milist ühendit, mis ei anna omavahel tahkeid lahuseid või uusi keemilisi ühendeid. Eutektilisel segul, kus keemilised ühendid on kindlas vahekorras, on madalam sulamistemperatuur kui tema koosseisu kuuluvatel keemilistel ühenditel. Näiteks annab pürokseen diopsiid (sulamistemperatuuriga 1890°) ja oliviin (sulamistemperatuuriga 1391°) vahekorras (88% ja 12%) eutektilise segu sulamistemperatuuriga 1387°. Kui magmas esinevad ühendid, mis võivad anda eutektilisi segusid, kristalliseeruvad kõigepealt välja mineraalid, mille kontsentratsioon sulamis on eutektilise segu vahekorraks vajalikust kõrgem. Eutektilise segu vahekorra saavutamisel kristalliseeruvad välja kõik eutektilised mineraalid korraga.

Tuginedes silikaatsete sulamite kristalliseerumise laboratoorsetele katsetele ja ülalnimetatud seaduspärasustele, töötab Bowen välja mineraalide väljakristalliseerumise skeemi basaltsest magmast. Bowen jagas kivimit moodustavad mineraalid kahte ritta: tumedad mineraalid ja päevakivid-kvarts, reastades neis üksikud mineraalid vastavalt väljakristalliseerumise järjekorrale:



Seega kristalliseerub esimesena basaltse koosseisuga sulamist välja oliviin, siis pürokseenid. Kõrvuti nendega hakkavad eralduma ka aluselised plagioklassid jne. Vastavalt sellisele mineraalide väljakristalliseerumise järjekorrale kujunevad kõigepealt ultraaluselised, siis aluselised, keskmised ja lõpuks happelised kivimid. Seega muutub aluseline

magma kristallisatsioonilise diferentsatsiooni käigus üha happelisemaks. Ühtlasi suureneb magmas gaasitaoliste ühendite kontsentratsioon, sest viimased ei lülitu nimetamisväärsel hulgal esimeste mineraalide koosseisu. Magma jahtumise lõppstaadiumis kujunevad seega lenduvatest ühenditest rikkastunud ränihapendirikkad jääklahused, mille arvel tekivad jämedakristallilised pegmatiidid.

Boweni skeem, mis lähtus primaarse basaltse lähtemagma kontseptsioonist, püüdis selgitada kristallisatsioonilise diferentsatsiooniga kõikide kivimitüüpide teket. Kaasajal, kus on selgunud magma diferentsatsiooni mitmekesised avaldusvormid, ei saa omistada Boweni skeemile universaalset tähendust, vaid seda tuleb arvestada kõrvuti magmalise diferentsatsiooni nähtustega.

Magmalise sulami jahtumine ja kristalliseerumine on väga keeruline ja kestav protsess, milles määravateks teguriteks on ainete kontsentratsioon, rõhk ja temperatuur. Kõik need tegurid aga muutuvad magma evolutsiooni kestel, põhjustades valitsenud füüsikalise-keemilise tasakaalu rikkumise ja seega magma diferentsatsiooni. Kuid ka magma diferentsatsioonini kõige laiemas käsitluses ei loeta tänapäeval ainukeseks tardkivimite mitmekesisust põhjustanud protsessiks. Üha enam koguneb faktilist materjali, mis räägib sellest, et osa nn. magmalisi kivimeid on tekkinud mitte magmast selle kristalliseerumisel, vaid mitmesuguste varasemate kivimite (sealhulgas ka settekivimite) ümberkristalliseerumisel metamorfiseerivate lahuste toimel. Sellist lahuste mõjul toimuvat ümberkristalliseerumisprotsessi nimetatakse metasomatoosiks. Eeldatakse, et metasomatoos avaldub väga pika aja vältel, kusjuures aine ei lähe kunagi terviklikult vedelasse faasi. Metasomatoosi seisukohta rakendatakse eriti mõnede granitsete massiivide tekke selgitamisel.

Seega tuleb magmatismiküsimuste käsitlemisel silmas pidades tihedat seost ja sõltuvust magmatismi- ja metamorfismi- protsesside vahel.

## VIII. TARDKIVIMID.

Kivimite all mõistetakse maakoort moodustavaid mineraalide agregate. Vastavalt tekkeviisile jagatakse kivimid kolme suurde rühma: tardkivimid, settekivimid ja metamorfiiidid.

Tardkivimeid, mis on tekkinud magma või laava tardumisel, võime omakorda jagada geneetiliseist seisukohast süva- e. abüssaalseteks kivimiteks (tekkinud maakoorest teatud sügavusel jahtunud magmast) ja purske- ehk efusiivseteks kivimiteks (vulkaaniliste pursete produktid, hangunud laava).

Abüssaalsed kivimid on kujunenud magma aeglase jahtumise tingimuses. Neil on tavaliselt täiskristalliline keakmisse- või jämedateraline ehitus. Seevastu on kiiresti maapinna tingimuses tardunud efusiivsed kivimid enamasti klaasja või peeneteralise ehitusega. Vastavalt purskekivimite välisele ilmele eraldatakse nende hulgas kainotüüpseid - värskeid või peaaegu värskeid - ning paleotüüpseid - mitmesugustele sekundaarsetele muutustele allunud purskekivimeid. Paleotüüpsetes purskekivimites on vulkaaniline klaas asendunud kristallilise agregaadiga, päevakivid muutunud kaoliiniks, seritsiidiks jne. Nende muutustega kaasneb ka kivimi värvuse pleekumine.

Süva- ja purskekivimite vahelise üleminekulülina tõstatatakse esile veel poolsüvakivimeid e. hüpabüssaalseid kivimeid. Võrreldes süvakivimitega on nad tardunud suhteliselt väiksema rõhu ja kiirema jahtumise tingimuses (väiksemas sügavuses). Sellest tingitult on nad enamasti peeneteralise ehitusega.

Abüssaalseid ja hüpabüssaalseid kivimeid koos käsitletakse intrusiivsete kivimitena, kuivõrd nad on tekkinud maakooste intrudeerunud ehk tunginud magma tardumisel.

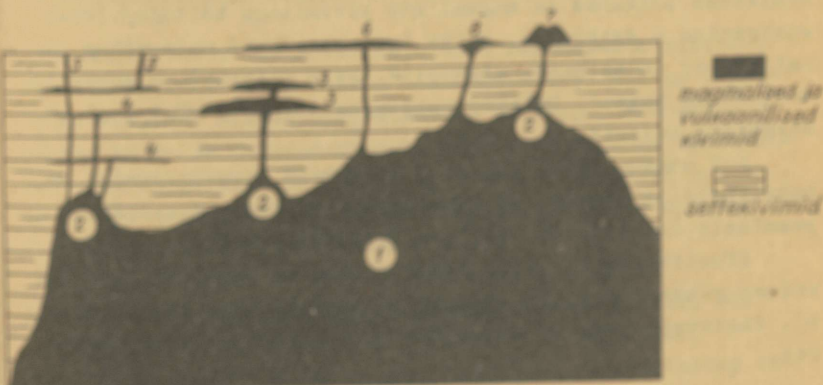
Tardkivimite lähemaks tundmaõppimiseks on vaja selgitada, millised on vastavate kivimite lasuvusvormid, milline on kivimite mineraloogiline ja keemiline koosseis ja missugune on nende ehitus. Nendel küsimustel peatumegi alljärgnevalt.

## 1. Tardkivimite lasuvu vormid.

Kivimite lasuvu vormide all mõeldakse struktuurilisi-  
kuid, mis näitavad, kuidas kivimikeha asetub maakoore teise-  
te, teada Sahtiteevate kivimite suhtes.

Intrusioonivete kivimite lasuvu vormideks on batoliidid,  
stekid, lakoliidid, kihilised intrusioonid ehk sillid ja dai-  
kid.

Batoliidideks loetakse sügaval maakoore tardunud suu-  
ri intrusioonivete massiive, millel pöudub Sahtiteevatest ki-  
vimitest koosnev lamam. Neega ulatub batoliidi alus sügava-  
le kumagise magmakoldeni (Joon. 6). Batoliidi seinad on jär-  
sud ja lõikavad Sahtiteevaid kivimeid. Batoliidi ülemine  
pind on tavaliselt tugevasti liigetatud, sellest ulatuvad  
kõrgemale üksikud kuplid. Lasuvate kivimite demudeerumisel  
paljunduvad maapinnal kõigepealt batoliidi kuplilised kõr-  
gendid. Kui nende kuplite pindala ei ületa 100 km<sup>2</sup>, mine-  
tatakse neid stakkideks. Neega on batoliidi ja steki eralda-  
mise kriteeriumiks suurus.



Joon. 6. Magmaliste kivimite lasuvu vormid.  
1 - batoliit, 2 - stekid, 3 - lakoliit, 4 - sillid, 5 -  
daikid, 6 - lasuvate, 7 - vulkaaniline kuppel, 8 - lasu-  
vavool.

Batoliit võib koosneda ühest või mitmest kivimitüübist. Viimasel juhul võib olla tegemist kas magma korduva intrudeerumisega või magma diferentseerumisega. Batoliitidest on tuntumad ja suurimad graniitse koosseisuga batoliidid.

Lakoliitidena tuntakse leivapätsi- või seenekujulisi magmalisi kehasid, mis on tunginud ümbritsevatesse kivimitesse. Lakoliitide alus e. lamav pind on enamasti tasane, laagi aga võlvjas. Lakoliit on tunginud ülemistesse kivimitesse batoliidist lõhede kaudu. Sageli esineb lakoliite mitmes tasemes üksteise kohal. Lakoliidid lokaliseeruvad kuni 3 km sügavuses. Katvate kihtide kulutumisel prepareeruvad lakoliidid kui denudatsioonile vastupidavama kivimiga moodustused välja kuplitaoliste mägedena. Lakoliitidena on näiteks tuntud Aju-Dagi mägi Krimmis ja rida mägesid Kaukasuses.

Lakoliitidele on sarnased kihilised intrusiivid ehk sillid. Erinevalt lakoliitidest on nendel nii lamav kui ka lasuv pind tasane. Nad on tunginud tavaliselt settekivimite kihipindade vahele märkimisväärseid surveid ümbritsevatele kivimitele avaldamata. Sillid on seotud ümbritsevatesse kivimitesse lõikunud ja magmaliste kivimitega täitunud lõhesüsteemiga - daikidega. Daike iseloomustavad enam-vähem paralleelsed lõhepinnad, ulatuslik levik (pikkus) ja suhteliselt väike paksus. Daikide paksus on enamasti mõni kuni mõnikümmed meetrit.

Kui abüssaalsete kivimite valdavaks lasuvusvormiks on batoliidid ja stokiid, on hüpabüssaalsed kivimid esindatud peamiselt lakoliitide, sillide ja daikide näol.

Efusivsete kivimite lasuvusvorme on võimalik vaadelda kolmes rühmas: kuplite, katete ja laavavoolude näol (joon. 6). Vastavate vormide kirjeldus on esitatud eelmises peatükis.

## 2. Tardkivimite keemiline ja mineraloogiline koosseis ning ehitus.

Samuti nagu magma koosseisus etendavad ka tardkivimites määravat osa 10 elementi - O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na,

Ti ja H. Tabelis 6 on esitatud vastavate hapendite keskmine kaaluline sisaldus magmalistes kivimites.

T a b e l 6 .

	Happelised kivimid	Aluselised kivimid	Ultraaluseli- sed kivimid	Keskm. magmal- kivimite koos- seis
SiO <sub>2</sub>	69,92	49,06	44,39	59,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	15,70	5,14	15,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	5,38	3,88	3,08
FeO	1,67	6,37	6,70	3,80
MgO	0,97	6,17	29,17	3,49
CaO	2,07	8,95	6,31	5,08
Na <sub>2</sub> O	3,28	3,11	0,64	3,84
K <sub>2</sub> O	4,07	1,52	0,76	3,13
H <sub>2</sub> O	0,78	1,62	1,80	1,15
TiO <sub>2</sub>	0,39	1,36	0,88	1,05
Kõik muu	0,45	0,31	0,19	0,62

Magmalistes kivimites esinevate hapendite suhtelises sisalduses võib leida teatud seaduspärasusi. Nii on happelised kivimid, milles SiO<sub>2</sub>-sisaldus on kõrge, samaaegselt rikkad ka K- ja Na-hapenditest. Ränihapendi hulga vähenemisel väheneb ka Na<sub>2</sub>O ja K<sub>2</sub>O hulk, seevastu suureneb aga Ca-, Mg- ja Fe-oksüüdide osatähtsus. Selline sõltuvus tuleneb kivimite mineraloogilisest koosseisust.

Tardkivimites esinevad mineraalid jagatakse:

- 1) peamisteks, kivimit moodustavateks mineraalideks, mis määravad kivimi keemilise koosseisu ja välisilme,
- 2) teisejärgulisteks ehk aktseessoorseteks, mis esinevad vähese lisandina ning
- 3) sekundaarseteks, mis tekivad eelmiste arvel hilisemate porsumis- või muundumisprotsesside käigus.

Kivimit moodustavateks mineraalideks on näiteks kvarts, päevakivid, pürokseenid ja amfiboolid, vilgud, oliviin, har-

vem teised mineraalid.

Teisejärguliste mineraalidena võib esile tõsta tsirkooni, apatiiti, granaati, magnetiiti, püriiti jt.

Sekundaarsetest mineraalidest on levinumad seritsiit, kloriit, serpentiin ja talk.

Si- ja Al-rikkaid mineraale on nende heleda värvuse tõttu hakatud nimetama heledateks mineraalideks (päevakivid, kvarts, muskoviit), kuna aga Mg- ja Fe-rikkad mineraalid on tuntud tumedate mineraalidena (pürokseenid, amfiboolid, biotiit, oliviin). Vastavalt sellele on ka happelised kivimid, mis sisaldavad rohkesti kvartsi ja päevakive, värvuselt heledamad kui aluselised kivimid. Seetõttu nimetatakse happelisi kivimeid üldiselt leukokraatseteks (kr. leukos - hele, kratos - valdav), aluselisi ja ultraaluselisi aga melanokraatseteks (kr. melanos - tume).

Kivimit moodustavate mineraalide suurus, kuju ja nende omavaheline suhe määravad kivimi ehituse need omadused, mida mõistetakse kivimi struktuuri all. Vastavalt magma kristalliseerumise kiirusele võivad mineraalid kujuneda suuremate või väiksemate kristallidena. Maapinnal voolav laava hangub aga niivõrd kiiresti, et kristalle ei tekigi; laava tardub amorfse vulkaanilise klaasina. Sõltuvalt sellest, kas kivim koosneb ainult kristallidest, vulkaanilisest klaasist või sisaldab mõlemaid, eraldatakse kristallilist, klaasjat ning poolklaasjat struktuuri. Kristalliline struktuur on iseloomulik süva- ja poolsüvakivimitele, klaasjas ja poolklaasjas aga purskekivimitele.

Kristallide absoluutse suuruse põhjal jagatakse kristalliline struktuur jämedateraliseks (kristallide mõõtmed keskmiselt üle 5 mm), keskmiseteraliseks (2-5 mm) ja peeneteraliseks (vähem kui 2 mm). Mineraalide suhtelise suuruse alusel eraldatakse ühtlaseteralist ja porfüürilist struktuuri. Viimase korral ilmnevad suhteliselt peeneteralises põhimassis üksikud tunduvalt suuremad kristallid - fenokristallid. Viimastena võib sageli leida päevakivi kristalle. Porfüüriline struktuur on väga levinud purskekivimites, kus

kivimi põhimass võib olla koguni klaasjas või väga peene-teraline (joon. 8).

Kõrvuti struktuuriga iseloomustab kivimite ehitust tekstuur. Tekstuuri all mõistetakse kivimi koostisosade paigutust ruumis.

Kõige levinumaks on ühtlane ehk massiivne tekstuur, mida iseloomustab mineraalide ühtlane paigutus. Harvem esineva taksiitse tekstuuri puhul on eriilmelised mineraalid asetunud teatud kogumikena, moodustades kivimi pinnal lai-ke. Vöölise tekstuuriga kivimites vahelduvad erineva mine-raloogilise koosseisu, värvuse või tera jämedusega kihike-  
sed.

Purskekivimite puhul võib kohata fluidaalset ehk voo-  
lutekstuuri, mis peegeldab laavas toimunud voolamist, ning mandlikivilist tekstuuri, kus esinevad kivimis ümmarguse ku-  
juga õõnsused, mis võivad olla täitunud sekundaarsete mine-  
raalidega. Pimssi, samuti ka mõningaid teisi happelisi kai-  
notüüpseid purskekivimeid iseloomustab poorne tekstuur.

Tardkivimite massiivide üksikasjalikul tundmaõppimi-  
sel paistavad sageli silma mitmesugused lõhed, mis jagavad  
massiivi teatud kivimiplokkideks või vormideks. Tardkivi-  
meid läbivad lõhed võivad olla põhjustatud kas tektoonilis-  
test liikumistest või massiivi enda väljavenitumisest tar-  
dumisel või jahtumisel ilmneva massi vähenemise tõttu.

Tektoonilisi lõhesid iseloomustame lähemalt seoses  
tektoonikaprotsesside käsitlemisega. Massiivi jahtumisel  
moodustuvad lõhed on tuntud eraldislõhedena. Viimased on  
seotud vahetult tardkivimite kujunemistingimustega ja neid  
tuleb vaadelda koos teiste kivimite ehitust iseloomustava-  
te tunnustega.

Eraldislõhed on tavaliselt orienteeritud paralleelsete  
lõhede süsteemina. Näiteks kujunevad sageli süvakivimites  
sellised lõhed paralleelsest ümbritsevate kivimite kontakti-  
pinnale. Selle tulemusel jaguneb kivimimassiiv nagu plaat-  
jateks kihtideks. Vastavaid eraldislõhedega eraldatud kivi-  
miplokke nimetatakse eraldisvormideks. Kui eraldislõhed

kulgevad kivimis kahes teineteisele risti asetsevas suunas, saame plaatja eraldisvormi asemel parallelepipedaalse eraldisvormi. Viimasele on lähedane madratsitaoline eraldisvorm, kus parallelepipedede teravad servad ja nurgad on murenemise tõttu ümardunud.

Kihiliste intrusiivide ja laavavoolude korral ilmnevad enamasti kontaktpinnale perpendikulaarselt suunatud eraldislõhed, mis jagavad kivimi prismalisteks, sageli korrapäras- teks 5- kuni 7-tahulisteks sammasteks. Sammasteks eraldisvorm on eriti iseloomulik basaltidele.

Aluseliste kivimite (diabaaside) daikides on sagedane ka keraline eraldisvorm, kus kivim jaguneb sfääriliste lõhe- de tõttu ümmargusteks või ovaalseteks vormideks.

### 3. Tardkivimite klassifikatsioon ja kirjeldus.

Magmaliste kivimite süstematiseerimise aluseks on kaas- ajal keemiline ja mineraloogiline koosseis. Nagu varem mär- gitud, jagatakse tardkivimid vastavalt  $\text{SiO}_2$ -sisaldusele hap- pelisteks, keskmisteks, aluselisteks ja ultraaluselisteks ki- vimiteks. Vastavateks  $\text{SiO}_2$ -sisalduse piirarvudeks on 75, 65, 52 ja 40 %. Lisaks nendele tõstatatakse veel viienda rühmana esile leelisi kivimeid, mis sisaldavad märkimisväärsel hul- gal (kuni 20%) leelisoksüüde ( $\text{K}_2\text{O}$  ja  $\text{Na}_2\text{O}$ ).  $\text{SiO}_2$ -sisaldus on aga neis võrreldes happeliste kivimitega väiksem (55-65%).

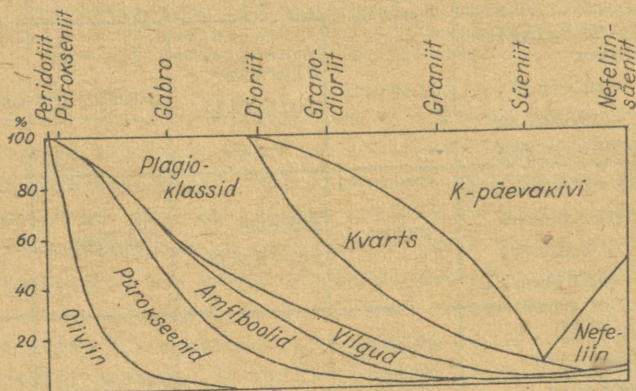
Esiletõstatatud magmaliste kivimite rühmad erinevad üke- teisest nii kivimit moodustavate mineraalide assotsiatsioo- nidelt kui ka mineraalide suhteliste hulkade vahekorralt. Nii on happeliste kivimite rühmas üheks kivimit moodustavaks mineraaliks kvarts, mis leelistes ja keskmistes kivimites võib esineda teisejärgulisena, aluselistes ja ultraaluselis- tes kivimites aga sootuks puudub. Plagioklass on happelistes ja leelistes kivimites Na-rikas (happeline), keskmistes kesk- mise koostisega, aluselistes kivimites aga Ca-rikas. Tumedas- teist mineraalidest prevaleerib happelistes kivimites bio- tiit, keskmistes amfibool, aluselistes ja ultraaluselistes

aga pürokseen. Seega ei ole kivimite mineraloogiline koosseis kivimites juhuslik, vaid selles valitsevad kindlad mineraalide assotsiatsioonide seaduspärasused.

Rida mineraale ei esine kõrvuti ühes kivimis. Näiteks ei esine kvarts kunagi koos oliviini või nefeliiniga.

Keemilis-mineraloogilise koostise alusel eraldatud rühmade piires on võimalik jagada kivimeid vastavalt tekkingimustele süva-, poolsüva- ja purskekivimiteks. Täpsem kivim tüüpide eraldamine toimub juba ühe või teise iseloomuliku mineraali sisalduse, struktuuri vm. tunnuse põhjal. Tabelis 7 on toodud tardkivimite lihtsustatud klassifikatsioon. Selles on vertikaalsetes ridades eraldatud kivimid keemilis-mineraloogilise koosseisu, horisontaalsetes aga tekkingimuste (tardumissügavuse) järgi.

Vastavalt mineraloogilisele koosseisule on happelised kivimid valdavalt heledamad ja väiksema erikaaluga ( $e = 2,6 - 2,7$ ). Keskmistes kivimites on tumedate mineraalide osatähtsus suurenenud, mistõttu nad on ka tumedama värvusega ja raskemad ( $e = 2,7 - 2,8$ ). Aluselistes ( $e = 2,9 - 3,1$ ) ja ultraaluselistes ( $e = 3,1 - 3,2$ ) kivimites valitseb tume värvus. Ülevaate kivimit moodustavate mineraalide suhtelisest hulgast olulisemates süvakivimites annab joonis 7.

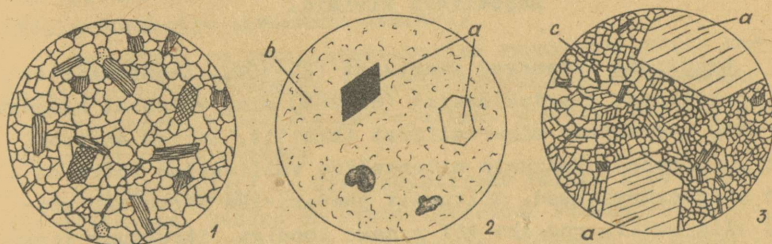


Joon. 7. Kivimit moodustavate mineraalide suhtelisest hulgast olulisemates süvakivimites.

Tabel 7.

	Mineraloogil. koosseis	Süvaki- vimid	Poolsüvaki- vimid	Purskekivimid	
				Palec- tüüpsed	Kaino- tüüpsed
Happelised kivimid	kvarts K-päevakivi Na-plagioklass biotiid (amfibool)	granit	granit- porfüür	kvarts- porfüür	lipariit
	K-päevakivi Na-plagioklass kvarts biotiid amfibool	granodioriid	granodioriid- porfüür		datsiid
Leelised kivimid	K-päevakivi Na-plagioklass biotiid amfibool	süeniit	süeniit- porfüür	porfüür	trah- hüüt
	nefeliin pürokseen	nefeliin- süeniit			fonoliit
Keskised kivimid	Na-Ca plagioklass amfibool pürokseen (biotiid)	dioriid	dioriid- porfüür	porfüür	andesiid
Aluselised kivimid	Ca-plagioklass pürokseen (biotiid) (amfibool)	gabro	gabro- porfüür	diabaas	basalt
Ultraaluselised kivimid	oliviin pürokseen amfibool	peridotiit, pürokse- niit			

Erinevas sügavuses tardunud kivimid (süva-, poolsüva- ja pürskekivimid) on üksteisest eraldatavad struktuuriliste tunnuste põhjal. Nii on süvakivimitel keskmise- või jämeda-teraline struktuur, poolsüvakivimitel peeneteraline, sageli ka porfüüritaoline struktuur. Viimasel juhul esinevad peene- kuni keskmiseteralises põhimassis suuremad päevakivi (K-päevakivi või plagioklassi) kristallid. Pürskekivimid on aga sageli tiheda peitkristallilise (palja silmaga ei ole üksikud kristallikesed eraldatavad) või koguni klaasja struktuuriga. Iseloomulik on pürskekivimite juures sageli ilmnev porfüüriline struktuur (joon. 8).



Joon. 8. Ühtlaseteraline (1), porfüüriline (2) ja porfüüritaoline (3) struktuur. a - fenokristallid, b - klaasjas või tihe põhimass, c - peene- või keskmiseteraline põhimass.

Pürskekivimite peeneteralitus ei võimalda alati neid palja silmaga täpsemalt määrata. Sellistel juhtudel kasutatakse kas mikroskoopilist või (klaasjate erimite puhul) keemilist analüüsi. Mikroskoopiline analüüs polarisatsioonimikroskoobi rakendamisega on üldse üheks tardkivimite peamiseks uurimismeetodiks, mis võimaldab iseloomustada täpsemalt nii kivimite mineraloogilist koosseisu kui ka struktuuri.

Erinevate kivimirühmade ja -tüüpide levik maakoores ei ole kaugeltki ühtlane. Süvakivimitest on kõige ulatuslikumalt levinud happelised kivimid - graniidid ja granodioriidid.

did. Leelised ja ultraaluselised kivimid on seevastu väga piiratud levikuga. Purskekivimite hulgas valitsevad basaldid.

Eesti NSV-s leidub tardkivimeid rändkividenä, mis on transporteeritud siia kvaternaarse jäätumise vältel mandri- jää poolt. Meie alal rändkividenä esinevad kivimitüübid on pärit peamiselt Soomest, vähemal määral Läänemere ja Botnia lahe põhjast või Rootsist.

Alljärgnevalt peatume lühidalt olulisematel kivimitüüpidel, töstes viimastest esile eriti rändkividenä Eestis enam levinuid.

### Happelised kivimid.

Graniidid koosnevad kvartsist (25-30%), K-päevakivist ja happelisest plagioklassist (65-70%) ning vähesest hulgast (5-10%) tumedatest mineraalidest (biotit, harvem amfibool või pürokseen). Heledate mineraalide valitsemise tõttu on nad heledavärvilised. Sõltuvalt päevakivide värvusest võivad olla halli, roosaka või punaka tooniga. Struktuur kesk- või jämedateraline, ühtlaseteraline või päevakivi suhteliselt suuremate kristallide korral ka porfüüritaolise ilmega.

Iseloomuliku kivimit moodustava või teisejärgulise mineraali sisalduse alusel eraldatakse graniitide hulgas biotitgraniite, amfiboolgraniite, mikroklingsraniite, granaatgraniite, turmalingraniite jne.

Graniidid on Eestis, samuti kui Soome aluspõhjaski, kõige levinumaks kivimitüübiks. Nad moodustavad rändkivide koguhulgast, kuhu on arvestatud peale tardkivimite ka metamorfised kivimid, 80%.

Graniitide rühma kuuluvad mineraloogiliselt koosseisult ka rabakivid (soome k. rapakivi - rabe kivi), mis on eraldatud peamiselt omapärase struktuuri tõttu. Rabakivides esinevad K-päevakivi kristallid mitme cm läbimõõduga ümardunud ovoididena, mis on ümbritsetud paari mm paksuse hallikas-

valge plagioklassi-oligoklassi kestaga. Rabakivide värvus on enamasti pruun või punakaspruun, mõnikord rohekashalli varjundiga. Pruun värvus on tingitud lihapruunist K-päevakivist. Roheka värvuse võib anda plagioklass. Teiseks iseloomulikuks jooneks on rabakividele kvartsiterakeste isomeetriline, ümardunud kuju. Nende terakeste läbimõõt võib ulatuda kuni 6 mm-ni.

Meie rändkivide hulgas on rabakivid sagedaseks suurte rahnude kivimiks. Neid leiame suuremal hulgal Ida-Eestis (moodustavad umbes 16% rändkividest) ja läänesaartel (11% rändkividest). Soomes on vastavate rabakivide avamused tuntud Viiburi ümbruses (Kagu-Soomes), Uusikaupunki ümbruses (Edela-Soomes) ja Ahvenamaa saartel.

Rabakivid on ebaühtlaseteralise struktuuri tõttu kergesti murenevad kivimid. Ilmastikutingimuste mõjul rabenevad nad kergesti peeneks materjaliks, mistõttu nad ehituskivina ei ole hinnatud.

Granodioriidid on üleminekuliseks lülise graniitidest dioriitidesse. Nendes on kvartsisisaldus vähenenud, mille arvel esineb enam tumedaid mineraale. Levikult on granodioriidid tihedalt seotud graniitidega.

Graniitporfüürideks nimetatakse graniitise koosseisuga poolsüvakivimeid, mille peeneteralises põhimassis esinevad suured, kuni mitme cm läbimõõduga päevakivi (K-päevakivi või plagioklassi) kristallid. Sageli on põhimassis kvarts ja K-päevakivi teineteisest seaduspäraselt läbi põimunud (kristalliseerunud eutektilise seguna). Sellisel juhul nimetatakse põhimassi struktuuri mikropegmatiidiliseks.

Graniitporfüürid on meie rändkivide hulgas esindatud märksa tagasihoidlikumalt kui graniidid ja rabakivid.

Poolsüvakivimite rühma võib tinglikult lugeda ka soonkivimeid. Graniitsetest soonkivimitest on tuntumad pegmatiidid ja apliidid.

Pegmatiidite iseloomustavad eriti suured kristallid. Peamisteks mineraalideks on neis K-päevakivi, Na-plagioklass ja kvarts. Tumedatest mineraalidest esineb biotiiti ja musko-

viiti. Pegmatiidid on välja kristalliseerunud happelisest, lenduvate ühendite rikkast jääkmagmast, mistõttu neis leidub sageli haruldasi elemente sisaldavaid mineraale (turmaaliin, tsirkoon, berüll jt.).

Pegmatiitides on K-päevakivi ja kvarts tihti välja kristalliseerunud eutektilise seguna, mistõttu nad moodustavad kiilkirja meenutavaid läbikasve. Sellist struktuuri nimetatakse kirigraniidiliseks ehk pegmatiidiliseks.

Apliitideks nimetatakse peeneteralisi heledaid, peamiselt päevakividest ja kvartsist koosnevaid kivimeid. Nendes peaaegu puuduvad tumedad mineraalid.

Eesti NSV-s moodustavad pegmatiidid ja apliidid umbes 3% kõigist rändkividest.

Kvartsporfüürid on porfüürilise struktuuri tõttu sarnased graniitporfüüridele, kuid erinevad viimastest väga peeneteralise, peaaegu tiheda põhimassi poolest. Fenokristallidena esinevad kvartsporfüürides kvartsi ja päevakivide kristallid. Mikroskoobi all vaadates ilmneb kvartsporfüüridel alati täiskristalliline põhimass. Värvuselt on kvartsporfüürid pruunikad, punakad või hallid.

Eesti rändkivide hulgas on tuntumaks kvartsporfüüriks nn. Suursaari kvartsporfüür, mille avamusala asetseb Soome lahes Kõrgessaarel ja selle ümbruses. Suursaari kvartsporfüüri leidub väikeste rändkividena Ida-Eestis. Väisilmelt on Suursaari kvartsporfüür maksapruuni kuni pruunikashalli väga peeneteralise kuni tiheda põhimassiga kivim, milles on rohkearvuliselt pruunikaspunaseid K-päevakivi ja hallikaid kvartsi fenokristalle. Mõnikord lisanduvad nendele veel hallikasrohelised oligoklassi kristallid.

Lääne-Eesti mandrialal ja saartel võib leida rändkivide hulgas punaka põhimassi värvusega kvartsporfüüre, mis on pärit kas Ahvenamaa saartelt (Åland-kvartsporfüür) või Läänemere põhjast (Läänemere punane kvartsporfüür).

Kvartsporfüüride esinemissagedus rändkivide seas ei ületa 1-2%.

Liperiidid on välisilmelt lähedased kvartsporfüüridele, kuid kainotüüpsete efusiividena erinevad neist suurema poor-

suse, põhimassi heledama (tavalliselt helehallika, -roosaka või -punaka) värvuse ja peaaegu klaasja struktuuri poolest.

Fenokristallidena esinevad päevakivid ja kvarts. Tihe-  
dat klaasjat, halli või musta värvusega klaasiläikega ja  
karpja murdepinnaga vulkaanilist kivimit nimetatakse obsidi-  
aanika. Äärmiselt poorset, vahtjat või kiulise ilmega halli  
või kollakat vulkaanilist klaasi tuntakse pimsina.

Kainotüüpseid pürskelivimeid Fennoskandias ei tunta,  
mistõttu neid ei leidu ka meie rändkivide hulgas.

#### Leelised kivimid.

Süeniidid on võrdteralised, harvem porfüüritaolised ki-  
vimid, milles peamisteks mineraalideks on päevakivid - K-  
päevakivi ja Na-plagioklass. Tumedaid mineraale - biotiiti,  
amfibooli ja pürkseene esineb vähesel hulgal. Kvarts esi-  
neb kas teisejärgulise mineraalina (makroskoopiliselt ei  
ilmne) või puudub hoopis. Värvuselt sarnanevad süeniidid  
graniitidele.

Süeniite esineb meie rändkivide hulgas harva üksikute  
rahnudena.

Nefeliinsüeniitide levik on maakoores veelgi piiratum  
kui süeniitidel. Nad koosnevad päevakividest (K-Na), nefe-  
liinist ja vähesest hulgast tumedatest mineraalidest. Kvarts  
puudub täielikult.

Tuntumaks nefeliinsüeniitide ja üldse leeliste kivimi-  
te levikualaks on Koola poolsaar, kus nefeliinsüeniitidega  
on seotud ulatuslikud apatiidileiukohad.

Nefeliinsüeniite, samuti nende pürskelivimitest ana-  
looge - fonoliite meie rändkivide hulgas ei ole leitud.

#### Keskmised kivimid.

Dioriidid on enamasti ühtlaseteralised Na-Ca plagio-  
klassist ja tumedatest mineraalidest (biotiit, amfibool,  
pürkseen) koosnevad hallikad või tohekashallikad kivimid.

Oma keemilis-mineraloogiliselt koosseisult on nad vahepealseks rühmaks granitidele ja gabrodele, millesse leidub pidevaid üleminekuid teatud kivimitüüpide näol (granodiorit, kvartsdiorit, gabrodiorit jt.).

Dioritporfüriidid on peeneteralise põhimassi ja porfüüritaolise struktuuriga melanokraatsed kivimid. Fenokristallidena esineb neis keskmine plagioklass, harvem biotiit, amfibool või pürokseen.

Porfüriitide põhimass on väga peeneteraline, tihe, palja silmaga sageli mitteeraldatavate kristallikestega. Vastavalt sellele, missugune mineraal esineb fenokristallidena, eraldatakse plagioklass-, biotiit- ja amfiboolporfüriite.

Eesti NSV rändkivide seas on tuntumaks porfüriidiks labradorporfüriidid. Viimased on tiheda rohekasmusta põhimassiga kivimid, milles esinevad suured, kuni 2 cm läbimõõduga tumerohedad või -hallid plaatja kujuga plagioklassi kristallid.

Üldse esineb keskmisi kivimeid meie rändkivide seas vähesel hulgal. Nad moodustavad umbes 1-2% rändkividest.

#### Aluselised kivimid.

Gabrod erinevad dioritidest plagioklassi koosseisult (dioritides on plagioklassi keskmine, gabrodes aluselise koosseisuga) ja tumeda mineraali sisalduselt (dioritides on valitsevaks tumedaks mineraaliks amfibool, gabrodes pürokseen). Ka on gabrodes tumedaid mineraale rohkem, mistõttu nad on värvuselt tumedamad. Tera jämeduselt on gabrod jämeda- või keskmiseteralised kivimid.

Gabreporfüriidid kui aluseliste kivimite hüpbüsaalsed analoogid erinevad gabrodest vaid porfüüritaolise struktuuri tõttu.

Diabaasid on keskmise- või peeneteralised, harvem tihedad tumerohelised või hallikasrohelised kivimid, mis koosnevad liistakulise aluselise plagioklassi ja pürokseeni kristallidest. Diabaasi porfüürilise struktuuriga eritüübiks

võib lugeda uraliitporfüriite. Viimastes esinevad rohekas-  
mustas tihedas või peeneteralises põhimassis uraliidi (amfi-  
booliga asendunud pürokseeni) fenokristallid. Uraliitporfü-  
riite esineb kõrvuti diabaasidega vähesel hulgal ka meil  
rändkividena. Omapäraste diabaaside hulka kuuluvate rändkivi-  
dena tuleb esile tõsta veel oliviindiabaase, mis on keskmise-  
kuni peeneteralised kivimid. Neile on iseloomulikuks tun-  
nuseks heledate, makroskoopiliselt jälgitavate plagioklasside  
liistakuline kuju ja korrapäratu paigutus. Kõrvuti plagioklassi  
ja pürokseeniga esineb neis oliviin.

Rändkivide hulgas moodustavad aluselised kivimid (gab-  
rod, diabaasid, uraliitporfüriidid, oliviindiabaasid jt.)  
umbes 2-3%.

Aluseliste kivimite kainotüüpseks pürskekivimiks on basal-  
saldid. Viimased on välisilmelt tihedad tumedad, peaaegu mustad  
kivimid, mille koosseisus leidub vulkaanilist klaasi. Basal-  
saldid on koos andesiitidega väga laialdaselt levinud ki-  
vimitüübid. Nad moodustavad ulatuslikke katteid, laavavoole  
jne. Eesti NSV rändkivide seas puuduvad basalid nagu teised-  
ki kainotüüpsed pürskekivimid.

#### Ultraaluselised kivimid.

Ultraaluselistes kivimites on peamisteks koostisosadeks  
ainult tumedad mineraalid: oliviin, pürokseenid ja amfiboo-  
lid. Need on enamasti jämedateralised tumedavärvilised kivi-  
mid. Vastavalt mineraloogilisele koosseisule eraldatakse  
siin järgmisi kivimitüüpe:

- oliviinidid - koosnevad peaaesjalikult oliviinist,
- peridotiidid - domineeriva oliviini kõrval esineb  
pürokseene ja amfibooli,
- püroksenidid - valitsevaks mineraaliks on pürokseenid,
- hornblendiidid - valitsevaks mineraaliks on amfiboolid.

Ultraaluselised kivimid on maakooses väga piiratud levikuga. Meie rändkivide hulgas on leitud vaid üksikuid peridotiid- ja pürokseenitrahne.

Veelgi piiratuma levikuga on maakooses ultraaluselise koosseisuga purskekivimid - pikriidid ja poolsüvakivimid. Viimastest võib nimetada musta rasket kivimit kimberliiti, mis täidab vulkaanilisi diatreeme. Kimberliitidega on seotud teemandileid Lõuna-Aafrikas ja Jakuutias.

#### IX. SETTEKIVIMID.

Valdava osa maakoorest (95%) võtavad enda alla magmalised ja metamorfised kivimid. Viimased on aga oma ülemises osas enamasti kaetud suurema või väiksema paksusega settekivimite korruga. Nii tuleb pindalaliselt 75% maakoorest settekivimite arvele. Seega iseloomustavad settekivimid maakoore kõige ülemist osa, kus nad on tekkinud magmaliste ja metamorfsete (osaliselt ka vanemate settekivimite) arvel. Settekivimite tekkel etendavad määravat osa eksogeensed protsessid, nende kujunemine on seotud ühelt poolt litosfääri, teiselt poolt aga atmosfääri, hüdroosfääri ja biosfääri vastastikuse mõjutusega. Sügavamal maakooses tardunud magmalised ja metamorfised kivimid ei ole tasakaalus maapinnal valitsevate tingimustega. Nad murenevad ja porsuvad, kusjuures maateria ümberjaotumisel kujunevad nende arvel uued, maapinnal valitsevate tingimustega tasakaalus olevad mineraalid ja kivimid.

Settekivimite teke, mis algas juba Maa kui planeedi geoloogilise arengu algmomendist, jätkub ka tänapäeval. Ek-

sogeensete protsesside ümberkujundav mõju ei avaldu üksnes neis piirkondades, kus paljandub magmalistest kivimitest koosnev kristalne aluskord, vaid materia pidev ringkäik ja ümberpaigutumine ilmneb maapinnal kõikjal. Sageli alluvad purustamisele ka varasemad settekivimid. Peenestatud materjal (kruus, liiv, savi) kantakse tuule või voolava vee poolt nõgudesse või veekogudesse, kus ta setitatakse kihtidena. Settekivimid võivad tekkida nii maismaal kui ka veekogudes.

Värskelt kuhjunud settematerjali iseloomustab pudedus, kobedus, mistõttu nendest räägitakse kui setetest. Setete kõvastumine, tsementeerumine, üleminek settekivimiteks on pidev ja aeganõudev protsess. Seetõttu ei saa tõmmata setete ja settekivimite vahel teravat piiri ning settekivimite all mõistetakse laiemas käsitluses ka pudedaid setteid. Meie vabariigi territooriumil, kus ilmneb suur ajaline lünk vana-paleosoikumil (kambrium, ordoviitsium, silur ja devon) kõvastunud settekivimite ja kvaternaarseste pudedate setete kuhjunemise vahel, käsitleme esimesi aluspõhjana, teisi aga pinnakattena.

Settekivimitele on olulisemaks iseloomulikuks tunnuseks kihilisus, mis osutab setete kuhjumise perioodilisusele või rütmilisusele. Teiseks sisaldavad settekivimid mitmesuguste loomade või taimede kivistunud jäänuseid - fossiile, mille alusel on osutunud võimalikuks selgitada nii orgaanilise maailma evolutsiooni kui ka rakendada kihtide vanuse ja geoloogiliste sündmuste hindamisel suhtelist geoloogilist ajaarvestust.

Keskmiselt keemilis-mineraloogiliselt koosseisult on settekivimid väga lähedased magmalistele kivimitele. Nii vastab enam-vähem maakooses teadaolevate settekivimite keskmisele koosseisule graniitide (65%) ja basaltide (35%) kombinatsiooni keemiline koosseis. Võrreldes magmaliste kivimite tüüpidega, on settekivimite koosseis aga palju vahelduvam ja mitmekesisem. See on seletatav keeruka settelise (mehhaanilise ja keemilise) diferentsatsiooniga, mille käigus sorteeritakse murenemis- ja porsumisproduktid vastavalt mehhaan-

nilisele ja keemilisele püsivusele, erikaalule, lahustuvusele jne.

Settekivimites valitsevad eksogeensete protsesside mõju piirkonnas vastupidavad mineraalid. Nendest tuleb nimetada kvartsi, kaltседoni, opaali, kaoliniiti, rauahüdroksüüde, karbonaate, sulfaate ja haloideid ühendeid.

### 1. Settekivimite klassifikatsioon ja kirjeldus.

Settekivimite klassifitseerimisel võib lähtuda kas teketingimustest või mineraloogilisest koosseisust. Geneetilises klassifikatsioonis eraldatakse tavaliselt kolme rühma: mehhaanilised ehk purdkivimid (purdsetted), keemilised settekivimid ja orgaanilised settekivimid.

Rea settekivimite kujunemisel on etendanud aga samaaegselt olulist osa erinevad protsessid. Näiteks on savi tekkel kõrvuti mehhaanilise kulutamisega tähtsal kohal keemilised protsessid, mistõttu ei ole savisid õige käsitleda kumagi rühma raames, vaid vahepealse settena. Lubjakivide jt. settekivimite moodustumine on seotud ühelt poolt keemiliste ühendite väljasadestumisega vesilahustest, teiselt poolt aga mitmesuguste loomorganismide, bakterite või taimede elutegevusega. Näiteks lubjakivid koosnevad sageli nii keemiliselt väljasadestunud kui ka organismide skelettidesse kontsentreerunud  $\text{CaCO}_3$ -st. Selliseid keemilis-orgaanilise päritoluga settekivimeid nimetatakse biokeemilisteks.

Seega vaatleme alljärgnevalt settekivimeid jaotatuna teketingimuste alusel viide rühma. Rühmade piires on viidud detailsem jaotus läbi kas keemilis-mineraloogilise koosseisu, garnulomeetrilise koosseisu (terajämeduse jaotuse) või struktuuri põhjal.

Mehhaanilised ehk purdkivimid.

Purdkivimid on tekkinud kivimite murenemisproduktide mehhaanilisel diferentsatsioonil tuule, mandrijää või vooli-

ra vee poolt settimata. Nende üksikasjalikum jaotus on viidud läbi kivimite või mineraalide purdosakeste mõõtmete alusel. Purdkivid võivad olla pudedad (purdsetted) või tsementeerunud. Purdkivimite klassifikatsioon<sup>1</sup> on esitatud tabelis 8.

T a b e l 8 .

Purdkivimite klassifikatsioon.

Osade läbimõõt mm	Tsementeerumata sete	Tsementeerunud sette kivimid	
		teravakandilised osad	ümardunud osad
>10 000	hiidrahnud		
1 000-10 000	rahnud		
100- 1 000	kivid		
10 - 100	veerised	bretša	konglomeraat
1 - 10	kruus (psefiit)		
0,1 - 1	liiv (psammiit)	liivakivi	
0,01 - 0,1	aleuriit	aleuroliit	
< 0,01	savi (peliit)	argilliit	

Hiidrahnud, rahnud ja kivid esinevad mitmesugustes peenemateralistes sette kivimites üksikult. Need on meil tuntud peaaegjalikult võõra päritoluga rändkividena ning on üheks jääaegsete setete (moreeni, jääsulavete setete) komponendiks. Harva moodustavad iseseisvaid settelasundeid ka

<sup>1</sup> Ülal esitatud kümnendsüsteemile tuginev purdkivimite klassifikatsioon on geoloogias üks enam levinuid. Selle kõrval kasutatakse aga sageli teisi klassifikatsioone, mis esitatust mõnevõrra erinevad. Näiteks loetakse pinnaseteaduses, mullateaduses jm. liivaks fraktsiooni 2-0,05 mm (või 1-0,05 mm), kuna aga fraktsioon 0,05-0,005 mm (või 0,05-0,001 mm) nimetatakse tolmuks.

veerised. Viimaseid leiame aga kohati küllaltki rohkearvuliselt kruusas, millisel juhul räägime veeriselisest kruusast.

Veerised ja kruus tekivad purdmaterjali veelisel transportil või murdlainetuse tegevuse tulemusel rannikul. Kestva transporti või lainetuse mõjul kulutatakse nad ümmarguseks või lapikuks. Nii võib mõnikord mererannikutel leida suurepäraselt poleeritud ümmargusi või lapikuid veeriseid. Teravakandilised veerised tunnistavad lühiajalisest transportist. Sellisena on tuntud meil rähk, mis koosneb mandrijää poolt aluspõhjast lahtikistud ja peaaegu kulutamata lubjakivitiikidest. Kulutamata, teravakandiliste veeriste ja kruusa tsementeerimisel saame bretša. Ümardunud veeristest ja kruusast koosnevat tsementeerunud kivimit nimetatakse konglomeraadiks. Konglomeraadid võivad tekkida nii mereliste, jõeliste kui ka jääsulavete setete arvel. Veerised ja kruus nii bretšas kui ka konglomeraatides võivad koosneda samasuguse või erineva koosseisuga kivimitüüpidest. Tsementeerivaks aineks võib olla neis kas ränioksüüd ( $\text{SiO}_2$  või  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), karbonaat ( $\text{CaCO}_3$ ;  $\text{FeCO}_3$ ), savikas aine või rauahüdroksüüd ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).

Liivades ehk psammitides on terakeste jämedus 0,1–1 mm. Sõltuvalt valdavast tera suurusest jagatakse liivad jämedateralisteks (0,5–1 mm), keskmiseteralisteks (0,25–0,5 mm) ja peeneteralisteks (0,1–0,25 mm). Mineraloogiliselt koosseisult eraldatakse monomineraalseid – ühest mineraalist koosnevaid ja polümüktseid – mitmest mineraalist koosnevaid liivu. Monomineraalsetest liivadest on sagedasemad kvartsliid. Kvarts kui murenemisprotsessides üks vastupidavam mineraal on peaaegu alati valitsevaks mineraaliks liivades. Selle kõrval esineb päevakive, vilku, amfibool, pürokseene, glaukoniiti, mitmesuguste kivimite purdosakesi jne. Päevakivirikaid liivu nimetatakse arkoosideks.

Tsementeerunud liivad on tuntud liivakividena. Tsementeerivaks aineks liivakivides on räni, savi, karbonaadid (kaltsiit, dolomiit) või raua ühendid. Liivade ja liivakivi-

de värvus on mitmesugune ja sõltub nii mineraloogilisest koosseisust, tsemendi iseloomust kui ka liivaterakesi katvast õhukesest pigmendist. Nii on puhtad kvartslivad, mis on kasutatavad klaasiliivadena, valged, glaukonitliivad ja biotiidirikkad liivad rohekad. Devoni liivakivide värvitöönderikkus on tingitud enamasti liivaterakesi pigmenteeriva ja tsementeeriva raudhappendi iseloomust.

Liivad võivad settida nii jõgedes, järvedes, merede rannikuvöötmes kui ka maismaal kas ajutiste vooluvete või tuule kuhjava tegevuse mõjul. Meie territooriumil on pinnakattes esinevatest liivadest enamik jääsulavete poolt settitatud. Põhja- ja Lääne-Eestis on ulatusliku levikuga ka merelised liivad. Jõgede (alluviaalsed) ja luiteliivad (eolised) on piiratud levikuga. Liivakivi tuntakse alamkambriumis ja kesk- ning ülemdevonis. Viimased moodustavad peaaegu kogu Lõuna-Eesti aluspõhja.

Aleuriitideks loetakse 0,01-0,1 mm terakeste läbimõdduga purdseid setteid. Nad sarnanevad tekketingimustelt ja mineraloogiliselt koostiselt liivadele, kuid füüsikalistelt omadustelt on vahepealsed liivadele ja savidele. Sõltuvalt valdavast tera suurusest on alevriidid kord lähemal liivale, kord aga sarnanevad teatud plastilisuse tõttu enam savidele. Tera jämeduselt liivade-aleuriitide ja aleuriitide-savide vahepealseid setteid nimetatakse vastavalt kas saviliivaks või liivsaviks.

Aleuriitide hulka kuulub tera jämeduselt ka löss. Viimane esineb suures paksuses ulatuslikel aladel Hiinas, Kesk-Aasias, Ukrainas jm. Ta teket seotakse kas tuule tegevusega (V. Obrutšev) veelise transpordiga või mitmesuguste porsumis- ja mullatekkeprotsessidega (L. Berg). Löss on kihitamata helepruun või kollakas poorne sete, mille koosseisus valitseb kvarts. Selle kõrval esineb vähemal määral päevakive, vilke ja savimineraale. Lössile on omane ka kõrge lubjasisaldus (20-30% CaCO<sub>3</sub>), mistõttu ta reageerib intensiivselt soolhappes. Tänu mitmesuguste soolade sisaldusele on lössid üheksa viljakandvamaks pinnaseks.

Tsementeerunud aleuriite nimetatakse aleurolitideks. Tsementeerivaks aineks on siin lubiühendid ( $\text{CaCO}_3$ ) või ränihapend. Aleuroliidid on sageli õhukesekihilised ja meenutavad kildalise ehituse tõttu savikilta. Meie aluspõhjas on aleuroliidid ulatuslikult esindatud alamkambriumis ja keskdevonis (narva lademes).

Purdsetete all tuleb iseloomustada veel moreeni. Vastandina eespool kirjeldatud setetele ei saa moreeni paigutada esitatud purdsetete klassifikatsiooni, sest moreeni iseloomustab eelkõige purdosakeste mitmesugune ja väga suurtes piirides kõikuv tera jämedus - alates saviosakestest kuni suurte rahnudeneni. Moreen on mandrijää või jääliustike sette, mis jääb jää sulamisel maha sorteerimata materjalina. Koosseisult võiks moreeni iseloomustada kruusa, veeriseid ja kive sisaldava liivsavi või saviliivana. Moreeni kivimilis-mineraloogiline koosseis ja värvus sõltuvad oluliselt vaadeldava ala aluspõhja kivimite iseloomust. Nii on Põhja-Eestis, kus aluspõhi koosneb lubjakividest, moreenide värvus hall, Lõuna-Eestis devoni punakate ja pruunide liivakivide mõjul aga punakaspruun. Moreenid sisaldavad suuremal või väiksemal hulgal lupja ( $\text{CaCO}_3$ ) ja teisi sooli. Nad on meie alal kõige viljakamate muldade lähtekivimiks.

Tinglikult vaatleme purdsetete hulgas ka brahhiopood-konglomeraati ehk obolusfosforiiti - meie ordoviitsiumi alumisel piiril (pakerordi lademes) esinevaid liivakive, milles leidub massiliselt fosforhappe kaltsiumist koosnevaid käsijalgsete Obolus'te karbikaasi. Suhteliselt kõrge  $\text{P}_2\text{O}_5$ -sisalduse tõttu (kuni 30%) leiab ta kasutamist fosforiidimaagina. Sellest valmistatakse fosforväetisi.

Kuigi oboluskonglomeraat koosneb peasjalikult organismide välisskelettidest või nende murdosadest, on tema tekkel, karbikete kuhjumisel, etendanud olulist osa mehhaanilised protsessid. Karbikete massilist kuhjumist teatud tasemetesse seletatakse lainetuse mõjuga omaaegsetel rannikualadel.

## Savid (peliidid).

Savid on settekivimitest kõige ulatuslikuma (60% settekivimitest) levikuga. Nad on kõige peeneteralisemad setted. Kuivas olekus on nad muldse ehitusega ja purunevad sõrme vahel hõõrudes peeneks pulbriks. Niiskelt tunduvad nad aga rasvasena, kleepuvana. Savidele on iseloomulikuks tunnuseks plastilisus, voolitavus. Kuivamisel säilitavad nad antud vormi, põletamisel muutuvad aga kõvaks kivitaoliseks massiks, mis vees enam ei ligune. Seda savide omadust kasutatakse teliste ja portselani valmistamisel.

Mineraloogiliselt koosseisult erinevad savid tüüpilisest purdsetetest, sest nende koosseisus ei esine mitte ainult varasemate kivimite purunemisel ja murenemisel tekkinud purdosakesed (kvarts, muskoviit, biotiit, opaal jt.), vaid ka rida uusi mitmesuguste keemiliste protsesside käigus tekkinud mineraale, nn. savimineraale. Viimastest nimetame kaoliniiti, hüdrovilku ja montmorilloniti. Savimineraalid annavadki savile plastilisuse.

Savide värvus võib olla väga mitmesugune, sõltuvalt lianditest. Nii põhjustab orgaaniline aine savi musta värvuse, raudhapiidid pruunika, punaka või violetika värvuse, glaukoniidi ja kloriidi lisad roheka värvuse jne. Puhtad kaoliniitsavid - kaoliinid on valge värvusega.

Saviseid eraldatakse vastavalt savimineraalide sisaldusele kaoliniitseteks, hüdrovilgu-, montmorillonitiitsavideks jne. Kaoliniidirikkad savid on tuntud rasvaste savidena, kuna aga hulgaliselt kvartsi, kaltsedoni, opaali ja raudhapiidide sisaldavaid saviseid loetakse lahjadeks.

Saviseid, mille sulamistemperatuur on umbes 1700°, nimetatakse tulekindlateks. Nendes, samuti kui portselansavideski, on oluliseks komponendiks kaoliniit. Hüdrovilgulised savid ei ole tulekindlad. Neid kasutatakse telliskivitööstuses, tsemendi lisandina jne.

Savid tekivad tardkivimite porsumisel, jäädes kivimite porsumiskohale (jääksavid), või porsumisproduktide ümberse-

titamisel rahulikus veelises keskkonnas. Peamisteks savide settimisbasseinideks on mered ja järved.

Eesti NSV aluspõhjas on tuntumaks alamkambriumi sini-savid. Kesk- ja ülemdevonis leidub valdavalt punakaspruune, harvem helehelle savisid. Viimased on kohati osutunud raskesti sulavaks (sulamistemperatuur 1340–1580°). Kvaternaarsest savidest tuleb nimetada mandrijääst väljasulanud moreensavisid, jääpaisjärvedes settinud viirsavisid (Kasari jõgikonnas, Haapsalu ümbruses, Pärnu linna piires, Narva jõe piirkonnas, Viljandi ja Kambja orus, Ilmatsalus jm.) ja pärastjääaegsetes veekogudes või maapinna nõgudes settinud uhtsavisid.

Kõvastunud savikaid kivimeid, mis on tekkinud plastiliste savide tihenemisel ja dehüdratatsioonil, nimetatakse argilliitideks. Argilliidid on kas massiivsed, plaatjad või kiltsed kivimid. Vees argilliidid ei ligune. Argilliidi näiteks võib tuua meie alal alamordoviitsiumi diktüoneemakilta.

#### Keemilised settekivimid.

Tüüpilisteks keemilisteks seteteks, mis sadestuvad välja vesilahustest, on mitmesugused soolad. Mineraalsete soolalainundite peamiseks allikaks on merevesi, millest soolade väljasadestumiseks on soodsad tingimused meredest eraldunud laguunides ja lahtedes ariidse kliima tingimuses. Sellisteks laguunideks on näiteks Sivaš Aasovi mere ääres ja Kara-Bogazi laht Kaspia mere ääres. Kara-Bogaz on ühendatud Kaspia merega vaid kitsa väinaga, mille kaudu voolab lahte juurde merevett, mis kompenseerib aurumisel lahes tekkinud veekao. Sellise ühesuunalise tsirkulatsiooni tulemusel suureneb pidevalt lahes vee soolsus (ületab Kaspia vee soolsuse kuni 24 korda) ja lahe põhja sadestuvad mitmesugused soolad - kips, haliit, mitmesugused sulfaadid jne.

Tuleb märkida, et mineraalsetest sooladest on enam levinud vähem lahustuvad ühendid - kips, anhüdriit, kiviisool. Nii on teada kipsi ja anhüdriidi lasundeid kuni 100 m pak-

susega. Kivisoolalademete paksus võib ulatuda 10 - 15 m. Kaalium- ja kaalium-magneesiumsoola ning naatriumsulfaate esineb suurte lasunditena harvem.

Keemilise tekkega on ka geiseriidid, mis kujutavad endast ränioksüüdirikkaid, geisritest ja termidest väljasades- tunud setteid. Geiseriit on enamasti valge värvusega, kuid raudhapendite lisandi tõttu võib olla ka kollakas, pruunikas või kirjuvärviline.

Lubisetetest kuuluvad tüüpiliste keemiliste setete hulka allikalubjad (travertiinid). Nende teke on seotud kaltsiumbikarbonaadi väljasadestumisega allikates. Allikalupjades leidub sageli taimejäänuseid, puulehti, sammalt, mis tingib allikalupjade poorse ehituse. Lubihendite väljasadestumine allikates on seletatav CO<sub>2</sub> eraldumisega põhjaveest selle väljumisel maapinnale, samuti vee temperatuuri kõrgenemisega. Mõlemad faktorid aga vähendavad CaCO<sub>3</sub> lahustuvust.

Allikalupja leidub meil enam Lõuna-Eestis oruveergudel. Eriti on allikalubjalasundid seotud nende allikatega, mis voolavad välja devoni liivakividest.

Tõenäoliselt on keemilise tekkega ka osa lubjakive, kuid neid on raske eraldada biokeemilise tekkega lubjakividest, sest lubjakivides on toimunud hiljem ümberkristalliseerumine või dolomitiseerumine, mis on settekivimite esialgset ilmet oluliselt muutnud.

Dolomitidest loetakse keemiliste setete hulka primaarsed settelised dolomiidid. Viimased võivad kujuneda kõrgendatud soolsusega laguunides või lahtedes. Arvatakse, et varasematel geoloogilistel perioodidel, mil nii atmosfääris kui ka hüdrofääris oli CO<sub>2</sub> kontsentratsioon kaasaegsest kõrgem, olid primaarsete dolomitide kujunemiseks soodsamad tingimused.

#### Orgaanilised settekivimid.

Tüüpiliste orgaaniliste settekivimitena võime esile tõsta turvast, pruunsütt, kivisütt ja põlevkivi. Kõik need lelavad kasutamist kütteinena, mistõttu nad on tuntud kaus-

tobioliitide rühmana (kr. kaustikos - põlev, bio - elu, lithos - kivi).

Turvas tekib taimejäänuste massilisel kuhjumisel ja osalisel kõdunemisel küllaldase vee, kuid õhu puuduliku juurdepääsu tingimuses. Turba kujunemisel etendavad olulist osa mitmesugused mikroorganismid. Värvuselt on turvas kollakaspruun, pruun kuni pruunikasmust, sõltuvalt botaanilisest koosseisust ja kõdunemisastmest. Botaanilise koosseisu põhjal eraldatakse samblaturvast (afagnum-turvast), tarnaturvast, pillirooturvast, sõnajalaturvast jne.

Turvas moodustub soodes (nii madal- kui ka kõrgsoodes), kus ta paksus võib ulatuda 8 - 10 m. Lasundi ülemistes osades on turvas tavaliselt kõige vähem kõdunenud. Siin võib leida lagunemata taimejäänuseid. Sügavamal suureneb kõdunemisaste ja sellega koos ka turba süsinikusisaldus.

Kuivas turbas on süsinikku 28 - 55%, hapnikku 30 - 38%, vesinikku keskmiselt 5,5%, lämmastikku umbes 2%. Peale selle sisaldab turvas mineraalseid lisandeid, mis põlemisel jäävad järele tuhana. Tuhasisaldus kõigub mõnest kuni mõnekümne protsendini. Enam kui 25% tuhasisaldusega turvast loetakse kütteinena mittesobivaks.

Turvas leiab ulatuslikku kasutamist kohaliku kütteinena. Ka Eesti NSV-s on turbasood ja -rabad laialdase levikuga. Meil on teada kokku 517 üksikut turbasood üldpindalaga ligi 7 000 km<sup>2</sup>. Turvast kasutatakse meil kütteinena küteturba ja brikettide näol ning alusturbana.

Pruunsüsi on turba madalatemperatuuriline sõestumisprodukt. Ta erineb turbast suurema tiheduse, väiksema niiskuse ja kõdunemata taimejäänuste puudumise tõttu. Pruunsöes on süsinikusisaldus 60 - 75%.

Pruunsöe kujunemise eelduseks on turba mattumine savikate või liivsavikate setete alla, kusjuures suhteliselt madala temperatuuri (mitte üle 70°) ja väikeste rõhkude tingimuses turvas kaotab vee. Samal ajal muutub mitmesuguste biokeemiliste protsesside mõjul orgaanilise aine koosseis: suureneb süsinikusisaldus, väheneb aga hapniku hulk. See söes-

tumisprotsess on pikaajaline, miljoneid aastaid kestev, mistõttu pruunsütt kvaternaarsestes setetes ei leidu. Pruunsütt esineb keskaegkonna, paleogeeni ja neogeeni setetes.

Välisilmelt on pruunsüsi pruunikasmust, tihe, muldja või karplise murdepinnaga kivim.

Pruunsöe edasisel söestumisel kõrgema temperatuuri (umbes  $300^{\circ}$ ) ja suurema rõhu juures tekib veelgi süsinikurikkam kivim - kivisüsi.

Kivisöes on süsinikusisaldus 75 - 93%. Välisilmelt on kivisüsi must. Kõvadus 2 - 2,5; erikaal 1,26 - 1,35. Sõltuvalt läikest eraldatakse tuhme ja läikivaid kivisüsi. Tuhmid söed on suurema tuhasisaldusega. Eriti kõva hallikas-musta värvusega ja tugeva metallilise läikega kivisüsi on tuntud antratsiidina. Viimase süsinikusisaldus ulatub kuni 98%. Antratsiidi tekkeks on vajalik veelgi kõrgem temperatuur (umbes  $500^{\circ}$ ).

Suurem osa kivisütest on tekkinud karboniajastul, mil sooja ja niiske kliima tõttu kasvas väga lopsakas taimkate.

Tuntumateks kivisöe leiukohtadeks on Donbass Ukrainas ja Kuzbass Lääne-Siberis.

Põlevkiviks nimetatakse kildalise ehitusega savikaid või karbonaadirikkeid õhukeste kildudena kergesti süttivaid kivimeid. Nad esinevad tavaliselt teistes settekivimites mõne sentimeetri kuni mõne meetri paksuste vahekihtidena. Kuumutamisel mõnesajakraadilise temperatuuri juures (utmisel) eralduvad põlevkivist vedelad ja gaasilised ühendid, millest võib saada naftasaadusi ning väärtuslikke orgaanilisi ühendeid. Tuntumaks põlevkivi leiukohaks Nõukogude Liidus on Besti ja Leningradi oblasti põlevkivibassein.

Eestis õpiti põlevkivi tundma Kukruse ümbruses, mille järgi meie põlevkivi nimetatakse kukersiidiks. Kukersiit esineb ordoviitsiumi kuuluva kukruse lademe lubjakivides kuni 80 cm paksusega vahekihtidena, kogupaksusega kuni 3 m. Kukersiidi tootsaid vahekihte sisaldava kihikompleksi paksus on umbes 5 m.

Välisilmelt on kukersiit kuivalt kakaopruun kerge

pehme hõlpsasti kihtideks lõhenev kivim. Ta erikaal kõigub orgaanilise aine sisaldusest sõltuvalt 1,3 - 1,7. Põlevat orgaanilist ainet leidub kukersiidis keskmiselt 50%. Orgaaniline aine koosneb ümmargustest mikroskoopilistest vetikatest - Cloeocapsamorpha prisca. Kõrvuti orgaanilise ainega esineb kukersiidis  $\text{CaCO}_3$  ja mitmesuguseid purdsetteid (liiva, savi). Iseloomulik on kukersiidile rohkete fossiilide esinemine kihipindadel.

Kukersiidi tuhasisaldus on umbes 50%.

#### Biokeemilised kivimid.

Selles rühmas on kõige levinumateks karbonaatsed settekivimid: lubjakivid, dolomiidid ja merglid. Nende koosseisus esinevad suurel hulgal mitmesuguste väikeste organismide välisskeletid.

Lubjakivid koosnevad peaaesjalikult ühest mineraalset - kaltsiidist. Puhtad lubjakivid sisaldavad seega 56% CaO ja 44%  $\text{CO}_2$ . Nad on värvuselt heledad, valged, kollakad või hallid. Terajämeduselt võivad nad olla tihedad (afaniitsed) või palja silmaga nähtava teralisusega (kristallteraliseid) kivimid. Suure hulga organismide jäänuste esinemise korral nimetatakse lubjakivi struktuuri organogeenseks. Kui organismide jäänused ilmnevad kivimis purustatud tükikestena, fragmentidena, loetakse struktuuri detriidiliseks. Lubjakivide organogeense struktuuri puhul nimetatakse lubjakive valdava fossiili põhjal näiteks karplubjakivideks, pentameerlubjakivideks (koosneb brahhiopood Pentamerus'e kodadest), koralllubjakivideks, krinoiidlubjakivideks (koosnevad mereliilia-fragmentidest) jne.

Lisandina võib lubjakivides esineda dolomiiti, savi, glaukoniti, raua hüdroksüüde, püriiti, sooli jt. Puhastes lubjakivides ei tõuse lisandite hulk üle 5%. Dolomiidi hulga suurenemisel saame esialgu dolomiitsed lubjakivid (5-25% dolomiiti), veelgi suurema dolomiidisisalduse korral (25-50%) dolomiitlubjakivid. Analoogiliselt sellele räägime ka

savikast või liivakast lubjakivist (5-25% savi või liiva) ja liivalubjakivist. Üle 25% savisisaldusega lubjakivid on tuntud merglitena. Tunduva ränisisalduse korral (üle 15%) räägime ränilubjakividest, glaukonidi lisandi korral glaukonitlubjakividest, orgaanilise aine sisalduse puhul bituumsetest lubjakividest. Erinevad lisandid võivad põhjustada lubjakivide mitmesuguse värvuse.

Lubjakivid võivad tekkida mitmesugustes tingimustes - nii mageveekogudes kui ka soolakates basseinides. Kõige enam on levinud merepõhjas settinud lubjakivid. Nad kujunevad sooja kliimavöötme meredes kuni mõnesaja meetri sügavuses.

Lubjakivide hulka kuulub ka kriit. See on valge pudev väikestest pulbrilistest kaltsiiditerakestest ja üherakulistest lubivetikatest, foraminifeeridest koosnev kivim. Eriti on levinud kriit keskaegkonna kriidiajastu setetes.

Lubjakivid on väga laialdase levikuga. Neid esineb kõigi geoloogiliste perioodide vältel kujunenud setete seas. Meie aluspõhjas on lubjakivid ulatusliku levikuga ordoviitsiumis ja siluris.

Kvaternaarsetes setetes on tuntud karbonaatsed setted järvelubja ehk järvekriidina, mis on settinud järvede põhja eriti mitmesuguste lubivetikate kaasmõjul. Järvelubja esineb Bestis mitmes piirkonnas. Lõuna-Eestis kasutatakse teda muldade lupjamiseks.

Lubjakive kasutatakse ehitusmaterjalina, lubja põletamisel, tsemendi tootmisel jm.

Dolomiidid koosnevad valdavalt mineraal dolomiidist  $\text{CaMg} \cdot \text{CO}_3 / 2$ , kuid lisandina võib neis esineda kaltsiiti, savi, kipsi, opaali jt. Dolomiitide ja lubjakivide vahel on olemas pidevad üleminekud, sest suurem osa dolomiite on tekkinud esialgsete lubjakivide dolomitiseerumise arvel. Vahepealseid kivimitüüpe nimetatakse dolomitiseerunud lubjakivideks (dolomiiti alla 50%).

Välisilmelt on dolomiidid kollakaasvalged, hallid või pruunikad kivimid. Ümberkristalliseerumise tõttu on nad sageli poorse tekstuuriga. Lubjakivist eraldatakse dolomiite

reageerimise põhjal HCl-ga: lubjakivid lahustuvad lahjendatud soolhappes tormiliselt "keedes", dolomiit vaid pulbrina ja kuumutamisel.

Dolomiidid on kõrvuti lubjakividega levinud settekivimid, eriti paleosoikumis. Meie aluspõhjas on tüüpilisi dolomitite vähem kui dolomitiseerunud lubjakive. Enam on dolomiite siluris (raikküla, adavere ja kaarma lade).

Merglid on vahepealseks lüliks lubjakivide ja savide vahel. Nad sisaldavad savikat materjali 25 - 50%. Merglid on tavaliselt hallika, roheka või kirju värvusega. Tekkinud on nad merelistes või järvelistes veekogudes.

Eesti aluspõhjas on merglid võrreldes lubjakivide ja dolomiitidega piiratuma levikuga. Tüüpilisemaks merglik on siluris jaani lademes esinev rohekashall mergel. Kirjuvärvilised merglid on levinud keskdevoni narva lademe setetes. Siin vahelduvad merglites violetikad, punakaspruunid ja hallid või rohekashallid värvused.

Mittekarbonaatsetest settekivimitest tuleb selles rühmas käsitleda diatomiiti, mis sarnaneb väliselt ilmelt ja tekkelt kriidile, kuid koosneb peamiselt diatoomvetikate ränistunud kojakestest. Diatomiit on kas pudev või tsementeerunud, kerge ja poorne kivim. Meie territooriumil leidub diatomiiti Narva jõe mõlemal kaldal Tõrvala ümbruses, kust on tekkinud omaaegses merelahele kuhjunud ränivetikate jäänuuste arvel.

Diatomiit leiab kasutamist isolatsioonimaterjalina, filtreerimiseks jne.

## 2. Diagenees.

Diageneesi (kr. diagenesis - ümberkujunemine) all mõeldakse komplitseeritud ja kestvaid füüsikalisi-keemilisi protsesse, mille mõjul pudedatest setetest tekivad kõvad settekivimid. Diagneesiprotsesside mõistmine on vajalik selleks, et tundma õppida settekivimite kujunemise seaduspärasusi ja settekivimites toimuvaid muutusi, millega kaasneb sageli mitmesuguste maavarade (nafta, põlevkivi, kiviõli, fosforiidi jm.) teke.

Diageneesiprotsesside iseloom sõltub settematerjali koosseisust ja ehitusest ning väliskeskkonna muutustest. Mõned setted, näiteks kvartslilivad, kruus jne. ei tee diageneesil läbi suuri muutusi. Nendes ilmneb ainult osakeste liitumine kas purdmaterjalis endas esinenud saviosakeste või lahustest väljasettinud ühendite arvel. Komplitseeritud muutusi teevad diageneesil läbi aga need setted, mis esialgu sadestuvad veekogu põhja mudana (lubimudad, orgaaniliste ainete rikkad mudad ehk sapropeelid). Need muutused on seda ulatuslikumad, mida mitmekesisem ja ebaühtlasem on esialgne sete oma koostiselt.

Vastavalt väliskeskkonna iseloomu muutumisele diageneesi vältel eraldatakse selles kolme staadiumi: süngeneesi (varajast diageneesi), diageneesi (sõna kitsamas mõttes) ja epiogeneesi (hilist diageneesi).

Süngeneesi füüsikalise-keemilised tingimused vastavad enam-vähem settimiskeskkonnas valitsevatele tingimustele. Süngeneesiprotsessid esinevad vaid sette kõige ülemises (10-15 cm paksuses) osas, kus on veel küllaldaselt hulgal vett (kui settimine toimub veelises keskkonnas) ja hapnikku. Keskkond on siin happelise või neutraalse reaktsiooniga. Selles vöös esineb rikkalikult baktereid, mis lagundavad orgaanilisi aineid ja süsivesinikke, oksüdeerivad sulfiidid, sulfaadid ning orgaanilise aine lagunemisel vabanenud ammoniaagi nitraatideks. Bakterite elutegevuse tulemusel võivad tekkida keerulised orgaanilised ühendid, mis hiljem uuesti lagunevad. Sette erineva koosseisuga aineosakeste vahel võivad toimuda mitmesugused keemilised reaktsioonid, kusjuures tekkivad antud keskkonnas püsivad ühendid ja mineraalid. Üldise iseloomustab süngeneesistaadiumi ainete intensiivne difusiooniline ümberpaigutus ja aktiivne bakterite tegevus. Bakterite mõjul võivad moodustuda ka mitmesugused konkretsioonid. Viimased kujutavad endast kas sfäärilisi, ellipsoidaalseid või korrapäratu väliskujuga kuni mõnekümne sentimeetrilise läbimõõduga mineraalseid kogumikke. Nad on tekkinud kas lahustest väljakristalliseerunud ühendite koondumisel teatud

kristallisatsioonituumiku (karbiskeleti, kvartsiteerakese jne.) ümber või ühendite väljasadestumisel poorsete kivimite tühemikus. Vastavalt tekkeviisile on konkretsioonide sissehitus kas radiaalkirjas, vööline, koorikuline või ühtlane. Sagedamini esinevad konkretsioonid savikates setetes ja lubjakivides, samuti poorsetes liivakivides. Konkretsioonid võivad koosneda opaalist, kaltsedonist, fosfaadist, püriidist, markasiidist, limoniidist, karbonaadist ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ) või raua- ja mangaaniühenditest.

Diageneesistaadiumis tuleb käsitleda protsesse, mis toimuvad juba hilisemate kihtide poolt kaetud setetes. Kui võrd diageneesil on need kaotanud vahetu seose settimiskeskkonnaga, on füüsikalise-keemilised tingimused siin juba erinevad. Selles staadiumis ilmneb kõige tunduvam sette muutumine. Redutseeriva keskkonna tõttu asenduvad sulfaadid ja raua- ning mangaanihapped hapnikuvaesemate ühenditega (sulfiidid, alahapendid, karbonaadid). Lasuvate kihtide rõhu mõjul tiheneb sete, mida soodustab omakorda ümberkristalliseerumine ja koostisosade tsementeerimine. Ümberkristalliseerumine on eriti tüüpiline peeneteralistele savikatele ränirikastele või lubisetetele. Kiiremini kristalliseeruvad ümber peeneteralistes ühtlase koosseisuga ja kergesti lahustuvatest komponentidest koosnevad need (lubimuda). Lahustunud lubi- ja raniühendid kristalliseeruvad uuesti välja setetes tsirkuleerivatest lahustest nende kontsentratsiooni tõusmisel või süsihappegaasi eraldumisel lahustest. Seejuures väljasadestunud ühendid tsementeerivad setetes esinevaid poore või moodustavad suuremaid kristalle. Savides toimub tihenemine peaaesjalikult koostisosade lihtsa lähenemise teel, mille juures vesi välja surutakse.

Sette üksikute komponentide ümberpaigutumine diageneesiprotsesside käigus võib põhjustada ka mitmesuguste tööstusliku kontsentratsiooniga maavarade tekkimise. Niisugusteks näideteks võib tuua settelise tekkega sideriitseid maa-gilasundeid, fosforiidikonkretsioone jne. Diageneesiprotsessidega on seotud ka nafta, kivisöe ja looduslike gaaside te-

ke orgaanilise aine arvel.

Epigeneesistaadiumi alguseks on setted muutunud kõvas-  
tunud settekivimiteks. Kuid kivimite muutumisprotsess ei  
ole sellega veel lõppenud. Settekivimite lõhedes ja poori-  
des ringlevad põhjaveed ja gaasid võivad esile kutsuda ki-  
vimis veel tunduvaid keemilisi muutusi, nn. epigeneetilisi  
muutusi. Olulisemateks epigeneetilisteks protsessideks on  
lubjakivide ümberkristalliseerumine, dolomitiseerumine ja  
ränistumine. Epigeneetiliste muutuste iseloom sõltub nii ki-  
vimite koosseisust kui ka lasuvussügavusest. Kivimite vaju-  
misel üha sügavamale uute settekivimite ladestumise teel  
suureneb neis rõhk ja kõrgeneb temperatuur. Vastavalt termo-  
dünaamiliste tingimuste muutusele asenduvad pidevalt vähe-  
püsivad mineraalid uute tingimustega tasakaalus olevate mi-  
neraalidega. Sellist epigeneesi nimetatakse progressiivseks  
epigeneesiks. Progressiivsele epigeneesile võib vastandada  
regressiivse, mis ilmneb maakoore kerkimisel, kus suuremates  
sügavustes kujunenud settekivimid alluvad uuesti mineraloo-  
gilise koosseisu muutustele. Näiteks regressiivsel epi-  
geneesil asenduvad dolomiidid uuesti lubjakividega, anhüdrii-  
di arvel kujuneb kips jne. Kui progressiivne epigenees viib  
lõpuks kivimid metamorfismistaadiumi, siis regressiivne epi-  
genees läheb maapinnal üle porsumisprotsessiks.

Olgu märgitud, et süngenees, diagenes ja epigenees ku-  
jutavad endast pidevalt üleminevaid ja omavahel tihedalt  
seotud settekivimite moodustumise staadiume, mille vahel ei  
ole võimalik tõmmata teravaid piire. Samuti ei saa esile  
tõsta kriitilist sügavustaset, kus progressiivne epigenees  
asendub metamorfismiga. See sõltub nii kivimite koosseisust  
kui ka geoloogilistest tingimustest, mis valitsevad maakoore  
ühes või teises piirkonnas.

## X. METAMORFISM JA METAMORFSED KIVIMID.

Settekivimite paksus maakoore teatud piirkondades, kus maapind on pidevalt vajunud, võib ulatuda kümnete kilomeetriteni. Nende kivimilasundite alumised kihid on lasuvate kihtide raskuse tõttu suure rõhu all (5 km - 1300 atm, 25 km - 8000 atm jne.). Geotermilisest gradiendist tulenevalt valitseb seal ka kõrge temperatuur. Temperatuuri võib veelgi tõsta maakoore ülemistesse osadesse tunginud magma. Kihtide raskusest tingitud hüdrostaatilisele rõhule võib tektooniliste liikumiste puhul lisanduda nn. ühesuunaline, orienteeritud rõhk. Viimane on näiteks kurrutusprotsesside korral silmapaistva suurusega isegi maakoore pinnalähedastes osades. Nende termodünaamiliste tingimustega ei ole settekivimite diagenesiprotsessidel tekkinud mineraalid enam tasakaalus ja asenduvad uutega. Samal ajal muutub ka kivimite struktuur ja tekstuur. Analoožiliselt settekivimitele võib muutuda ka tardkivimite mineraloogiline koosseis ja ehitus.

Muutunud füüsikalise-keemiliste tingimuste mõjul toimuvad sette- ja magmaliste kivimite ümberkujunemist nimetatakse metamorfismiks (kr. metamorpho - moondu). Tekkinud kivimeid loetakse metamorfseteks kivimiteks ehk metamorfiiitideks. Olgu märgitud, et metamorfismiprotsessidele alluvad ka metamorfiiidid ise, tehes läbi tingimuste muutuste puhul pideva ümberkujunemise.

Kivimite ehitus ja mineraloogiline koosseis on alati vastavate füüsikalise-keemiliste tingimuste funktsioon. Ka porsumis- ja diagenesiprotsessid kujutavad endast muutusi, kus tekivad uute tingimustega tasakaalus olevad mineraalid. Erinevalt aga porsumisest ja diagenesist, kus on määravaks teguriks eksogeensed jõud, toimub metamorfism endogeensete jõudude mõjul. Metamorfism ilmneb alati põhjavee tsirkulatsioonivõõst sügavamal, diagenesist tunduvalt erinevates termodünaamilistes tingimustes. Kõrvuti suure rõhu ja kõrge temperatuuriga võivad metamorfismiprotsessidel etendada olulist

osa magmalise päritoluga lahused ja gaasid. Viimaste mõjul võib muutuda mitte ainult kivimite mineraloogiline, vaid ka keemiline koosseis. Tuleb märkida, et metamorfismiprotsessid - uute mineraalide teke, kivimite struktuuri või tekstuuri ümberkujunemine - toimuvad alati enam-vähem tahkes kivimis, ilma kogu kivimi ülessulamisetä. See on võimalik tänu metamorfismiprotsesside tohutule ajalisele kestusele, mistõttu teatud ajamomendil on lahustunud olekus vaid tühine osake mineraalide komponendist.

### 1. Metamorfismi põhjused ja tüübid.

Nagu ülal märgitud, on metamorfism põhjustatud mitme samaaegselt mõjuva teguri kompleksist. Nendeks teguriteks on kõrge temperatuur, suur rõhk ja mitmesugused lahused või gaasid. Need ei avaldu maakoos peaaegu kunagi isoleeritult, vaid mitmesugustes kombinatsioonides, kus ühe või teise teguri osatähtsus võib muutuda. Kivimi muutuse iseloomu määrab aga kõigi tegurite koosmõju. Nii kaasneb suure hüdrostaatilise rõhuga enamasti ka kõrge temperatuur. Ent geotermiline gradient ei ole konstantne suurus ja see sõltuvus ei ole kõikjal ühtlane. Seda olukorda komplitseerib veelgi magma intrudeerumisel avalduv soojusenergia ning maakoore tektoonilistel liikumistel (kurrutumisel, murrangute tekkel jne.) ilmnev ühesuunaline rõhk. Magmalistest intrusiividest võivad kanduda metamorfiseeruvatesse kivimitesse magmaliste lahuste ja gaasidena mitmesugused ühendid väljastpoolt, mis reageerides kivimitega muudavad nende mineraloogilist ja keemilist koosseisu. Lahuste ja gaaside keemiline aktiivsus on aga seda suurem, mida kõrgem on temperatuur. Seega ei ole õige metamorfismiprotsesside käsitlemisel vaadelda ülalmärgitud tegureid eraldi, isoleeritult, vaid tihedas vastastikuses seoses.

Vastavalt metamorfismi esilekutsunud põhjustele eraldatakse mitmesuguseid metamorfismitüüpe. Enamlevinud metamorfismitüüpina tuleb esile tõsta kontaktmetamorfismi, dislo-

katsioonilist metamorfismi ja süva- ehk regionaalset metamorfismi.

Kontaktmetamorfism ilmneb magma tungimisel maakoore ülemistesse kihtidesse magma ja ümbritsevate kivimite piiril. Seejuures põhjustab muutusi kontaktilähedastes ümbritsevates kivimites nii magma vahetu keemiline mõju kui ka magmast eralduv kuumus. Magma ja ümbritsevate kivimite keemilise reageerimise tulemusel võib muutuda kontakti piires ka magma enda koosseis. Selle tulemusel on intrusiivi kivimiline koosseis kontaktvöös ja intrusiivi siseosas erinev. Kontaktvöös muutunud magmalisi kivimeid nimetatakse endokontakti-  
listeks, muutustele allunud ümbritsevaid kivimeid aga ekso-  
kontaktilisteks.

Kontaktmetamorfismi intensiivsus sõltub magma keemilisest aktiivsusest: temperatuurist, koosseisust ja lenduvate komponentide sisaldusest, ning ümbritsevate kivimite iseloomust. Kõige selgemalt avaldub kontaktmetamorfism juhul, kui ümbritsevate kivimite koosseis erineb tunduvalt magma koosseisust. Näiteks tekivad lubjakivide ja happelise magma kontaktil granaadist ja pürokseenist koosnevad metamorfsed kivimid - skarnid.<sup>1</sup> Graniitse magma tungimisel savikatesse kivimitesse tekivad kontaktvöös sarvkivid - tihedad kvartsi-rikkad kivimid. Aluseline magma on keemiliselt väiksema aktiivsusega, mistõttu ka vastavad kontaktvööd on piiratuma levikuga.

Kontaktvöö laius võib ulatuda mõnekümnest sentimeetrist kuni mõnekümne meetrini, harva isegi mõne kilomeetrisse. See oleneb peale ülalmärgitud tegurite veel intrusiivi mõõtmetest, metamorfismiprotsessi sügavusest ja kontaktipinna iseloomust. Nii on suurematel intrusiivididel suurem soojusvaru ja nende jahtumine on aeglasem. Samuti jahtuvad aeglasemalt

---

<sup>1</sup> Skarnides esineb sageli tähelepanuväärses kontsentratsioonisisalduses mitmesuguseid maakmineraale: magnetiiti, galeniiti, sfaleriiti, Mo- ja Sn-maake jt., mistõttu nad pakuvad suurt praktilist huvi.

suuremates sügavustes esinevad intrusiivid, mistõttu ka nende kontaktvööd on laiemad. Kuna kivimid juhvivad soojust pikki kihipindu paremini kui sellele ristisuunas, esinevad ulatuslikumad muutused seal, kus intrusiiv lõikab ümbritsevate kivimite kihipindu.

Kivimite mineraloogilise koosseisu ja ehituse muutuse kontaktvöös võib põhjustada kas ainult magma kõrge temperatuur või lisanduvad sellele veel magmast eralduvad gaasid ja kuumad lahused. Vastavalt sellele räägitakse termaalsest (termometamorfism), pneumatolüütilisest ja hüdrotermaalsest kontaktmetamorfismist.

Kõrge temperatuuri tähendus kivimite ümberkujunemisel seisneb eelkõige selles, et see kiirendab uute, püsivamate mineraalide tekkele viivaid reaktsioone, soodustab kivimi ümberkristalliseerumist ning suurendab magmaliste lahuste keemilist aktiivsust. Näiteks kristalliseeruvad termaalsel metamorfismil lubjakivid ümber jämedakristallilisteks marmoriteks, savid sarvkivideks, aluseliste kivimite arvel tekivad amfiboliidid jne. Uute mineraalide kujunemisel termometamorfismil on kehtiv nn. temperatuuri seadus. Selle järgi tekivad temperatuuri tõusmisel endotermilise reaktsiooniga (soojust neelavad) mineraalid. Termaalset metamorfismi iseloomustab kõrge temperatuur (800 - 1000<sup>o</sup>) ja suhteliselt väike rõhk.

Pneumatolüütilisel metamorfismil tungivad magmakoldest ümbritsevate kivimite lõhedesse ja pooridesse mitmesugused gaasid (Cl, F, B, H, CO<sub>2</sub> jt.) ja veeaur koos kergesti lenduvate komponentidega (K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O jt.), mis reageerides ümbritsevates kivimites leiduvate mineraalidega asendavad neid uutega. Haloidid võivad pneumatolüütilisel metamorfismil edasi kanda lenduvate komponentidena mitte ainult räni, vaid ka mitmesuguseid metalle (Sn, W, Mo), millega on seletatav sulfiidne maagistumine skarnides. Tüüpiliseks pneumatolüütilise metamorfismi produktiks on ka greisenid. Need on tekkinud granitsete kivimite arvel, kus päevakivid ja tumedad mineraalid on asendunud muskoviidi, topaasi ja turmaliiniga.

Esialgsetest mineraalidest on säilinud vaid kvarts.

Hüdrotermaalne metamorfism on seotud kuumade mineraliseeritud vesilahuste mõjuga magmakollet ümbritsevale kivimile. Kõrge temperatuuri (kuni  $400^{\circ}$ ) ja suure rõhu puhul osutub vesi tugevaks lahustajaks. Tsirkuleerides piki lõhesid, võivad vesilahused põhjustada seal tunduvald mineraloogilise koosseisu muutusi. Nii võivad tekkida vahetult lõhede seintel kvartsi-, kaltsiidi-, barüüdi-, fluoriidi- või sulfiididerikkad sooned. Hüdrotermaalsed lahused võivad tungida piki lõhesid magmakoldest väga kaugele ja ladestada kaasatoodud komponendid lõhetäidetena ümbritsevates kivimites. Ka meie aluskivides esinevad lõhed on sageli täitunud hüdrotermaalse päritoluga kaltsiidirikaste soontega. Kohati on seotud selliste soontega ka silmapaistev sulfiidne maagistumine (galeniit, sfaleriit, püriit) näiteks Võhma ja Viivikonna ümbruses.

Kui termaalsel metamorfismil kivimite keskmine keemiline koosseis ei muutu, siis pneumatolüütiline ja hüdrotermaalne kontaktmetamorfism on seotud ühendite juurde- või ärakandmisega, mis põhjustavad tunduvald muutusi ümbritsevate kivimite keemilises koosseisus. Sellised muutused on tuntud metasomatoosi nime all. Metasomatoos on maakoosres laialdaselt levinud nähtus. Mõnede autorite arvates võivad metasomaatilised protsessid toimuda ka gaaside või lahuste osavõttu, aine difusioonilise migratsioonina läbi mineraalide kristallvõrede. Seega ei eelda metasomatoos alati vahetut magmalist kontakti, vaid küllaldaselt kõrget temperatuuri, kus aineosakesed omandavad migreerumisvõime. Nii ollakse seisukohal, et vähemalt osa graniite ei kujuta endast magma kristallisaatsiooniproducti, vaid metasomatoosi tulemust.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  jt. komponentide intensiivse migratsiooni korral võib graniitide lähtematerjalina eeldada isegi settekivimeid (savi- ja lubjakivid jm.).

Dislokatsioonilist metamorfismi vaadeldakse kui kivimite ümberpaigutamise, mehhaanilise mõjustusega seotud muutust. Peamist osa etendab siin rõhk, mistõttu seda metamor-

fismi tüüpi nimetatakse ka dünometamorfismika. Olgu märgitud, et dislokatsioonilise metamorfismi protsessid ilmnevad väga harva ainult rõhu tulemusel. Ka siis, kui rõhk on esile kutsutud maakoore tektoonilistest liikumistest ja kivimid on maapinna lähedal, tuleb dünometamorfismil silmas pidada hõõrdumisel tekkinud soojusenergiat. Tektoonilistel protsessidel avalduv ühekülgne rõhk ehk stress põhjustab kivimite ümberkristalliseerumise ja kildalise tekstuuri tekke, mida omakorda soodustab kõrge temperatuur. Kestva ühekülgse rõhu mõjul võivad kujuneda mineraalide molekulaarsete ümberrühmituste tulemusel uued mineraalid. Nii näiteks tekib granaadi asemel vilk, augiit läheb üle küünekiviks jne. Järsu ja tugeva ühekülgse rõhu korral võivad aga mineraalid puruneda peenteks teravaservalisteks tükkideks, mis hillesema metamorfismi käigus liitudes annavad kataklaasiite või tektoonilise bretša (murrangupindadel). Stressile viitab näiteks mõnedes metamorfsetes kivimites nähtuv vilgulehekeste painutatud kuju, kvartsi- ja päevakivideterakeste purustatus ning nende laineline kustumine (polarisatsioonimikroskoobis).

Maakoore suuremates sügavustes valitseb lasuvate kihtide raskusest tingitult igasuunaline ehk hüdrostaatiline rõhk. Nendes tingimustes on kehtiv nn. rõhu seadus: rõhu suurenemisel tekivad mineraalid, mis on suhteliselt väiksema molekulaarse mahuga, kuid tihedama struktuuri ja suurema erikaaluga. Näiteks suure hüdrostaatilise rõhu korral tekib oliviini ja aluselise plagioklassi arvel granaat. Eriti tunduvatele muutustele kivimi mineraloogilises koosseisus viib hüdrostaatiline rõhk juhul, kui sellega kaasneb ka kõrge temperatuur ja gaasitaoliste lenduvate ühendite osavõtt.

Regionaalne metamorfism ilmneb suurtes sügavustes kõrge temperatuuri, rõhu ja magmaliste lahuste samaaegse mõju tulemusel. Regionaalne metamorfism (lad. regiona - piirkond) haarab tavaliselt ulatuslikke piirkondi maakoores. Ta on levinud eriti neis piirkondades, kus maakoore on pikema geoloogilise aja vältel vajunud ning seejärel läbi teinud kurrutusi. Peale selle haarab regionaalne metamorfism ka vertikaal-

ses suunas suure paksusega kivimikompleksi, mistõttu seda nimetatakse ka süvametamorfismiks.

Et nii temperatuur kui ka rõhk maakooses sügavuse suunas suurenevad, on mõistetav, et ka metamorfismi iseloom sõltub sügavusest. Nagu varem märgitud, on mineraalid püsivad vaid teatud rõhu- ja temperatuurintervallides, mille ületamisel nad asenduvad uute mineraalidega.<sup>1</sup>

Tuginedes metamorfismiprotsesside iseloomu ja mineraalide assotsiatsiooni sõltuvusele sügavusest, on regionaalmetamorfismil esile tõstetud nn. sügavusvööd - ülemine epivöö, vahepealne mesovöö ja sügavaim katavöö.

Epivöös ei ületa temperatuur  $500^{\circ}$ , rõhk aga 5000 atmosfääri. Siin etendab sageli olulist osa ühesuunaline rõhk. Selles vöös võivad säilida veel vett sisaldavad mineraalid ja karbonaadid. Iseloomulikeks mineraalideks on siin happelised plagioklassid ning kihtstruktuuriga silikaadid: klooriit, talk, seritsiit jt.

Mesovöös on kivimite metamorfismiaste juba kõrgem. Kõrge temperatuuri (kuni  $1000^{\circ}$ ) ja suure rõhu (kuni 10 000 atmosfääri) tõttu esinevad siin juba intensiivsed keemilised protsessid, mistõttu vett sisaldavad mineraalid lagunevad. Püsivateks mineraalideks on keskmised plagioklassid, amfiboolid, vilgud ja granaadid.

Katavöös võib temperatuur tõusta kuni  $1500^{\circ}$ , rõhk aga 15 000 atm. Selles vöös toimub põhjalik kivimi mineraloogilise koosseisu ümberkujundamine. Katavöö termodünaamilises väljas on püsivad aluselised plagioklassid, pürokseenid, granaadid jt.

Veelgi suuremas sügavuses ilmneb kivimite osaline (migmatiidid) või täielik ülessulamine (palingenees).

Kaasajal ollakse seisukohal, et termodünaamilised tingimused regionaalsel metamorfismil ei sõltu ainult sügavu-

---

<sup>1</sup> Vaid vähestel mineraalidel (kvarts, magnetiit jt.) on väga lai termodünaamiline väli ja nad on püsivad mitmesuguse rõhu ja temperatuuri juures. Neid mineraale nimetatakse "kõmopolitideks".

sest, vaid seda komplitseerib magmaliste intrusiivide ja tektooniliste liikumiste mõju. Seetõttu ei saa ülalmärgitud "sügavusvõid" siduda otseselt kindlate sügavustega. Neid tuleb käsitleda kui teatud termodünaamiliste tingimustega iseloomustatavaid metamorfismi staadiume, millele vastavad kindla mineraloogilise koosseisu ja ehitusega metamorfised kivimid.

## 2. Metamorfsete kivimite klassifitseerimisest.

Metamorfismile alluvate kivimite ning metamorfismiprotsesside põhjuste ja tüüpide mitmekesisus tingib väga erinevate metamorfsete kivimite tekke. Seetõttu pörkume metamorfiitide klassifitseerimisel palju tõsisematele raskustele kui magmaliste või settekivimite puhul.

Nii ei tule metamorfiitide klassifitseerimisel kõne alla keemiline koosseis, sest samasuguse keemilise koosseisuga metamorfiidid võivad üksteisest tunduvalt erineda nii mineraloogiliselt kui ka struktuurilt ja tekstuurilt. Nii võib esitada pideva üleminekulise rea settekivimitest tüüpiliste metamorfiitideni (savi - kiltne savi - savikilt - füllit - vilgukilt - gneise), kus keemiline koosseis on enam-vähem ühesugune.

Samuti ei saa metamorfiitide süstematiseerimisel lähtuda lähtematerjali koosseisust. Kaugeltki mitte alati ei õnnestu selgitada metamorfiitide lähtekivimit. Teatud füüsikalise-keemiliste tingimuste ja aine juurdevoolu korral võivad kujuneda täiesti erinevast lähtematerjalist samallemelised metamorfiidid. Näiteks seritsiitkildad võivad tekkida nii savikatest settekivimitest kui ka kvartsporfüüridest.

Rahuldavaks ei saa lugeda ka metamorfiitide süstematiseerimist metamorfismi põhjuste ja tüüpide järgi. Nagu varem esitatust selgus, ei avaldu metamorfismi esilekutsunud tegurid peaaegu kunagi isoleeritult, vaid mitmekesisites kombinatsioonides. Metamorfismitüüpide eraldamine on aga tinglik, kuna nende vahel on võimalikud mitmesugused üleminekud.

Välja arvatud üksikud kivimitüübid, mis iseloomustavad vaid kindlat metamorfismitüüpi, võivad samal ajal metaklassifikatsioonid kuuluda geneetiliselt mitme metamorfismitüübi juurde.

Seega on metamorfismil määravaks mitte ainult lähtekivimi keemiline koosseis, vaid eelkõige toimivate protsesside füüsikalise-keemilised tingimused.

Kuigi ka kaasajal ei ole üldtunnustatud metamorfii- klassifikatsiooni, tuginetakse olemasolevates klassifikatsioonides (Eskola, Koržinski jt.) mineraalide assotsiatsioonidele, mis on püsivad teatud termodünaamilistes tingimustes.

### 3. Olulisemate metamorfii- klassifikatsioonide kirjeldus.

Võtmata aluseks kindlat klassifikatsiooni, iseloomustame alljärgnevalt lühidalt olulisemaid metamorfise- kivimite tüüpe.

Savikildad kujutavad endast savikate kivimite metamorfismi esimest astet. Värvuselt hallid, pruunid, rohelised või mustad. Selge kildalise ehitusega. Vees ei ligune. Peale savimineraalide võib leida juba ümberkristalliseerumise käigus tekkinud seritsiiti, kloriiti ja kvartsi.

Fülliidid on savikiltade metamorfisme järgmiseks asteks. Nad on hallid, rohekad kuni mustad peenekildalised kivimid, mille kildapindadel on väikeste seritsiidi soomusjate lehekeste tõttu siidjas läige. Erinevalt savikiltadest ei sisalda nad enam savimineraale, vaid koosnevad terviklikult kvartsist, seritsiidist, kloriidist ja päevakividest. Fülliididele on sageli iseloomulik dislokatsioonilisest metamorfismist tingitud peenekurruline ehk kibraline ehitus.

Kloriitkildad koosnevad peamiselt kloriidist, millele võivad lisanduda talk, vilgud ja kvarts. Nad on kildalise tekstuuriga rohekad kivimid. Katsumisel tunduvad rasvasena. Kloriitkildad sisaldavad sageli hästi väljakujunenud magnetiidi oktaeedrilisi kristallikesi.

Talgikildad on kollakad või rohekad küünega kriimustatavad kivimid, mis koosnevad talgi soomusjatest kristalli-

dest. Talgile võib lisanduda kloriiti, seritsiiti jt. mineraale. Samuti kui kloriitkildadki, tunduvad puudutamisel rasvasena.

Talgi- ja kloriitkildad on tekkinud aluseliste magmaliste kivimite ja porfüriitide metamorfismil.

Kristallilised kildad on tunduvalt metamorfiseerunud, kildalise tekstuuri ja teralise struktuuriga kivimid. Neis on seritsiit, kloriit ja talk asendunud teiste mineraalidega, mis on orienteeritud ühes suunas - risti stressi suunale. Valdavateks mineraalideks on vilgud, kvarts, granaat jt. Kristallilisi kiltu leidub rohkesti eelkambriumi vanusega kivimilasundites (Karjalas, Ukrainas, Koolal jm.). Nad on tekkinud kas magmaliste kivimite (ortokildad) või sette kivimite (parakildad) ümberkristalliseerumisel. Vastavalt koosseisule eraldatakse nende hulgas vilgukiltu ja amfiboolkiltu. Enam on levinud kristalliliste kiltade hulgas vilgukildad (biotiit- või muskoviitkildad).

Amfiboliidid on kildalise või massiivse tekstuuri hallikasrohelist kuni mustad kivimid. Nende koostismineraalideks on amfibool ja päevakivi, harvem vilgud, kvarts ja granaat. Nad tekivad kas aluseliste ja keskmiste magmaliste kivimite või dolomiitsete merglite metamorfismil. Võrreldes kristalliliste kiltadega on amfiboliidid piiratuma levikuga.

Marmorid tekivad lubjakivide metamorfismil ning koosnevad ainult ühest mineraalist - kaltsiidist. Nad on teralise ehitusega valged, sinakashallid, roosad, pruunid, kirjuvärvilised-laigulised või vööllised kivimid. Marmor on hinnatud kõrgekvaliteedilise vooderduskivina. Hea poleeritavuse tõttu kasutatakse teda laialdaselt nii arhitektuuris kui ka skulptuuris. Viimases on kõige otsitumaks valged peeneteralised marmorid. Nõukogude Liidus leidub marmorit Uraalis, Ukrainas, Gruusias, Armeenias jm. Dolomiitmarmorit leiukoht on Karjalas Petrozavodski lähedal, kust seda on toodetud mitmete Leningradi ehituste rajamiseks. Paljudest eri leiukohtadest toodud marmorit on kasutatud Moskva ja Leningradi

metroojaamades. Välismaa leiukohtadest on kuulsamad valge Karrara marmor Itaalias ja Parossi marmor Kreekas, millest on valmistatud skulptuure juba antiikaja meistrid.

Kvartsiidid on massiivsed hallid või pruunikad kivimid, mis on tekkinud liivakivide metamorfismil.

Kvartsiidid on väga kõvad ja vastupidavad murenemisele. Seetõttu leiavad nad kasutamist ehitustegevuses vooderduskivina. Kuulsamaks on Šoksa (Karjalas, Onega järve ääres) kvartsiit, mis on hinnatav tumepunase värvuse tõttu.

Tõestuslikust seisukohast on suure tähtsusega ka nn. rauakvartsiidid, mis sisaldavad suurel hulgal hematiidid- ja magnetiiditerakesi või vahekihte. Rauakvartsiidid on levinud eelkambriumi metamorfsete kivimite hulgas. Rauamaagina töödeldakse neid Krivoi Rogis. Väga suured varud on ka Kurski magnetilise anomaalia rauakvartsiitide leiukohtades.

Gneisid on tunduvalt metamorfiseerunud vöölise või kil-dalise tekstuuriiga teralised kivimid. Nad koosnevad kvartsiist, päevakivist ja tumedatest mineraalidest. Vastavalt mineraloogilisele koosseisule eraldatakse biotiitgneisse, muskoviitgneisse, amfiboolgneisse, granaatgneisse jne.

Gneissidele iseloomulik vööline ehitus on tingitud tumedate (biotiid) ja heledate mineraalide (kvarts, päevakivid) vöölisest vaheldumisest, kusjuures vilgud on neis orienteeritud. Vöölise tekstuuri tõttu on nad eraldatavad graniitidest, millele nad sarnanevad mineraloogiliselt koosseisult. Gneisid on iseloomulikeks kivimiteks kõige sügavamatele metamorfismivöödele. Nad võivad tekkida nii tardkivimite (ortogneisid) kui ka settekivimite (paragneisid) metamorfismil.

Tuleb märkida, et graniitide ja gneisside vahel võib leida pidevaid üleminekuid; neid kivimitüüpe nimetatakse vastavalt gneissgraniitideks või graniitgneissideks.

Metamorfseid kivimeid, mis on tekkinud graniitse magma tungimisel ümbritsevatesse kivimitesse, tuntakse migmatiitidena. Migmatiidid on kõrvuti gneissidega ulatuslikult levinud Lõuna-Soome aluskorras, kust nad on kantud mandrijää poolt ka meie alale.

Eesti NSV rändkivide hulgas moodustavad metamorfised kivimid umbes 13%. Peale valitsevate migmatiitide ja gneiside esineb vähemal määral amfiboliite, kristallilisi kiltu, kvartsiite (jotnia kvartsiidid), füllite ja savikiltu.

## SISUKORD.

I. SISSEJUHATUS . . . . .	3
1. Geoloogia aine ja meetodid . . . . .	3
2. Geoloogia seos naaberteadustega ja ta jagunemine üksikdistsipliinideks . . . . .	7
3. Geoloogia ajalugu . . . . .	11
II. MAA KOSMILINE ASEND JA TEKE. . . . .	22
1. Maailmaruumi ehitus. Päikesesüsteem ja Galaktika . . . . .	22
2. Kosmoloogilised hüpoteesid . . . . .	28
III. MAA KUJU, SUURUS, EHITUS JA FÜÜSIKALISED OMADUSED . . . . .	33
1. Maa kuju ja mõtted . . . . .	33
2. Maa ehitus ja selle tundmaõppimise meetodid . . . . .	35
3. Maa füüsikalised omadused. . . . .	38
4. Maa keemiline koosseis . . . . .	47
IV. MAAKOOR JA SEDA KJUNDAVAD JÕUD . . . . .	50
1. Maakoore ja maapind . . . . .	50
2. Maa välised sfäärid . . . . .	53
3. Maakoort kujundavad geoloogilised protsessid. . . . .	59
V. GEOLOOGILISE AJA ARVESTUSE MEETODID . . . . .	62
1. Suhtelise geokronoloogia meetodid . . . . .	62
2. Absoluutse geokronoloogia meetodid . . . . .	68
VI. KRISTALLOGRAAFIA JA MINERALOGIA . . . . .	73
1. Kristallilised ja amorfised ained . . . . .	73

2. Mineraalid, nende füüsikalised omadused , . . .	77
3. Mineraalide teke . . . . .	81
4. Olulisemad kivimit moodustavad mineraalid . . .	83
VII. MAGMATISM JA VULKANISM . . . . .	96
1. Vulkaanid ja vulkaanilised pursked . . . . .	96
2. Vulkaanide tüübid . . . . .	103
3. Pärastvulkaanilised protsessid . . . . .	107
4. Vulkaanide geograafiline levik . . . . .	109
5. Magma diferentsatsioon . . . . .	112
VIII. TARDKIVIMID . . . . .	118
1. Tardkivimite lasuvusvermid . . . . .	119
2. Tardkivimite keemiline ja mineraloogiline koosseis ning ehitus . . . . .	120
3. Tardkivimite klassifikatsioon ja kirjeldus. . .	124
IX. SETTEKIVIMID . . . . .	134
1. Settekivimite klassifikatsioon ja kirjeldus .	136
2. Diagenees . . . . .	148
X. METAMORFISM JA METAMORFSED KIVIMID . . . . .	152
1. Metamorfismi põhjused ja tüübid . . . . .	153
2. Metamorfsete kivimite klassifitseerimisest. .	159
3. Olulisemate metamorfiitide kirjeldus . . . . .	160



Vastutav toimetaja E. Lõokene

Korrektor E. Oja

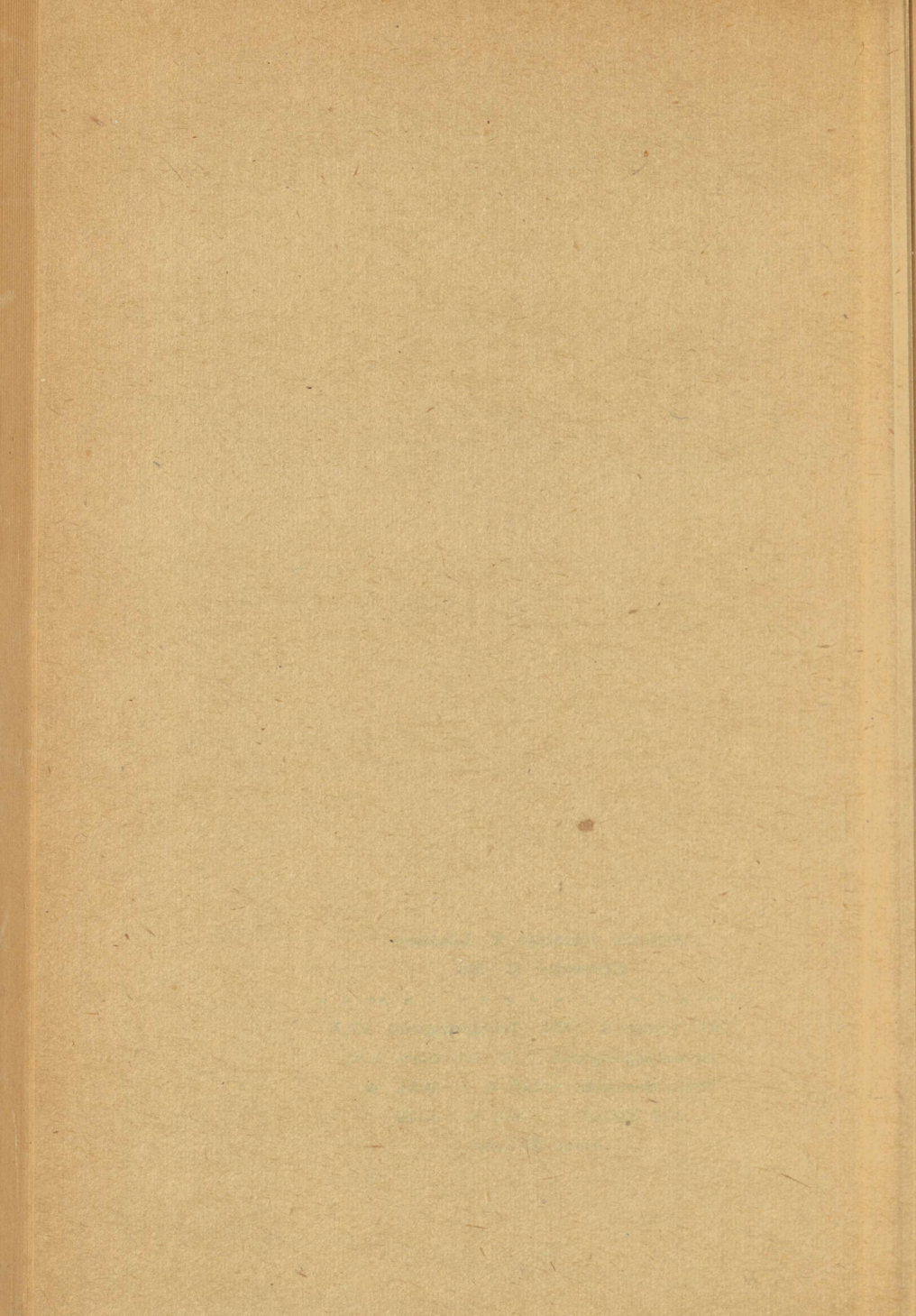
-----  
TRÜ rotaprint 1964. Trükipoognaid 10,3.

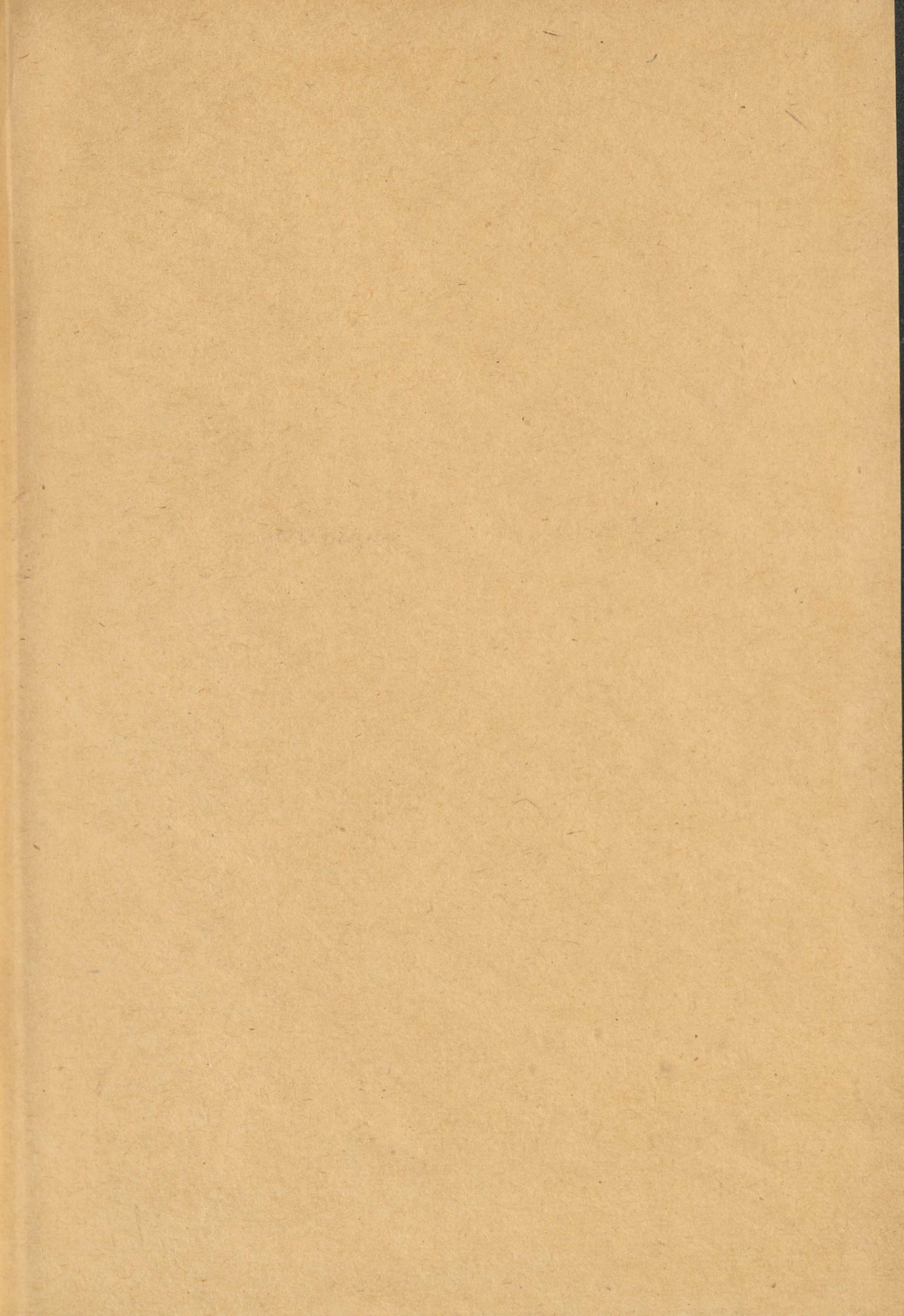
Arvestuspoognaid 7,55. Trüklarv 300.

Paljundamisele antud 4. V 1964. a.

MB 02965. Tell. nr. 1379.

Hind 22 kop.





Hind 22 kop.