

XEB77

522



A. R e i e r

MINERAALID JA KIVIMID

Tallinn - 1977

TALLINNA POLÜTEHNILINE INSTITUUT

Mäekateeder

A. Reier

MINERAALID JA KIVIMID

Õppevahend ehitusteaduskonna üliõpilaste labora-
ratoorseteks töödeks aines "Ehitusgeoloogia"

Tallinn

1977

ТАЛЛИНСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Кафедра горного дела

А. Рейер

МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Учебное пособие

На эстонском языке

Heaks kiidetud kolleegiumi koosolekul 25.novembril 1976

© ТПИ 1977

Teine, parandatud trükk

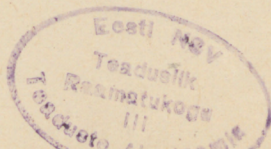
Vastutav toimetaja R.Päsok

Trükkida antud 21. I 1977. Paber 60x84/16. Trükipg. 5,75.
Tingtrükipg. 5,34. Arvestuspg. 4,7. Tiraaž 500. MB-00605.
ТПИ rotaprint, Tallinn, Koskla 2/9 . Tell. 109

Hind 47 kop.

XEB77

S22



EESÕNA

Käesoleva metoodilise juhendi eesmärgiks on anda lühi-ülevaade looduses kõige levinumatest mineraalidest ning kivimitest ja ühtlasi tutvustada nende määramise lihtsamaid meetodeid. Juhend on määratud peamiselt TPI ehitusteaduskonna üliõpilastele kursuse "Ehitusgeoloogia" paremaks omandamiseks.

Mineraloogia ja petrograafia tundmine on vajalikuks eelduseks praktiliselt kõigi geoloogiliste distsipliinide õppimisel. Seejuures nõuab aga mineraalide ja kivimite tundmaõppimine iseseisvat tööd vastavate näidistega, mis saab olla efektiivne vaid siis, kui õppijal on kasutada teatmaterjal. Viimast püüabki anda käesolev raamat. Raamatu olemasolu vabastab üliõpilased vajadusest konspekteerida loengul informatsioonilise iseloomuga materjali ja võimaldab rohkem pöörata tähelepanu konkreetse näidismaterjali mälujätmisele.

Tuleb rõhutada, et raamatu põhieesmärgiks on siiski ainult mineraalide ja kivimite määramise oskuse arendamine üliõpilastel, mitte aga mineraloogia ja petrograafia põhi- aluste tutvustamine. Seetõttu tuleb õppimisel kasutada ka K. Ojaste, A. Reieri, K. Mensi raamatut "Kristallograafia, mineraloogia, petrograafia" (ERK, Tallinn, 1964), milles on esitatud kõik muud antud distsipliini täielikuks omandamiseks vajalikud andmed.

I. M I N E R A L O O G I A

Mineraloogia on geoloogia haru, mis tegeleb mineraalide igakülgse uurimisega. Mineraalideks nimetatakse homogeen-seid, kindlate füüsikaliste ja keemiliste omadustega looduslikul teel tekkinud keemilisi ühendeid või elemente. Toodud definitsiooni kohaselt võivad mineraalideks olla nii tahked, vedelad kui ka gaasilised ained, kuid ajalooliselt kujunes mineraloogia iseseisvaks teadusharuks tahkete mineraalide uurimise baasil ja viimased on tänini jäänud mineraloogia põhiliseks uurimisobjektiks. Ka ehitusinseneri huvitavad maakoore ja pinnaste kui ehitiste aluste ning ehitusmaterjalide toorainete komponentidena nimelt tahked mineraalid.

Kaasaegne mineraloogia tunneb umbes 2500 erinevat mineraali, millest enamik on haruldased või esinevad ainult üksikutes piirkondades. Looduses laialdasemalt levinud mineraalide arv ulatub mõnesajani ja nn. kivimit moodustavaid mineraale, mis moodustavad põhilise osa tahkest maakoorest, on veelgi vähem - umbes 30. Kuna ehitusinseneri peamiseks huviobjektiks on mineraalide agregaadid - kivimid, siis piirduakse käesolevas juhendis ainult kivimit moodustavate mineraalidega, mille tundmine on vajalik levinumate kivimite diagnoosimiseks ja ühtlasi ka nende omaduste mõistmiseks.

1. Mineraalide omadused

=====

Iga mineraal on, nagu märgitud, homogeenne, antud ainele iseloomulike omadustega looduslik keha ja seetõttu tuleb mineraalide tundmaõppimiseks teada, missugused omadused võimaldavad neid üksteisest eraldada. Mineraalide omadused

võib jaotada füüsikalisteks ja keemilisteks, kusjuures mõlemad on omavahel tihedalt seotud.

a. Füüsikalised omadused

Mineraalide uurimisel on füüsikalised omadused keemilistest olulisemad, sest neid on üldiselt hõlpsam määrata. Paljusid mineraalide füüsikalisi omadusi saab määrata visuaalselt või primitiivsete vahenditega, kuigi on muidugi ka füüsikalisi omadusi, mille määramiseks tuleb kasutada komplitseeritud aparatuuri. Siinkohal tutvustatakse peamiselt just niisuguseid füüsikalisi omadusi, mida saab fikseerida kõige hõlpsamini, kuid mille tundmine võimaldab praktiliselt kõiki tähtsamaid kivimit moodustavaid mineraale diagnoosida ka isikuil, kel puudub spetsiaalne ettevalmistus mineraloogias.

Mineraalide ja nende agregaatide väliskuju. Mineraalidest on valdav enamik kristalsed ained, s.t. neid moodustavad elementaarosakesed - ioonid, aatomid või molekulid - paiknevad aines korrapäraselt. Seetõttu on kõigi kristalsete ainete sisemiseks struktuuriühikuks nn. ruumvõre - s.o. ruumis korrapäraselt paiknevate punktide (võre sõlmede) süsteem, mis asetsevad identsete, ruumi vahedeta täitvate mõeldavate rööptahukate tippudes. Ruumvõre sõlmedeks on samanimeliste ioonide, harvemini ioonide rühmade, aatomite või molekulide keskmed. Et enamik mineraale sisaldab mitut elementi, esineb samas mineraalis mitu ruumvõret, mille kombinumis tekib sageli õige keerukas ruumiline punktide süsteem - kristallivõre.

Võrelise ehituse tõttu on kristallidel rida spetsiifilisi omadusi, millest olulisemad on homogeensus ja anisotroopsus.

Homogeensuseks nimetatakse keha ehituse ja järelkult ka omaduste identsust selle kõigis punktides. Praktiliselt tähendab see seda, et uurimiseks võib kasutada antud kristalli igat juhuslikku tükki.

Anisotroopsuseks nimetatakse kehade omaduste vektori-
aalsust, mis väljendub selles, et paralleelsetes suundades
on kehade omadused ühesugused, mitteparalleelsetes suunda-
des aga üldjuhul erinevad.

Märksa harvemini esineb mineraalide seas amorfseid ai-
neid, mis erinevad kristalsetest korrapäratu sisemise ehi-
tuse poolest. Kuigi ka amorfsetes ainetes võib esineda ük-
sikuid ruumvõre fragmente, paiknevad viimased enam-vähem ju-
huslikult. Seetõttu on amorfset kehade nagu kristalsete ki ho-
mogeensed, kuid nende omadused on kõigis suundades ühesugu-
sed, s.t. amorfset ained on isotroopsed. Amorfsete ainete
vähesus looduses on tingitud sellest, et nende siseenergia
on osaliselt kompenseerimata. Et igal välisjõududest iso-
leeritud süsteemil on tendents saavutada minimaalse sise-
energiaga seisundit, mis esineb kristalse ehituse puhul,
omandavad ka amorfset kehade aja jooksul kristalsetele aine-
tele iseloomuliku võrelise ehituse.

Kristalsete ainete sisemine korrapärasus väljendub
tihti ka mineraalide väliskujus. Kui kristalse ehitusega mi-
neraal tekib ideaalseis tingimuses, kujuneb see hulktahu-
kaks, mida iseloomustab kindel sümmeetria-aste. Looduses
valitsevad ideaalsed mineraalide tekkimise tingimused ai-
nult erijuhtudel, sest üheaegsel tekkimisel, mis looduses
on tavaline, takistavad naaberkristallid üksteist kõigis
ruumisuundades võrdselt arenemast, mis paratamatult moonutab
mineraali ideaalset väliskuju. Sellest hoolimata säilib mi-
neraalidel ka niisugusel juhul tendents moodustada antud ai-
nele iseloomuliku väliskujuga hulktahukaid. Sellele vasta-
valt eraldatakse väliskuju põhjal mineraalide seas isomeet-
rilisi, prismaatilisi ja plaatjaid kehasid. Isomeetrilistel
kehadel on kolm ruumimõõdet enam-vähem võrdsed. Tüüpilised
isomeetrilised kehade on kuubid, oktaeedrid, tetraeedrid jt.
Prismaatilistel kehadel on üks ruumimõõde pikem kahest üle-
jäänust. Niisuguse kuju annavad kehade prismad ja püramiidid.
Plaatjatel kehadel on kaks ruumimõõdet pikemad kolmandast.

Juhul kui on tegemist paljudest üksikkristallidest koos-
neva sama mineraali agregaadiga, omandab viimane sõltuvalt
kristallide väliskujust sageli iseloomuliku ilme. Näiteks on

isomeetrilistest kristallidest koosnev agregaat teraline, nõeljatest kristallidest koosnev agregaat kiuline (sassiskiuline, kui nõelade orientatsioon on juhuslik, paralleelkiuline, kui kristallide pikiteljed on paralleelsed, ja radiaalkiuline, kui kristallid lähtuvad ühisest keskmest). Plaatjad kristallid annavad agregaadile lehtja või soomusja ilme (plaadid on kõverdunud).

Amorfsete mineraalide tekkimine on peaaegu alati seotud viskoossete kolloidsete lahuste - geelide tardumisega, mistõttu amorfised mineraalid moodustavad tavaliselt koorikuid ning poorseid ja kärjelisi agregaatte kivimeil. Väga sagedased on mitmesugused nõruvormid - purikataolised stalaktiidid, neerjad, kobarjad jms. kumerate ning nõgusate pindadega agregaadid. Et amorfne olek, nagu eespool märgitud, pole stabiilne, omandavad amorfised agregaadid aja jooksul kristalse struktuuri, säilitades seejuures endise välisilme. Niisuguseid nn. peitkristalseid agregaatte pole seetõttu ainult välisel vaatlusel hõlpus amorfsetest eraldada.

Lõpuks tuleb nimetada veel mõningaid agregaatte, mis tekivad eritingimustes ja on seejuures omapärase välimuse ning sisemise ehitusega. Tähtsamad neist on järgmised.

D r u s i d on ligikaudu paralleelse orientatsiooniga hästi väljakujunenud kristallide agregaadid, mis on kasvanud tühikute seintel, kus nende arenemist ühes suunas pole miski takistanud (joonis 1).



Joonis 1. Druus

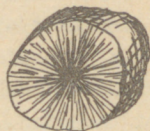
D e n d r i i t i d e k s nimetatakse enam-vähem tasasel aluspinnal üksteise külge kasvanud kristallide agregaatte, mis meenutavad harulisi oksid. Üldtuntud on jääkristallide dendriidid aknaklaasil.

S e k r e t s i o o n i d on enam-vähem isomeetrilised kontsentrilise ehitusega agre-

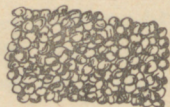
gaadid, mis on tekkinud tühikute järkjärgulisel täitumisel seintest keskkoha suunas. Et tühikute täitumine vältab üldiselt kaua, võib selle aja jooksul esineda pause ja tarduvate lahuste koostis muutuda. Sekretsiioonide ristlõikes on seetõttu näha kontsentrilisi võõndeid, mille paksus ja värvus erinevad (joonis 2).



Joonis 2. Sekretsiioon



Joonis 3. Konkretsioon



Joonis 4. Ooliit

K o n k r e t s i o o n i d sarnanevad välimuselt sekretsiioonidega, olles keraja või mugulja kujuga. Konkretsioonid tekkivad tahenevates setetes, peamiselt liivades ja savides, kusjuures erinevalt sekretsiioonidest toimub nende kasvamine kesk-kohast eemale. Seetõttu on konk-

retsioonid sageli radiaalkiirelise ehitusega (joonis 3).

O o i d i d on samuti kerajad, kuid enamasti väikesed (läbimõõt kuni mõni mm) kontsentrials-koorikulise ehitusega agregaadid, mis on tekkinud mineraalse aine settimisel vees hõljuvate mineraaliterade, merekarbi kildude või isegi gaasimullide ümber. Ooidid on enamasti liitunud suuremateks, kalamarja meenutavateks agregaatideks, nn. ooliitideks (joon. 4).

Mineraalide värvus. Mineraalide värvuse põhjustajaks on nende keemiline koostis, kuid sageli mõjutavad seda veel pal-

jud muud faktorid, näiteks mingi värvust mõjutav lisand (isegi väga tühine), defektid kristallivõres jms. Seetõttu võib sama mineraali värvus, olenevalt peamiselt tekimistingimustest, tugevasti varieeruda, mistõttu värvust ei saa pidada päris usaldusväärseks tunnuseks.

Värvuse iseloomustamiseks võrreldakse seda mingi üldtuntud värvusega, näiteks veripunane, kirsspunane, rohiroheline, õlgkollane, terashall jne.

Läbipaistmatute, peamiselt tugeva metalliläikega mineraalide värvuse iseloomustamiseks kasutatakse veel selle kriipsu värvuse mõistet. Kriipsu värvuse kindlakstegemiseks tõmmatakse mineraaliga glasuurimata portselani pinnale kriips ja hõõrutakse sõrmega laiali. Kriipsu värvus iseloomustab seega mineraalipulbri värvust, mida kõrvalfaktoriid mõjutavad vähem kui suurema tüki värvust.

Mineraalide läige. Mineraalide tasased pinnad peegeldavad osa neile langevast valgusest tagasi ja tekib läikeefekt, mis on seda tugevam, mida suurem osa valgusest peegeldub. Läige on võrdeline mineraali murdumisnäitajaga ega olene värvusest.

Läike iseloomustamiseks kasutatakse nagu värvusegi puhul võrdlemist. Ideaalselt tasastel pindadel esinevad järgmised läikevarjundid.

K l a a s i l ä i g e on enamikul mineraalidel. Eriti tüüpiline on läbipaistvatele mineraalidele.

T e e m a n d i l ä i g e on klaasiläikest tugevam ja meenutab kristallklaasi läiget.

M e t a l l i l ä i g e on tugevaim läige, mis sarnaneb poleeritud metallipinna või peegli läikega ja iseloomustab peamiselt läbipaistmatuid mineraale.

Mõnikord kasutatakse teemandi- ja metalliläike vahepealse varjundi puhul veel terminit "poolmetalne läige", mis sarnaneb tuhmunud peegli läikega.

Pinna ebataasasused hajutavad peegeldunud kiiri ja läikeefekt nõrgeneb, kuid omandab juhu, kui ebataasasused on mikroskoopilised ja korrapärased, spetsiifilise iseloomu

mida saab kasutada diagnoosimisel. Näiteks omandab pind, mis on kaetud silmaga nähtamatute tihedalt paiknevate lohukestega, r a s v a l ä i k e, s.t. mineraali pind näib olevat kaetud õhukese rasva- või õlikorraga. Kui lohukesed on suuremad, omandab pind t õ r v a- või v a h a l ä i k e. Veel suuremate ebatasasuste puhul omandab pind muldse ilme. Peenekiulisel pinnal on omapärane, siidkangale omane s i i d i l ä i g e. Lehtja struktuuriga mineraalidel on mõnikord p ä r l m u t r i l ä i g e.

Mineraalide kõvadus. Kõvaduse määramiseks kasutatakse mineraloogias võrdlemismeetodit, kusjuures kõvaduse all mõistetakse mineraali vastupanu mingi tuntud kõvadusega esemega kriimustamisele. Kõvaduse etaloniks on kümme mineraali, millest iga järgmine kriimustab eelmist. Need kümme mineraali moodustavad mineraloogilise kõvaduse skaala, mida selle autori järele nimetatakse Mohsi skaalaks (tabel 1).

T a b e l 1

Mohsi skaala

Mineraal	Kõvadus
Talk $Mg_3 Si_4 O_{10} OH_2$	1
Kips $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2
Kaltsiit $CaCO_3$	3
Fluoriit CaF_2	4
Apatiit $Ca_5 PO_4_3 F, Cl$	5
Ortoklass $K AlSi_3 O_8$	6
Kvarts SiO_2	7
Topaas $Al_2 SiO_4 OH_2$	8
Korund $Al_2 O_3$	9
Teemant C	10

Kõvaduse määramiseks valitakse mineraalil võimalikult sile pind ja püütakse seda kriimustada etalonmineraali terava servaga. Kui etalonmineraal jätab ka nõrga surve puhul pinnale kriimu, on ta uuritavast mineraalist suurema kõvadusega ja skaalast valitakse eelmine mineraal, millega korratakse sama operatsiooni jne., kuni järjekordne etalonmineraal pinnale enam kriimu ei jäta. Kontrollimiseks püütakse nüüd uuritava mineraaliga kriimustada etalonmineraali. Kui ka selle pinnale märgatavat kriimu ei jää, loetakse mõlema mineraali kõvadused võrdseks. Kui aga uuritav mineraal jätab etalonmineraali pinnale kriimu, loetakse selle kõvadust antud etalonmineraali (n) ja skaalast järgmise mineraali kõvaduse vahepealseks ($n+0,5$).

Kirjeldatud kõvaduse määramise viisi saab kasutada küllalt suurte terade puhul. Kui mineraal on peeneteraline, võib kriim jääda pinnale terade üksteisest eraldumise, mitte aga üksikute terade kriimustumise tõttu, sest teradevaheline side on alati nõrgem üksikute terade kõvadusest. Seetõttu on peeneteraliste agregaatide puhul parem proovida nendega kriimustada etalonmineraali ja hoolikalt kontrollida, kas viimase pinnale jäänud jälg on tõesti tekkinud kriimustamise tagajärjel või on kriimustamiseks kasutatud tükist lahtipudenenu terade riba.

Mineraalide kõvaduse määramiseks kasutatakse sageli etalonmineraalide asemel ka muid tuntud kõvadusega esemeid, näiteks sõrmeküünt (kõvadus 2-2,5), pronksmünti (kõvadus 3), raudnaela (kõvadus 4), aknaklaasitükki (kõvadus 5), taskunoa tera (kõvadus 5,5-6), viili (kõvadus 6,5-7) jne.

Mohsi skaala kasutamisel määratakse mineraalide suhteline kõvadus. Absoluutse kõvaduse määramiseks kasutatakse spetsiaalseid teemantteravikuga varustatud aparate - skleromeetreid.

Lõhenevus. Lõhenevus on kristalse aine anisotroopsusest tingitud omadus ja väljendub mineraalide mehhaanilises purunemises kristallivõre ehituse poolt ettemääratud tasandeid mööda. Olenevalt kristallivõre tüübist, väljen-

dub lõhenevus mineraalidel erinevalt. Vastavalt lõhenevuse väljendumise astmele eraldatakse järgmisi lõhenevuse tüüpe.

Ü l i t ä i u s l i k u lõhenevuse puhul võib mineraali sõrmeküünega paralleelseid pindasid mööda hõlpsasti lõhestada õhukesteks plaatideks või lehekesteks.

T ä i u s l i k u lõhenevusega mineraalid purunevad kerge löögi mõjul kõigist külgedest tasanditega piiratud hulktahukateks (näit. kivisool kuupideks, kaltsiit romboeedriteks jne.).

K e s k m i s e ehk s e l g e lõhenevuse puhul puruneb mineraal kahes suunas tasandeid mööda, kuna ülejäänud purunemispinnad on ebatasased. Keskmise lõhenevusega mineraalidele on lõhenevuspindade vaheline nurk heaks diagnostiliseks tunnuseks (näit. ortoklassil 90° , amfiboolidel 57° jne.).

E b a t ä i u s l i k lõhenevus on vaevu märgatav. Mineraali purunemispind on ebatasane ja ainult luubi abil võib sellel märgata lõhenevuse olemasolule viitavaid väikesi astmelisi tasandeid.

On ka mineraale (näiteks kvarts, püriit, kõik amorfsed mineraalid), millel lõhenevus üldse puudub. Niisuguste mineraalide purustamisel ei teki tasanditega piiratud pindu.

Murd. Murruks nimetatakse mineraali purunemispinna iseloomu lõhenevusega mitteparalleelsetes suundades ja see on diagnostiliseks tunnuseks peamiselt ebatäiusliku lõhenevusega ja lõhenevusetu mineraalidele. Viimastel esineb sageli kumer või nõgus kontsentrilis-lainjas merekarpide pinda meenutav k a r p j a s murd (kvarts, kaltsedon jt.). Kiuliste mineraalide murd risti kiulisusele on p i n n u l i n e, s.t. kaetud lühikeste paralleelsete teravikega. Agregaatide murd on tavaliselt t e r a l i n e, mikroskoopilistest väikesest kõvadusega teradest koosnevatel agregaatidel - m u l d n e. Kahes suunas lõhenevust omavatel mineraalidel on mõnikord a s t m e l i n e murd.

Lõhenevuse ja murru uurimiseks pole tingimata vaja mineraali purustada. Tavaliselt piisab mineraalitera hooli-

kast vaatlemisest, et kindlaks teha, kas mineraalil on lõhenevus ja kuidas see väljendub. Kui juhusliku kujuga teral esineb tasaseid läikivaid pindasid või on märgata paralleelseid sirgeid pragusid, on lõhenevuse olemasolu peaaegu kindel. Ainult juhul, kui tasased pinnad on kristalli tahud, võib mineraalil lõhenevus tegelikult puududa, kuid siis on tera tavaliselt mingi hulktahukas, millel puuduvad praod.

Eelmainitud tunnused on universaalset laadi ja praktiliselt kõigi mineraalide puhul enam või vähem selgemini fikseeritavad. Peale nende on veel rida tunnuseid, mida võib samuti kasutada mineraalide visuaalsel määramisel, kuid mis on fikseeritavad umbkaudu või väljenduvad ainult üksikute mineraalide juures. Esimeste hulka kuulub tihedus, mille täpne määramine nõuab laboratoorseid seadmeid. Valdaval osal kivimit moodustavatest mineraalidest kõigub tihedus 2,5 - 3,5 g/cm³ piires ja nende üksteisest eraldamine ainult käes kaalumise teel pole praktiliselt võimalik. On aga üksikuid kivimit moodustavaid mineraale, mille tihedus on üle 4 g/cm³ ja mis käes kaaludes on raskemad kui tavalised niisama suured kivid. Nende mineraalide (näiteks püriit ja raudoksiidid) puhul on tihedus juba diagnostiliseks tunnuseks, mis piirab määramisel arvesse tulevate võimalike mineraalide nimistut tunduvalt.

Tunnuseks, mis esineb ainult ühel kivimit moodustaval mineraalil - magnetiidil, on tugev magnetilisus. Selle avastamiseks piisab magnetiiditüki lähendamisest vabalt pöörlevale magnetnõelale, mis kohe tugevasti kõrvale kaldub.

Tähtsa kivimit moodustava mineraali - kaltsiidi määramiseks kasutatakse reaktsiooni lahjendatud (3-5 %) soolhappega. Kaltsiit reageerib soolhappega niivõrd energiliselt et viimase tilk mineraalil hakkab eralduva CO₂ toimet kihinema.

Mõningaid vees lahustuvaid mineraale, näiteks kivisoola, saab hõlpsasti määrata maitse põhjal.

b. Keemilised omadused

Mineraalid on enamasti keemilised ühendid, harvemini ehedad keemilised elemendid. Seetõttu on mineraalide iseloomustavaks tunnuseks ka nende keemiline koostis. Keemiline koostis on oluline mineraalide püsivuse hindamisel erinevates välistingimustes, nende tekkeprobleemide lahendamisel, praktilisel kasutamisel jne. Et keemilise koostise määramiseks tuleb rakendada kvantitatiivse analüüsi keerukaid ja aeganõudvaid meetodeid, mis nõuavad eriteadmisi keemiast, kasutatakse seda diagnostilise tunnusena ainult erandjuhtudel.

Mineraali keemilist koostist iseloomustab valem, mis on koostatud rohkete keemiliste analüüside tulemuste põhjal kõigi tuntud mineraalide jaoks. Mineraalide empiirilised valemid väljendavad neis sisalduvate keemiliste elementide või oksiidide suhtelist sisaldust. Näiteks on muskoviidi empiiriline valem elementide sisalduse järgi $H_2KAl_3Si_3O_{12}$ ja oksiidide sisalduse järgi $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$. Praeguseks on peamiselt röntgenomeetriliste uurimuste tulemusena õnnestunud dešifreerida ka paljude mineraalide kristallvõre ehitus, mistõttu nn. struktuurivalemites väljendatakse peale keemilise koostise ka elementide osa kristallvõre ehituses. Struktuurivalemis eraldatakse anioonidena võres esinevad elemendid nurksulgudega katioonidest. See on eriti oluline mineraali struktuuri mõistmiseks, kui anioonid kujutavad endast mitmest elemendist koosnevat keerukat kompleksi. Näiteks võib muskoviidi struktuurivalemist $KAl_2 [AlSi_3O_{10}][OH]_2$ näha, et mineraali struktuuris esineb kaks anioonide kompleksi $[AlSi_3O_{10}]^{-5}$ ja $[OH]^{-1}$, mille vahel võres paiknevad katioonid K^+ ja Al^{+3} , kusjuures ülejäänud $1/3$ alumiiniumist kuulub kompleksse aniooni koostisse.

Valemi koostamisel mineraalide keemilise koostise põhjal tekib mõnikord raskusi isomorfismi nähtuse tõttu. Isomorfismiks nimetatakse erineva keemilise koostisega ja vastavalt ka erinevate füüsikaliste omadustega mineraalide kristallvõre identsust. Järelikult võivad isomorfsete mineraalide

lide võres analoogiliste elementide ioonid (mõnikord ka ioonide rühmad) üksteist asendada, ilma et seejuures muutuksid võre ehitus ja mõõtmed. Näiteks on isomorfsed mineraalid forsteriit Mg_2SiO_4 ja fajaliit Fe_2SiO_4 . Kui mõlemad mineraalid lahusest üheaegselt kristalliseeruvad, tekivad üheaainsa mineraali - oliviini kristallid, mis tegelikult on fajaliidi ja forsteriidi segakristallid ehk nn. tahked lahused. Tahkete lahuste keemilistes valemites asetatakse üksteist asendavad ioonid (neid võib olla rohkem kui kaks) ümarsulgudesse ja eraldatakse komaga. Esikohal on ümarsulgudes element, mida tavaliselt on tahkes lahuses rohkem. See-ga on oliviini valem $(Mg,Fe)_2 [SiO_4]$. Isomorfsed asendumised võivad olla ka keerukamad. Looduses väga tähtsat kivi-mit moodustavad mineraalid plagioklassid on kahe mineraali-albiidi $Na[AlSi_3O_8]$ ja anortiidi $Ca[Al_2Si_2O_8]$ isomorfne se-gu, kusjuures neis asendavad teineteist igasuguses proport-sioonis ioonide kompleksid $NaSi^{+5}$ ja $CaAl^{+5}$.

2. Mineraalide klassifikatsioon

=====

Mineraalide klassifitseerimisel on aluseks nende kee-miline koostis ja kristallivõre ehitus, kusjuures mõlemad on omavahel seotud. Kaasaegsetes mineraalide keemilistes klas-sifikatsioonides on suurimaks ühikuks rühmkonnad, mis hap-peradikaalide tüübi põhjal jagunevad klassideks. Klasside alamklassideks jaotamine baseerub struktuurilistel tunnustel. Kivimit moodustavad mineraalid kuuluvad üldse nelja rühm-konda.

1. Ehedad elemendid.
2. Sulfiidid.
3. Hapnikuühendid.
4. Halogeniidid.

Valdav enamik kivimit moodustavatest mineraalidest on hapnikuühendid, mis jagunevad oksiidide, silikaatide, fos-faatide, sulfaatide, karbonaatide jt. klassideks.

3. Tähtsamate kivimit moodustavate mineraalide kirjeldus

Tähtsamate kivimit moodustavate mineraalide omadused on koondatud tabelisse 3. Seetõttu on järgnevalt tekstis esitatud vaid need andmed, mis tabelis puuduvad. Täielikult on esitatud andmed ainult nende mineraalide kohta, mida nende väiksema tähtsuse tõttu tabelisse võetud ei ole.

a. Ehedad elemendid

Ehedad elemendid on maakoos esinevatel suhteliselt haruldased ja esinevad tavaliselt vaid harvade väikeste teradena (näit. kuld, plaatina, teemant jms.). Seetõttu võib kivimit moodustavateks mineraalideks pidada vaid grafiiti ja väävli, mis mõnedes kivimitüüpides etendavad olulist osa.

G r a f i i t C. Grafiit esineb peamiselt mõnedes kõrge temperatuuri ja rõhu mõjul moonunud kivimites, olles neis tekkinud orgaanilise aine lagunemisel. Hea elektrijuhtivuse ja kõrge tulekindluse tõttu kasutatakse grafiiti elektrotehnikas (elektroodid) ja metallurgias (tiiglid). Jahvatatud grafiidist valmistatakse värve, määrdeid, pliitseid jms. Ehituskivides on grafiit väikese kõvaduse tõttu kahjulikuks lisandiks.

V ä ä v e l S. Väävel tekib peamiselt biokeemilisel teel mõnedes looduslikes settebasseinides, vulkaaniliste gaaside sublimeerumisel, mõnikord ka väävli sisaldavate mineraalide porsumisel. Tööstuses kasutatakse väävli kummi- ja paberitööstuses, põllumajanduses kahjurite tõrjeks, keemiatööstuses väävelhappe tootmiseks, lõhkeainete valmistamiseks jms. Ehituskivides on väävel kahjulikuks lisandiks.

b. Sulfiidid

Sulfiidide rühmkonda kuulub rohkesti mineraale, mis kujutavad endast väävli (ka As, Se, Te ja Sb) ühendeid metallidega. Väga suure praktilise tähtsusega on tsingi, plii, vase, hõbeda, vismuti, nikli, koobalti, molübdeeni, antimoni

ja elavhõbeda sulfiidid, mis on peamisteks, sageli isegi ainsateks nimetatud metallide tööstuslikeks maakideks. Kuid peale püriidi pole neist ükski kivimit moodustav mineraal, sest sulfiidide levikualad on piiratud. Pealegi lagunevad sulfiidid, peale mõne üksiku erandi, maapinnal kiiresti õhuhapniku mõjul.

P ü r i i t FeS_2 . Püriit võib esineda paljudes kivimitüüpides, peamiselt üksikute hajuteradena. Eestis sisaldavad püriiditeri paljud lubjakivid ja dolomiidid. Püriidikonkreetsioone esineb kambriumi liivakivides ja savides, druusitaolisi moodustisi lubjakivide lõhedes ja diktüoneemakildas. Oobulusliivakivide ja diktüoneemakilda piiril on Põhja-Eestis püriidiga tsementeerunud liivakivi kiht. Püriiti kasutatakse väävelhappe tootmiseks. Ehituskivides on püriit kahjulik komponent, sest õhu käes kergesti oksüdeerudes asendub ta roostekarva raudhüdrosiidiga, kusjuures vabanev väävelhappe lagundab ümbritsevaid mineraale ja sideaineid.

c. Hapnikuühendid

O k s i i d i d e j a h ü d r o k s i i d i d e k l a s s

Vaadeldavasse klassi kuuluvad metallide ühendid hapniku ja hüdrosüüliooniga.

H e m a t i i t Fe_2O_3 . Hematiit tekib tugevalt happelises keskkonnas. Mõnede settekivimite moondumisel moodustab hematiit koos kvartsiga eritüüpi kivimid, nn. raudkvartsiidid. Kuivas kliimas on hematiit rauda sisaldavate mineraalide porsumisporduktiks. Niiviisi tekkinud dispersne hematiit on paljudes punastes liivakivides ja savides pigmenteerivaks aineks (näiteks Lõuna-Eesti punased devoni liivakivid).

Suured hematiidikogumid on tähtsad rauamaagid.

M a g n e t i i t Fe_3O_4 . Magnetiit tekib taandavais tingimuses ja esineb väikeste sulatistena paljudes, eriti SiO_2 suhtes vaestes tardkivimites, suurte kogumitena mõnedes

moondekivimites. Püsiva mineraalina säilivad mustad magneetiditerad liivades. Magnetiit on tähtis rauamaak.

H ü d r o g ö t i i t $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Varem kasutati sama mineraali puhul nimetust l i m o n i i t. Tänapäeval nimetatakse limoniidiks hüdrogötiidi, opaali ja savimineraalide segu.

Hüdrogötiit tekib rauda sisaldavate mineraalide porsumisel niiskes kliimas, kusjuures dispersselt hajudes annab kõigile porsumisproduktidele (savidetele, liivadele jms.) pruunika värvuse. Suured limoniidikogumid tekivad keemilisel ja biokeemilisel settimisel merelahtedesse, järvedesse ja soodesse. Soorauda leidub ka Eestis.

Suuri hüdrogötiidi kogumeid kasutatakse rauamaagiks, hüdrogötiidirikkaid savisid värvaineks (ooker).

K v a r t s SiO_2 . Kvartsi asukoht mineraalide klassifikatsioonis on vaieldav, sest kristallivõre ehituselt on ta identne karkass-struktuuriga silikaatidega, mille ühe liikmena teda ka paljudes uemates mineraloogiakäsiraamatutes käsitletakse. Keemiliselt on kvarts aga tüüpiline oksiid. Peitkristallilisi kvartsi erimeid, mis esinevad looduses mugulatena, koorikutena jne., nimetatakse k a l t s e d o n i k s.

Et kvartsi, veel enam aga kaltsedoni värvus on väga varieeruv, on nende üksikutel liikidel palju erinimetusid. Kvartsi värvusetuid erimeid nimetatakse mäekristalliks, violetseid erimeid ametüstiks, pruunikas-hallikaid läbipaistvaid erimeid suitsukvartsiks jne. Punast kaltsedoni nimetatakse karneooliks, õrnrohelist krüsopraasiks jne. Kaltse-doni sekretsioone, milles esineb kontsentrilisi erinevavärvusega võösid, nimetatakse ahhaadiks. Savilisandeid sisaldavat halli, mõnikord peaaegu musta kaltsedoni nimetatakse tuleräniks.

Kvarts on oluliseks komponendiks paljudes tard- ja moondekivimites. Keemiliselt püsiva ja mehhaaniliselt kõva mineraalina säilib kvarts murenemisel ja on seetõttu valdavaks mineraaliks liivades ning liivakivides. Kaltse-don on tüüpiline mineraal vulkaanilistes produktides ja esineb

konkretsioonidena ka mõnedes settekivimites, sealhulgas Eesti NSV mõnedes lubjakivides ja dolomiitides (adavere la-
de).

Kristalseid kvartsi erimeid kasutatakse ehiskividena, kvartsklaasi, mõnede optiliste ja raadiotehniliste seadme-
te jms. valmistamiseks. Kaltsedoni kasutatakse ehiskivina
ning uhmrite ja täpsusmehhanismide detailide valmistamiseks.

O p a a l $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Opaal tekib ränikolloidide koagu-
leerumisel ja silikaatsete mineraalide porsumisel. Mõnede
mikroorganismide (näiteks ränivetikate) kojad koosnevad sa-
muti opaalist. Viimaseid leidub mõnedes settekivimites.

S i l i k a a t i d e k l a s s

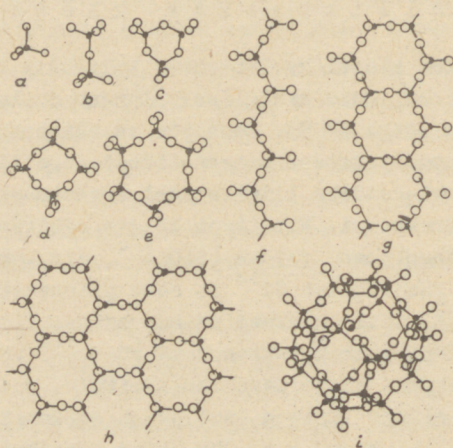
Silikaatide klassi kuulub umbes kolmandik kõigist tun-
tud mineraalidest, kuid kaaluliselt langeb neile maakoorest
75 % (koos kvartsiaga 87 %). Seetõttu on mõisteta, et ena-
mik kivimit moodustavatest mineraalidest on silikaadid. Si-
likaatide alamklassideks liigitamisel arvestatakse nende
kristallide struktuuri. Nimelt on kõigis silikaatides struk-
tuuriühikuks kompleksne anioon $[\text{SiO}_4]^{-4}$, mis koosneb ühest
tsentraalsest ränioonist Si^{+4} ja seda piiravast neljast hap-
nikuioonist O^{-2} , mille keskmed paiknevad kuubilise tetraeed-
ri tippudes. Räni-hapnikutetraeedrid $[\text{SiO}_4]^{-4}$ võivad kris-
tallivõres paikneda üksteisest isoleeritult, kuid võivad ka
tippe pidi üksteisega liituda (sel juhul on kahel naabertet-
raeedril üks ühine tipp, s.t. üks ühine hapnikuioon, mille
negatiivne laeng on täielikult kompenseeritud) ja moodusta-
da keerukaid komplekssete radikaalide rühmi (joonis 5). Si-
likaatide klassifikatsioon põhinebki sellel, kuidas räni-
hapnikutetraeedrid liituvad kristallivõres.

1. Saarstruktuuriga silikaatides paiknevad tetraeedrid
isoleeritult ja liituvad kristallivõreks vahepealsete kati-
oonide vahendusel, näiteks forsteriit - $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$.

2. Rõngasstruktuuriga silikaatides on 3, 4 või 6 tetra-
eedrit liitunud tasapinnalisteks rõngasteks, mis kristalli-

võres on omavahel ühenduses vahendavate katioonide kaudu, näiteks berüll - $\text{Be}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$.

3. Ahelstruktuuriga silikaatides on tetraeedrid liitunud teoreetiliselt lõpututeks ahelateks, milles pidevalt kordub kahest tetraeedrist koosnev element $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{-4}$. Paralleelsete ahelate vahel paiknevad laenguid kompenseerivad katioonid, näiteks diopsiid $\text{CaMg} [\text{Si}_2\text{O}_6]$. Ahelstruktuuri erijuhuks on lintstruktuur, milles kaks ahelat on liitunud lintideks pidevalt korduva elemendiga $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{-6}$, näiteks tremoliit $\text{CaMg}_5 [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 [\text{OH}]_2$.



Joonis 5. Silikaatide struktuuriühikud:

a - üksik tetraeeder $[\text{SiO}_4]^{-2}$; b - tetraeedrite paar $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{-6}$; c, d ja e - tetraeedrite ringid $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{-6}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{-8}$ ja $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{-12}$; f ja g - tetraeedrite lõputud ahelad, üksikahel $n[\text{Si}_2\text{O}_6]^{-4}$ ja lint $n[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{-6}$; h - lõputu tetraeedrite leht $n[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{-4}$; i - tetraeedrite karkass $[\text{Si}_n\text{Al}_m\text{O}_2(n+m)]^{-m}$

4. Lehtstruktuuri puhul on iga tetraeeder kolme tipu kaudu ühes pinnas liitunud kolme naabertetraeedriga. Niisuguste pindade vahel paiknevad laengud kompenseeritakse katioonide poolt. Igas räni-hapnikutetraeedrite "lehes" kor-
dub pidevalt element $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{-4}$, näiteks talk $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$

5. Karkass-struktuur tekib siis, kui iga tetraeedri kõik neli tippu on üheaegselt nelja naabertetraeedri tippudeks. Et niisugusel juhul tetraeedreil kompenseerimata laenguid üle ei jää, tekib neutraalne karkass SiO_2 , s.o. kvartsi struktuur. Silikaatide klassis esineb samuti karkass-struktuure, kuid viimastes on osa räni-hapnikutetraeedritest $[\text{SiO}_4]^{-4}$ asendunud geomeetriselt sarnaste alumiinium-hapnikutetraeedritega AlO_4^{-5} , mistõttu ka karkass-struktuuris säilib iga $[\text{AlO}_4]^{-5}$ tetraeedri kohta üks kompenseerimata negatiivne laeng. Viimase kompenseerimiseks lisanduvad kristallivõresse täiendavad katioonid, näiteks ortoklass $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (1/4 Si^{+4} -ioonidest on asendunud Al^{+3} -ioonidega), anortiit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (1/2 Si^{+4} -ioonidest on asendunud Al^{+3} -ioonidega). Silikaate, mille komplekses anioones radikaalis osa ränioone on asendunud alumiiniumioonidega, nimetatakse alumosilikaatideks. Alumosilikaate esineb mitte ainult karkass-, vaid ka leht- ja ahelstruktuuride puhul.

Saarstruktuuriga silikaadid

O l i v i i n $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Oliviin on kivimit moodustavaks mineraaliks madala SiO_2 -sisaldusega tardkivimites. Läheb kergesti üle serpentiiniks.

G r a n a a d i d on ühine nimetus suurele isomorfsete mineraalide rühmale üldvalemiga $\text{A}_3\text{B}_3[\text{SiO}_4]_3$, kus $\text{A} = \text{Mg}^{+2}$, Fe^{+2} , Mn^{+2} , Ca^{+2} ja $\text{B} = \text{Al}^{+3}$, Fe^{+3} , Cr^{+3} , Mn^{+3} . Tähtsamad granaatide erimid on:

a l m a n d i i n $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - pruunikaspunane, punane, peaaegu must;

p ü r o o p $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - tumepunasest peaaegu mustani;

g r o s s u l a a r $\text{Ca}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$ - mesikollasest õun-
rohelisteni;

a n d r a d i i t $\text{Ca}_3\text{Fe}_2 [\text{SiO}_4]_3$ - rohekasmustast must-
tani.

Granaate esineb peamiselt moondekivimeis. Suure kõva-
duse ja lõhenevuse puudumise tõttu on granaadipulber hea
abrasivmaterjal ("liivapaber"). Ilusa värvusega granaadid
on poolvääriskivid.

E p i d o o t $\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{OH}]_0$. Epi-
doodi kristallivõres esineb tavaliste üksiktetraeedrite
 $[\text{SiO}]^{-4}$ kõrval ka kahest liitunud tetraeedrist koosnevaid
"saari" $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{-6}$. Kristalliseerub rombilises süsteemis ja
esineb sageli piklike prismaatiliste kristallidena, mille
pinnal on pikiviirud. Agregaadid on pinnulised, teralised
või massiivsed. Värvus omapärase varjundiga roheline. Klaa-
siläige. Kõvadus 6,5. Lõhenevus täiuslik kristallide piki-
suunas.

Epidoot tekib lubjakivide ja mõnede Ca-rikaste tard-
kivimite moonduisel, andes neile roheka värvuse.

Rõngastruktuuriga silikaadid

T u r m a l i i n $\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_6 [\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{25}(\text{OH})_5]$. Tur-
maliin tekib magma tardumise lõppstaadiumis. Keemiliselt ja
mehhaaniliselt püsiva mineraalina säilib murenemisel ja sa-
tub liivadesse ning savidesse.

Ahelstruktuuriga silikaadid

P ü r o k s e e n i d on väga oluline kivimit moodus-
tavate mineraalide rühm, mis on eriti tüüpiline aluselise
ja ultraaluselise koostisega tardkivimeile. Kuigi püroksee-
nid kristalliseeruvad nii rombilises kui ka monokliinses süs-
teemis, on nad sarnase kristallide struktuuri tõttu omadus-
telt ja välimuselt niivõrd ühesugused, et üksikute erimite
diagnoosimine on võimalik ainult täpsete optiliste mõõtmis-
te abil.

Looduses kõige sagedasem pürokseen on $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) [\text{Si}, \text{Al}]_2\text{O}_6$ (monokliinne). Väliselt augiidi sarnased pürokseenid (varieerub ainult värvus) on rombilsed enstatiid , bronsiid (pronksi värvusega) ja hüpersteen ning monokliinne diopsiid (mõnikord heleroheline). Erinevalt muudest pürokseenidest moodustab monokliinne, nn. leelispürokseen ägriin $\text{NaFe} [\text{Si}_2\text{O}_6]$ sageli pikki prismsid.

Amfiboolid on samuti põhiliselt kivimit moodustavad mineraalid, peamiselt keskmise happelisusega tardkivimeis ja mõnedes moondekivimeis. Amfiboolide struktuuriühikuks on räni-hapniku-, ka räni-alumiinium-hapnikutetraeedrite kahekordsed ahelad - linnid. Keemiliselt on amfiboolid nagu pürokseenidki põhiliselt $\text{Mg-Fe-(Ca)-silikaadid}$ või alumosilikaadid, kuid sisaldavad alati veel hüdroksüülioni OH^{-1} . Paljude tunnuste poolest on amfiboolid niivõrd pürokseenide sarnased, et peente korrapäratute terade puhul on ka vilunud mineraloogil peaaegu võimatu nende vahel visuaalselt vahet teha. Amfiboolide rühma rohketest esindajatest on samuti paljud väga lähedaste omadustega. Ka amfiboolid kristalliseeruvad nii monokliinses kui ka rombilses süsteemis, kuid kivimit moodustavate mineraalidena tulevad arvesse vaid monokliinsed amfiboolid.

Amfiboolidest on levinuim rohkete isomorfsete asenduste tõttu varieeruva koostisega küünekivi $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe}) [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Teine looduses sageli esinev amfibool - aktinoliit $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ - erineb küünekivist kristallide märksa piklikuma, sageli nõelja kuju jahedama rohelise värvuse poolest. Rauata amfibool tremoliit $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ on valge.

Lehtstruktuuriga silikaadid

Lehtstruktuuriga silikaadid ja alumosilikaadid moodustavad suure alamklassi rohkete erineva keemilise koostisega mineraalidega, mida seob rida ühiseid tunnuseid: kristallide plaatjas, lehtjas või soomusjas kuju (valdav enamik neist

kristalliseerub monokliinses süsteemis ühe hästi arenenud nn. baaspinakoidiga), ülitäiuslik lõhenevus ja väike kõvadus.

T a l k $Mg_3 [Si_4O_{10}]_2 [OH]_2$. Talk tekib megneesiumirikkaste tardkivimite moonumisel magmaliste vesilahuste toimel. Tööstuses kasutatakse talki tulekindlate materjalide, kummi, kosmeetikatoodete (puudrid, kreemid) jms. valmistamiseks.

S e r p e n t i i n $Mg_6 [Si_4O_{10}] [OH]_8$. Serpentiin erineb muudest lehtstruktuuriga silikaatidest selle poolest, et esineb ainult peitkristalsete, mõnikord amorfsete agregaatidena. Kiuline erim - k r ü s o t i i l a s b e s t - moodustab agregaatides vahelihikesi, milles kiud paiknevad kihipindadega risti.

Serpentiin tekib samades protsessides kui talkki. Eriti kergesti serpentiinistub oliviin. Serpentiini ja ksürotiliasbesti kasutatakse tulekindlate materjalide tööstuses. Asbesti kiududest saab kududa tulekindlat riidet.

V i l g u d on looduses väga levinud alumosilikaatide rühm, mille tähtsamateks esindajateks on b i o t i i t $K(Mg,Fe)_3 [Si_3AlO_{10}] [OH,F]_2$ ja m u s k o v i i t $KAl_2 [Si_3AlO_{10}] [OH]_2$. Hoolimata keemilise koostise mitmekesisusest on vilkude omadused väga sarnased.

Vilgud tekivad magma tardumisel ja kivimite kõrgtemperatuurilisel moonumisel, kusjuures tähtsat osa etendavad seejuures ka magma lenduvad komponendid. Biotiidil praktilist tähtsust ei ole, kuid muskoviit on hea soojus- ja elektriisolatsioonimaterjal.

K l o r i i d i d on suur lehtstruktuuriga mineraalide rühm, mille üldvalem on $(Mg,Fe)_{6-n} (Al,Fe)_2 [Al_n Si_{4-n} O_{10}] [OH]_8$, kus $n=0,6 - 2$. Kloriidides esineb sageli isomorfseid asendumisi $Mg^{+2} \rightarrow Fe^{+2} \rightarrow Mn^{+2}$; $Al^{+3} \rightarrow Fe^{+3} \rightarrow Cr^{+3}$; $Si^{+4} + Mg^{+2} \rightarrow Al^{+6}$ ja $Mg^{+6} \rightarrow Al^{+6}$. Kloriidide varieeruva koostise tõttu on nende nomenklatuur väga mitmekesine ja mõnevõrra suvaline. Et üksikute kloriidide diagnoosimine nõuab täpseid mikroskoopilisi uurimusi, piirdutakse tabelis 3 vaid nende üldise ise-

loomustamisega, sest makroskoopiliselt on paljud kloriidid ühesuguste tunnustega.

Kloriidid tekivad Mg-Fe-silikaatide (põhiliselt pürokseenide, amfiboolide ja biotiidi) moondumisel magmaliste vesilahuste toimel (harvemini porsumisel) ja annavad paljudele kivimitele iseloomuliku roheka värvuse. Mõningaid kõrge rauasisaldusega kloriite kasutatakse rauamaagina.

Savimineraalid on mineraalide rühm, mis on peamisteks komponentideks savides. Röntgenomeetriliste uurimustega on kindlaks tehtud, et kõik savimineraalid on lehtstruktuuriga ja olenevalt struktuurilistest detailidest jagunevad põhiliselt kolmeks: hüdrovilkude, montmorillonii- di ja kaoliniidi rühma. Kuna savimineraalid esinevad looduses ainult ülipeente, silmaga nähtamatute lehekestena (dia- meeter 0,001 mm piires), saab neid diagnoosida ainult spetsiaalsete keemiliste, röntgenomeetriliste, termiliste ja elektronmikroskoopiliste meetoditega.

Hüdrovildud (illiidid) on looduses kõige levinumad ja koostiselt väga komplitseeritud savimineraalid. Nagu kõik savimineraalid, tekivad ka hüdrovildud mitmesuguste silikaatide, peamiselt päevakivide ja vilkude porsumisel. Struktuurilt meenutavad hüdrovildud vilkusid. Viimastega võrreldes on hüdrovilkudes vähem leelismetalle, kuna suhe Si:Al on kompleksse aniooni lehtedes suurem (vilkudes 3:1, hüdrovilkudes 5:1 ja enam). Peale selle esineb hüdrovilkude struktuuris vee neutraalseid molekule. Et mainitud iseärasused sõltuvad peamiselt sellest, missuguses lagunemisstaadiumis mineraal on, pole hüdrovilkude seas praktiliselt võimalik eraldada selgelt individuaalsete tunnustega erimeid. Olenevalt vilgu tüübist, millele hüdrovilkude koostis ja struktuur on lähedasemad, kasutatakse sageli termineid hüdroromuskoviit ja hüdrobiotiit, kuid nende teineteisest eraldamine on võimalik ainult keemilise või röntgenanalüüsi abil. Üks vähestest visuaalselt diagnoositavatest hüdrovilkudest on mineraal glaukoniiit, mille orienteeruv valem on $K(Mg,Fe)(Al,Fe) [Si_4O_{10}] [OH]_2 + K(Al,Fe) Al [Si_3AlO_{10}] [OH]_2$. Glaukoniiit esineb tavaliselt väikeste roheliste ümarjate ke-

rakestena savides ja liivades (liivakivides), andes viimastele iseloomuliku rohelise värvuse. Mikroskoobi all on näha, et nähtavad glaukoniidikerakesed on tegelikult ülipeente lehekeste ja nõelakeste agregaat.

Montmorilloniidid rühma savimineraalid tekivad peamiselt vulkaanilist klaasi sisaldavatest purskevimitest ja Mg- ning Fe-rikastest süvakivimitest maapealsel või veealusel porsumisel. Rühma peamise esindaja - montmorilloniidi skemaatiline valem on $m\{Mg_3 [Si_4O_{10}] [OH]_2\} p\{(Al, Fe)_2 [Si_4O_{10}] [OH]_2\} \cdot nH_2O$. Montmorilloniidi agregaadid paisuvad niiskumisel väga tugevasti ja muutuvad sültjaks massiks.

Kaoliinit $Al_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8$ on silikaatide, peamiselt päevakivide lõplik porsumisprodukt, mille agregaadid moodustavad valge, kuivalt pehme ja libeda savi - kaoliini.

Karkass-struktuuriga silikaadid

Vaadeldavasse alamklassi kuuluvad alumosilikaadid, sest ainult räni-hapnikutetraeedritest koosnevas karkassis, mis esineb kvartsi struktuuris, on kõik laengud kompenseeritud ja täiendavaid katioone kristallivõres ei ole.

Päevakivid on maakoos esinevate levinumate mineraalid, mis kaaluliselt moodustavad umbes 50 % maakoorest. Keemilise koostise põhjal jagunevad päevakivid kahte peamisse rühma: plagioklassid (kaltsium-naatriumpäevakivid) ja kaaliumpäevakivid.

Plagioklassid on kahe mineraali - albiidi $Na [AlSi_3O_8]$ ja anortiidi $Ca [Al_2Si_2O_8]$ isomorfne segu. Olevalt kummagi komponendi suhtelisest sisaldusest on plagioklasside nomenklatuur esitatud tabelis 2. Plagioklasside täpseks iseloomustamiseks kasutatakse numbreid, mis vastavad anortiidi molekuli protsentuaalsele sisaldusele. Praktikas nimetatakse plagioklasse nr. 1-30 - happelisteks, nr. 30-60 - keskmisteks ja nr. 60-100 - aluselisteks, sest anortiidisalduse suurenemisel väheneb SiO_2 -sisaldus plagioklassis (albiidis 68,8 %, anortiidis 43,8 %).

Plagioklasside nomenklatuur

Nimetus	Anortiidi (An) sisaldus %	Albiidi (Ab) sisaldus %
Albiit	0 - 10	100 - 90
Oligoklass	10 - 30	90 - 70
Andesiin	30 - 50	70 - 50
Labrador	50 - 70	50 - 30
Bitovniit	70 - 90	30 - 10
Anortiit	90 - 100	10 - 0

Plagioklasside liike üksteisest visuaalselt eraldada on praktiliselt võimatu. Erandiks on vaid labrador, mille lõhenevuspindadel on sageli eresinine või violetjas varjund (irisatsioon). Üldiselt on happelised plagioklassid heledamad kui aluselised.

Plagioklassid on kivimit moodustavaks mineraaliks enamikus tardkivimeis, mille klassifikatsioon põhinebki peamiselt plagioklassi tüübil. Peale selle esineb plagioklasse ka paljudes moondekivimites. Maapinnal pole plagioklassid eriti püsivad ja muutuvad porsumisel hüdrovilkudeks või lõplikul lagunemisel kaoliniidiks. Savimineraalide tekkimisega kaasneb plagioklasside tuhmunine ja pindade kattumine valge savimineraalide kelmega.

Kaaliumpäevakivide esindajateks on identse keemilise koostise $K[AlSi_3O_8]$, kuid erineva struktuuriga ortoklass (monokliinne) ja mikrokliin (trikliinne).

Mikrokliini pole tavaliselt võimalik ortoklassist visuaalselt eraldada, kuid optiliste meetoditega on see hõlpus.

Kaaliumpäevakivid on peamisteks mineraalideks kõrge ja keskmise happelisusega tardkivimites ja mõnedes moondekivimites. Maapinnal porsuvad samuti nagu plagioklassid. Nii ortoklassi kui ka mikrokliini kasutatakse keraamikatööstuses.

Et oskus päevakivide seas eraldada plagioklasse kaaliumpäevakividest on suure tähtsusega tardkivimite määramisel, tuleb silmas pidada järgmist. Kaaliumpäevakivid on ena-

masti roosaka, kollaka või punaka värvusega, mida plagioklassidel reeglina ei esine. Samuti puudub kaaliumpäevakivide lõhenevuspindadel viirulisus, mis plagioklassidel on tavaline.

N e f e l i i n $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ on mineraal, mis kuulub nn. päevakivide asendajate rühma, sest nefeliin etendab kivimit moodustava mineraalina kõrge leelismetallide sisaldusega tardkivimites sama osa mis päevakivid tavalistes tardmivimites. Maapinnal laguneb nefeliin veel kergemini kui päevakivid, kattudes varsti valge savimineraalide korraga. Nefeliini kasutatakse klaasi- ja keraamikatööstuses, viimasel ajal peamiselt alumiiniumimaagina.

K a r b o n a a t i d e k l a s s

Karbonaatide klassi kuuluvad süsihappe soolad, mis tavaliselt tekivad maapinnal ja veekogudes. Seetõttu on mõned karbonaadid tähtsateks kivimit moodustavateks mineraalideks settekivimites.

K a l t s i i t CaCO_3 . Kaltsiit tekib peamiselt veekogudes keemilisel settimisel, enamasti organismide aktiivsel osavõtul. Kaltsiit on tähtsaks komponendiks enamiku mereloomade ja -taimede kodades. Mõnikord tekib kaltsiit ka magmalistest vesilahustest. Eestis laialt levinud lubjakivides (paas) on kaltsiit peamiseks, mõnikord praktiliselt ainsaks kivimit moodustavaks mineraaliks. Looduses leidub ka CaCO_3 rombilises süsteemis kristalliseeruvat teisendit - a r a g o n i i t i, mis erineb kaltsiidist peamiselt kristallide kuju (kuuetahulised prismad, nõelad) poolest. Võrreldes kaltsiidiga on aragoniit märksa ebastabiilsem ja seda võib esineda vaid geoloogiliselt noortes setetes.

D o l o m i i t $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Dolomiit tekib keemilisel settimisel, väga sageli ka lubjakivide dolomiidistumise tulemusena ja on samanimelistes settekivimites praktiliselt ainsaks kivimit moodustavaks mineraaliks.

M a g n e s i i t $MgCO_3$. Magnesiit kristalliseerub trigonaalses süsteemis. Kristallid on romboeedrilised. Esi-
neb looduses kahesugusel kujul: suurekristalliliste agre-
gaatidena ja portselanitaoliste peitkristalliliste masside-
na ("amorfne" magnesiit). Värvus valge, hall, mõnikord si-
nakas. Klaasiläige, "amorfne" magnesiit on tuhm. Lõhenevus
täiuslik romboeedrit mööda, "amorfse" magnesiidi murd karp-
jas. Kõvadus 4 - 4,5. Ei reageeri ka kuuma soolhappega.

Magnesiit tekib kuumadest magmalistest vesilahustest ja
serpentiini porsumisel ("amorfne" magnesiit). Magnesiiti ka-
sutatakse tulekindlate materjalide - magnesiittelliste toot-
miseks ja spetsiaalsideainete - magnesiaaltsementide valmis-
tamiseks. Ühtlasi on magnesiit peamiseks magneesiumi maagiks.

S u l f a a t i d e k l a s s

Sulfaatide klassi kuuluvad väävelhappe soolad, millel
on rida sarnaseid tunnuseid. Enamik sulfiididest on heleda
värvuse, väikese kõvaduse ja hea lõhenevusega. Sulfaadid
lahustuvad kergesti, sageli isegi vees.

A n h ü d r i i t $CaSO_4$. Anhüdriit tekib keemilisel
settimisel, harvemini porsumisel. Maapinnal ühineb kerges-
ti veega ja muutub kipsiks, kusjuures mainitud protsessiga
kaasneb tunduv, kuni 30 %-line mahu suurenemine. Anhüdriiti
kasutatakse mõnede sideainete valmistamisel.

K i p s $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Kips on keemiline sete ja assot-
sioneerub looduses anhüdriidi, kivisoola, kaaliumisooladega
jms. Osa looduslikust kipsist on tekkinud anhüdriidi hüdra-
tiseerumise tulemusena. Massiivseid, servades läbikumavaid
kipsiagregaatide nimetatakse alabastriks, paralleelkiulisi ag-
regaatide seleniidiks.

Kuumutamisel omandab kips niduvuse, mistõttu seda ka-
sutatakse sideainena. Kipsipulbri lisandamisega reguleeri-
takse portlandtsemendi tardumisaega. Alabastrit ja selenii-
ti kasutatakse voolimiseks.

F o s f a a t i d e k l a s s

A p a t i i t $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3 [\text{F}, \text{Cl}, \text{OH}]$. Apatiit kristalliseerub heksagonaalses süsteemis ja kristallideks on heksagonaalsed prismad. Enamasti esineb teraliste, sageli ka peitkristalliliste agregaatidena. Värvus kõige sagedamini kahvaturoheline, harvemini tumeroheline, sinakas, violetne, erandjuhtudel ka värvusetu. Klaasi- ja murdepinnal mõnikord rasvaläige. Lõhenevus ebatäiuslik. Kõvadus 5.

Apatiit on tühiseks lisandiks paljudes tardkivimites, mõnikord moodustab koos nefeliiniga suuri kogumeid. Setteprotsessis akumuleerunud peitkristallilisi apatiidiagregaatide nimetatakse f o s f o r i i t i d e k s. Apatiiti ja fosforiite kasutatakse fosforväetiste tootmisel ja mitmesuguste tööstuses vajalike fosfori- ning fluoriühendite saamiseks.

H a l o g e n i i d i d e k l a s s

Halogeniidide klassi kuuluvad HF, HCl, HBr ja HJ soolad, mis on enamasti läbipaistvad, väikese kõvadusega ja lahustuvad kergesti (mõnikord isegi vees).

F l u o r i i t CaF_2 . Suuremad fluoriidikogumid tekivad magmalistest vesilahustest. Fluoriiti kasutatakse peamiselt metallurgias sulandina (sulapagu). Keemiatööstuses toodetakse fluoriidist fluoriühendeid. Läbipaistev fluoriit on hinnaline tooraine optikatööstuses (optiline fluoriit).

H a l i i t (kivisool) NaCl. Haliit tekib keemilisel settimisel lahtede, laguunide ja järvede vee aurustumisel. Peamiseks haliidi tarbijaks on toiduainete- ja keemiatööstus.

4. Mineraalide määramise tabel

Mineraalide määramise hõlbustamiseks laboratoorsetel töödel on koostatud tabel 3. Tabelisse on koondatud kõige

tähtsamad kivimit moodustavad mineraalid, mille tundmine on vajalik kursuse "Ehitusgeoloogia" omandamiseks.

Tabeli koostamisel on aluseks võetud mineraali üldine värvitoon ja kõvadus. Värvitooni põhjal on mineraalid jaotatud kahte rühma: heledad ja tumedad. Heledate mineraalide rühma kuuluvad mineraalid, mis lisandite puudumisel on värvusetud või valged. Kuigi lisandite või kristallivõre defektide tõttu on nendel mineraalidel sageli hallikas, kollakas, rohekas, punakas, pruunikas vms. varjund, jäävad nad üldtoonilt siiski enamasti heledaks. Ainult üksikud mineraalid, peamiselt aluselised plagioklassid, kaltsedon ja harva ka kvarts, võivad mõnikord olla tumehallid, peaaegu mustad. Juhul kui tundmatu mineraali muud omadused ei ühti ühegi tabelis oleva tumeda mineraali omadustega, tuleb kontrollida, kas ei ole tegemist siiski normaalselt heleda mineraaliga. Määramise hõlbustamiseks on tabelis mineraalid, mis võivad olla nii heledad kui ka tumedad, tähistatud riskesega.

Tumedate mineraalide rühma on asetatud põhiliselt mustad, tumerohelised ja -pruunid mineraalid, mis võivad omandada heledama varjundi ainult porsumisel.

Nii heledate kui ka tumedate mineraalide põhiliseks tunnuseks on valitud kõvadus kui suhteliselt püsiv ja kõige objektiivsemalt määratav tunnus. Mineraalid on tabelis reastatud kõvaduse järgi. Kõvaduse määramist on soovitatav alustada noateraga, mille abil tehakse kindlaks, kas mineraali kõvadus on üle või alla kuue, ja alles seejärel kasutada kõvaduse täpsustamiseks etalonmineraale. Ainsaks mineraaliks tabelis, millele kõvadus pole iseloomustavaks tunnuseks, on amorfne hüdrogötiit. Hüdrogötiidile tabelis antud kõvadus 5 esineb ainult kompaktsel erimitel, kuna poorsetel ja muldsetel agregaatidel on see märksa väiksem - 2-3, isegi 1. Hüdrogötiidi peamiseks tunnuseks on agregaatide mittekrystalne ilme ja pruun kriips, mille hüdrogötiit jätab ka endast kõvematele Mohsi skaala etalonmineraalidele. Tabelis antust mõnevõrra madalam kõvadus on ka osaliselt lagunenuid mineraalidel. Seetõttu tuleb lagunemisjälgedega (pinnalt

tuhmunud) mineraalide kõvadus määrata tugeva läikega kohtades, milleks mõnikord tuleb lagunemisproduktid eelnevalt maha kraapida.

Kui kõvadus on määratud, tuleb kontrollida kõiki ülejäänud tabelis antud tunnuseid ja alles seejärel teha lõplik otsus. On vaja meeles pidada, et ainult kõigi füüsikaliste tunnuste ühtimisel võib uuritavat mineraali pidada identseks tabelis antuga.

Tabel 3

Mineraalide määramine

Jrk nr.	Mineraali nimetus ja keemiline valem	Kõvadus	Valisikuju		Värvus	Läige	Lõhenevus	Murd	Muid tunnused
			kristallidel	agregaatidel					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Heledad mineraalid									
1	Talk $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$	1	Lehed, soomused	Lehtjad, harva kompaktsed	Valge, rohekasvalge	Klaasi- või parietri- läige	Ülitäiuslik		Katsudes libe, lehekesed painduvad
2	Värvel S	1,5-2	Rombilised bipüramiidid	Teralised, karmid või nõrgjad	Õlgkollane, sageli pruunikas	Klaasi- või teemandiläige, murdepinnal rasvaläige	Ebatäiuslik	Ebatasane või karpjas	Süttib tükutulest
3	Kips $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2	Plaatjas	Peeneteraline, ka kiuline	Valge, roosakas, hallikas	Klaasi- läige, mõnikord siidiläige	Ülitäiuslik	Teraline, ka pinnuline	Plaadid rabedad ja paindud ei paindu
4	Haliit NaCl	2	Kuubilised	Teralised	Värvusetu, valge, sinakas, punakas	Klaasi- läige, sageli tuhm	Täiuslik kuupi mooda		Soolane maitse
5	Muskoviit $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$	2-3	Lehed	Lehtjas	Värvusetu, valge, hallikas, rohekas	Klaasi- või parietri- läige	Ülitäiuslik		Lehekesed elastsed
6	Kaltsiit $CaCO_3$	3	Romboedrid, skalaenoeedrid	Teraline	Värvusetu, valge, hallikas, sinakas, kollakas	Klaasiläige	Täiuslik romboedrit mooda		Lahustab HCl tugeva kihina
7	Anhüdriit $CaSO_4$	3,5	(Prismad)	Teraline (enamasti peen)	Valge, sinakas, hallikas	Klaasi- läige (kristallidel)	Täiuslik kolmes ristpuunas (kristallidel)	Teraline (agregaatidel)	
8	Dolomiit $CaMg[CO_3]_2$	3,5-4	Romboedrid (servad peindunud)	Teraline, mõnikord poorne	Valge, hall, kollakas, roheline, sinakas	Klaasi- läige	Täiuslik romboedrit mooda		Kihiseb HCl toimel ainult kuumtades või pulbrina
9	Fluoriit CaF_2	4	Kuubilised	Kompaktsed	Hall, roheline, violetne, helesinine, värvusetu	Tuhm klaasiläige	Täiuslik oktaeedrit mooda		Värvus varieerub isegi sama agregaadiläituses
10	Opaal $SiO_2 \cdot nH_2O$	5,5	Amorfne	Nõrgvormid, mugulad	Valge, hall, kollakas, roheline, pruun	Vähe- klaasi- läige	Puudub	Karpjas	
11	Nefeliin $Na[AlSi_3O_8]$	5,5-6	(Heksagonaalsed prismad)	Kompaktsed	Hall, kollakas, punakas, rohekas	Rasvaläige	Puudub	Ebatasane või karpjas	Kattub kiiresti valge porumiskoorikuga
12	Ortoklaas $K[AlSi_3O_8]$	6	Tahvlid, prismad	Teraline	Roosa, punane, valge, helehall	Klaasi- läige	Selge kahea rist-suunas		

Tabel 3 (järg)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
13*	Plagioklass $nCa[Al_xSi_{2-x}O_8] +$ $(100-n)Na$ $[AlSi_3O_8]$	6- -6,5	Tahvlid, prismad	Teraline	Valge, hele- kuni tume- hall, rohe- kas, sinak- as,	Klaasi- läige	Selge ka- hes suu- nas 87° all		Lõhenevus- pinnad vii- rulisel
14	Kvarts SiO_2	7	Heksago- onaalsed prismad, romboed- rid tip- pudes	Kompakt- ne	Värvusetu, valge, roo- ssa, hall, violettne, pruun	Klaasi- läige	Puudub	Karpjas või eba- tasane	
15	Kaltsedon SiO_2	7	Peitkris- taline	Nõrgvor- mid, mugu- lad	Hall, valge, sinakas, ro- hekas, pruun- nikas, puna- kas	Vaha- läige	Puudub	Karpjas või eba- tasane	Mõnikord võrdiline (ahhaat)

Tumedad mineraalid

1	Grafiit C	1	Lehed, soo- mused	Peenete- ralised, soomused	Must, teras- hall, kriips must	Poolme- talne, tuha	Ülitäius- lik (ainult soomustel)	Muldne (agrega- atidel)	Jätab kriipsu paberile, mõrbi kõsi
2	Kloriit $(Mg, Fe)^{2+}_n$ $(AlFe^{3+})_2$ $[Al_2Si_4O_{10}]$ $[OH]_8$	2- -2,5	Väikesed lehekused	Lehtjad, ka kompakt- sed	Rohelisest mustani	Klaasi- või parlaur- rilke	Ülitäius- lik		Lehekused painduvad, kuid pole elastsed
3	Biotiit $K(Mg, Fe)_3$ $AlSi_3O_{10}OH_2$	2-3	Lehed	Lehtjas	Must, tume- pruun	Klaasi- või parlaur- rilke	Ülitäius- lik		Lehekused elastsed
4	Serpentiin $Mg_6Si_4O_{10}OH_8$	2,5- -3,5		Kompakt- sed peit- kristal- sed, kiuli- sed vahe- kihid	Rohelisest mustani, agregaadis ebahütlane, kiud kuld- kollased	Vaha-, kiulisel agrega- adis dil siid- iläige	Puudub, kiud har- nevad	Ebata- sane, karpjas	Kiulina eris- krüsootil- asbest
5	Hüdrogüütiit $HF_2O_2 \cdot nH_2O$	1-5	Amorfne	Nõrgvor- mid, kär- jellised, muldsed	Helepruun- ist musta- ni, kriips pruun	Tuhast vahal- keni	Puudub	Ebatasa- ne, sul- ne, karp- jas	Kõvadus oleneb ag- regaatole- kuist
6	Hematiid Fe_2O_3	5,5- -6	(Plaat- jad)	Teraline, lehtjas, peitkris- taline	Punases mustani, kriips punane	Poolme- talne, tuha	Puudub	Teraline, ebatasa- ne, karp- jas	
7	Magnetiit Fe_3O_4	5,5- -6	Oktaseed- rid	Teralised	Raudmust, kriips must	Poolme- talne	Puudub	Ebatasane	Mõjutab tugevasti magnet- noola
8	Augiit $Ca(Mg, Fe, Al)$ $(Si, Al)_2O_6$	5,5- -6	Lühikesed prismad	Teralised	Tumeroheli- sest või pruunist mustani	Klaasi- läige	Selge ka- hes suu- nas 87° all		
9	Küünekiivi $Ca_2Na(Mg, Fe^{3+})$ (Al, Fe^{3+}) $[Si, Al)_4O_{11}]_2$ $[OH]_2$	5,5- -6	Prismad, sageli pikad	Teralised, harva kiul- lised	Tumeroheli- sest või pruunist mustani	Klaasi- läige	Selge ka- hes suu- nas 57° all		Tahkudel sageli pi- kiviirutus

Tabel 3 (järg)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
10	Püriit FeS_2	6- -6,5	Kuubid, pentagoon- dodekaeed- rid	Teralised, konkreetsi- oonid	Valgevask- kollane, kriips must	Metalli- läige	Puudub	Ebatasane, monikord karpjas	
11	Oliiviin $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$	6,5- -7	(Lühikesed prismad)	Teralised	Oliivro- helisest mustani	Klaasi- läige	Puudub	Teraline, ebatasane, karpjas	
12*	Granaat $\text{A}_3\text{B}_2[\text{SiO}_4]_3$ (A= =Mg, Fe, Mn, Co; B=Al, Fe Cr, Mn)	6,5- -7,5	Rombodo- dekaeedrid	Teralised	Tumepuna- sest mus- tani, ka kollakas- roheline	Klaasi- või rasva- läige	Puudub	Ebatasane	
13	Turmaliin $\text{Na}(\text{Mg, Fe})_6 \cdot$ $\cdot [\text{B}_3\text{Al}_3$ $\text{Si}_6\text{O}_{25}(\text{OH})_5]$	7,5- -8	Pikad kol- metahuli- sed pris- mad	Kiirjad	Must, har- va roheli- ne, punane, roosa	Klaasi- läige	Puudub	Ebatasane	Tahkudel sageli pikivii- rutus

II. P E T R O G R A A F I A

Mineraalid esinevad looduses mitte üksikult, vaid moodustavad kindlaid kooslusi - assotsiatsioone, milles mineraalid on seotud ühiste tekkingimustega. Niisuguseid mineraalide assotsiatsioone nimetatakse kivimeiks ja nende uurimisega tegeleb spetsiaalne geoloogiliste teaduste haru - p e t r o g r a a f i a.

Olenevalt tekkingimustest võib kivimite mineraloogiline koostis olla mitmesugune, kuid kõigis kivimites võib täheldada mineraale, mis antud kivimis esinevad tingimata ja määravad kivimi nimetuse. Peale nende peamiste mineraalide on kivimeis veel mineraale, mis alati ei tarvitse antud kivimis esineda, kuid mille olemasolu puhul on tegemist peamiste mineraalide poolt määratud kivimi alaliigiga. Näiteks on graniidis peamisteks mineraalideks kvarts, kaaliumpäevakivi, happeline plagioklass ja biotiit. Kui graniidis nimetatud mineraalide kõrval on veel küünekivi, nimetatakse seda amfiboolgraniidiks jne.

Eriühma moodustavad kivimis mineraalid, mis küll antud kivimis alati esinevad, kuid väga väikestes kogustes. Niisuguseid mineraale nimetatakse aktsessorseteks ja kuigi mõned neist on teatavatele kivimitüüpidele küllaltki iseloomulikud, ei mõjuta nende tühine sisaldus kivimi kui teraviku nimetust.

Et kivimi mineraloogilise koostise määravad põhiliselt tekkingimused, on kivimeid otstarbekohane klassifitseerida suuremateks gruppideks tekkeliste ehk geneetiliste tunnuste põhjal. Arvestades looduses kulgevaid kivimitekkelisi protsesse, jagunevad kivimid kolme suurde gruppi: tardkivimid (magmalised ehk magmatiidid), sette kivimid ja moondekivimid (metamorfsed ehk metamorfiidid).

Kui kivimi peamiseks mineraaliks on üksainus mineraali liik (näiteks lubjakivides kaltsiit), nimetatakse kivimit monomineraaliks. Kui aga peamisi mineraale on rohkem kui

üks liik, on tegemist polümineraalse kivimiga. Enamik looduses leiduvaist kivimeist on polümineraalsed, kuid peamiste mineraalide arv neis ei ole suur (harva rohkem kui kolm).

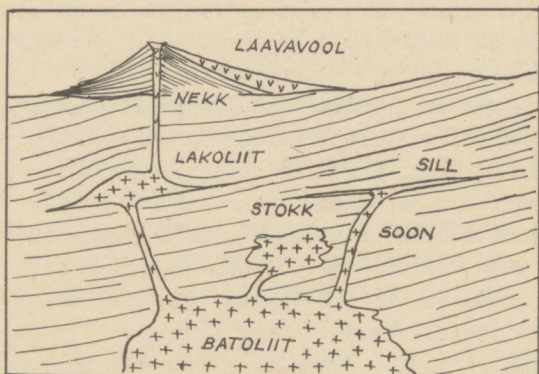
Kivimid erinevad üksteisest mitte ainult mineraloogilise koostise ja tekke, vaid ka struktuuri ja tekstuuri ning lasumisviisi poolest maakooses.

Kivimi struktuuri määravad selle mineraalsete komponentide - mineraaliterade, mineraalide agregaatide ja liandite (näiteks muude kivimite tükid, organismide jäänused jms.) mõõtmed, kuju ja vastastikune asetus. Kivimi struktuuri mõistesse kuulub ka mineraalsete komponentide vahelise seose tüüp. Näiteks on mõnedes kivimites (liivades) mineraalide terad omavahel sidumata, mõnedes kivimites (näit. liivakivides) tsementeerunud mingi tsementeeriva ainega, mõnedes kivimites (näit. graniidis, marmoris jm.) üksteisega kokku kasvanud, mõnedes kivimites suletud klaasjasse agregaatide jne.

Kivimi tekstuuri määrab kivimit moodustavate mineraalsete komponentide ruumiline paigutus. Paljude settekivimite tekstuur on kihiline, mis väljendub erineva koostise ja struktuuriga mineraalsete komponentide paiknemises kivimis kihtidena. Tardkivimeile on üldiselt iseloomulik massiivne tekstuur, mille puhul erinevad komponendid ja ruumiliselt kivimis jaotunud ühtlaselt. Purskekivimite puhul võib sageli täheldada räbulist, mullilist jms. tekstuuri. Moondekivimite tekstuuridest on tüüpilisim kildaline tekstuur, mis väljendub kivimi suhteliselt hõlpsas lõhestumises paralleelseid pindu mööda.

Kivimite lasumisviis on samuti väga mitmekesine. Settekivimid lasuvad tavaliselt kihtidena ja kihtide seeriatega, moodustades kihilise tekstuuri kihtkondi. Magma maapinnale valgumisel tekkinud purskekivimid lasuvad vulkaanidelt allavalgunud voolude ja katetena. Sügavuses tardunud magmast tekkinud süvakivimid moodustavad sooni, batoliite, lakoliite jms. kehasid (joonis 6). Moondekivimid säilitavad enamasti primaarsete kivimite lasumisviisi, millest nad tekisid.

Järgnevalt tutvume tähtsamate tard-, sette- ja moondekivimitega.



Joonis 6. Tardkivimite lasumisvormid

TARDKIVIMID

Tardkivimid tekivad maasisese päritoluga tulivedelast, suuremal või vähemal määral gaaside ja aurudega küllastunud silikaatse koostisega sulamist, mida nimetatakse magmaks. Maapinnale valgunud ja osaliselt selles sisaldunud gaasidest ning aurudest vabanenud magmat nimetatakse laavaks.

Tardkivimid tekivad magma ja laava tardumisel. Kui magma jahtub ja tardub aeglaselt, mis võib kulgeda suurtes sügavustes, toimub magmalise sulami tahenemine kristallide tekkimise ja kasvamise teel. Nii tekivad täiskristallilise struktuuriga süvakivimid (intrusiivsed kivimid).

Kui magma tardub väga kiiresti, mis esineb siis, kui laava valgub maapinnale, ei jõua kristallisatsioon kulgeda nii kiiresti kui tahenemine ja magma (laava) muutub poolkristallilise, klaasja või peitkristallilise struktuuriga purskekivimiks (efusiivseks kivimiks).

1. Tardkivimite mineraloogiline koostis, struktuur

ja tekstuur

Tardkivimid koosnevad põhiliselt või ainult silikaatide klassi kuuluvatest mineraalidest. Peamisteks kivimit moodustavateks mineraalideks on kvarts, päevakivid, nefeliin, vilkude, amfiboolide ja pürokseenide rühma mineraalid ning oliviin. Tardkivimite diagnoosimisel on oluline meenutada, et kolm esimesena nimetatud mineraali on heleda värvusega, ülejäänud enamasti tumedad.

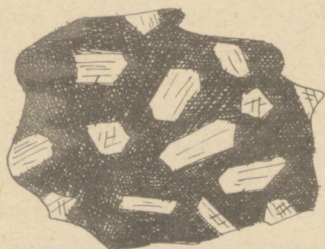
Aktsessorseteks mineraalideks on tardkivimeis tavaliselt apatiit, magnetiit, ilmeniit (FeTiO_3) ja mõned teised. Sageli leidub tardkivimite koostises sekundaarseid mineraale, mis on tekkinud antud kivimi osalisel murenemisel või moondu misel. Tähtsamateks sekundaarseteks mineraalideks on kloriidid, savimineraalid, serpentiin, epidoot, karbonaadid jt.

Mineraaliterade kõrval esineb purskekivimeis ka magma ülikiirel jahtumisel ja tahenemisel tekkinud vulkaanilist klaasi.

Kristalliseerumisastme põhjal võib tardkivimeis esineda täiskristallilisi, poolkristallilisi ja klaasjaid struktuure. Täiskristallilise struktuuri puhul, mis esineb peamiselt süvakivimitel, moodustab iga mineraalitera iseseisva kristalli ning need täidavad kogu kivimi ruumala vahedeta. Olenevalt terade diameetrist nimetatakse struktuuri suure (terad > 5 mm), keskmise- (terad 5–2 mm) ja peeneteraliseks (terad < 2 mm). Afaniitse ehk peitkristallilise struktuuri puhul pole üksikud terad silmaga nähtavad. Kui kivimit moodustavad mineraaliterad on enam-vähem ühesuurused, nimetatakse struktuuri ühtlasteraliseks, kui aga üksikute mineraaliterade mõõtmed on erinevad, on tegemist eriteralise struktuuriga. Viimase struktuuritüübi näiteks on porfüüritaoline struktuur, mis esineb maapinna läheduses tardunud poolsüvakivimeil (hüpa büssaalseil). Porfüüritaolise struk-

tuuri puhul on kivimi põhiline osa peeneteraline, kuid selles esineb hajusalt üksikuid suuri teri.

Poolkristallilise struktuuri tüüpiliseks esindajaks on paljudele purskekivimitele iseloomulik porfüüriline struktuur. Porfüürilise struktuuri puhul on hästi nähtavad mineraalide terad (porfüürilised hajuterad ehk fenokristallid) hajutatud klaasjasse või afaniitsesse põhimassi (joonis 7).



Joonis 7. Porfüüriline struktuur

Klaasjas struktuur esineb samuti mõnedes purskekivimites, mis niisugusel juhul ei sisalda üldse kristalliterasid, vaid koosnevad kokkusulanud kompaktselt või poorsest klaasjast massist.

Tardkivimite struktuuri detailiseerimiseks arvestatakse veel mineraaliterade kristalliseerumise täius-

likkuse astet. Terasid, mis on piiratud antud mineraali kristallide struktuurile iseloomulike tahkudega, nimetatakse idiomorfseteks. Kui aga tera on piiratud antud ainele mitteomaste pindadega, nimetatakse seda ksenomorfseks. Hüpidiomorfsete terade puhul piiravad antud kristalli teatavates suundades nende struktuurile omased tahud, teistes suundades aga juhuslikud pinnad. Terade idiomorfismi aste sõltub mineraalide kristalliseerumisjärjekorrast magma tardumisel. Magmast esimesena kristalliseeruvatel mineraalidel on kasvatingimused kõige soodsamad, sest neid piirab kõigis suundades vedelik. Mida kaugemale on aga arenenud kristalliseerumisprotsess, seda rohkem on magmas varem tekkinud kristalle, mis takistavad kasvavatel kristallidel normaalselt areneda kõigis suundades. Viimasena kristalliseeruvad kristallid omandavad tavaliselt varem tekkinud kristallide vahele jäänud tühimiku kuju.

Tekstuuridest on süvakivimite puhul valdav massiivne tekstuur ja ainult harva võib esineda ka muid, peamiselt vöödilisi tekstuure. Purskekivimite tekstuur on samuti sageli massiivne, kuid esineb ka orienteeritud - fluidaalset tekstuuri, mis tekkis magma tardumisel liikumise ajal. Sel juhul orienteeruvad mineraalid voolusuunaliselt ja tardunud kivimis on prismaatilised mineraalid paralleelse orientatsiooniga. Purskekivimeis esineb ka poorseid, räbu- ja põistekstuure.

2. Tardkivimite klassifikatsioon

Tardkivimite klassifitseerimise aluseks on nende tekimiskiis, keemiline ja mineraloogiline koostis. Nagu märgitud, jagunevad tardkivimid tekkimiskiisi kohaselt süva- ning purskekivimiteks. Detailsemates klassifikatsioonides eraldatakse iseseisva geneetilise tüübina veel süva- ja purskekivimite vahepealsed soonkivimid (hüpabüssaalsed), mis on suhteliselt kiirel tardumisel tekkinud maapinna läheduses. Purskekivimite seas eraldatakse olenevalt nende moondeastmest kainotüüpilised (värsked, vähe muutunud) ja paleotüüpilised (tugevasti muutunud) kivimid.

Teiseks tähtsaks klassifitseerimistunnuseks on tardkivimite keemiline koostis, peamiselt ränioksiidi SiO_2 sisaldus. Ränioksiidi sisalduse põhjal jagunevad tardkivimid ultraaalulisteks (ränioksiidi sisaldus alla 45 %), aluselisteks (SiO_2 sisaldus 45-52 %), keskmisteks (neutraalseteks, SiO_2 sisaldus 52-65 %) ja happelisteks (SiO_2 sisaldus üle 65 %). Erirühma keemilise koostise poolest moodustavad veel kõrge Na ja K sisaldusega leeliskivimid.

Tardkivimite skemaatiline klassifikatsioon on esitatud tabelis 4.

3. Tardkivimite lasumiskiis

Süvakivimite ja ümbriskivimite vastastikuse paiknemise põhjal tehakse vahet rööp- ja põikinrusioonide vahel. Esi- mesel juhul lasuvad süvakivimid muude kivimite vahel neid

Tabel 4

Tardkivimite klassifikatsioon

Keemiline tuup	Happelised (SiO ₂ 65%)	Keskmiised (SiO ₂ 52-65%)			Aluselised (SiO ₂ 45-52%)	Ultraaluselised (SiO ₂ 45%)			
	Ortoklassiga kivimid		Plagioklassiga kivimid			Plagioklassita kivimid			
Valdav mineraal	Ortoklass (mikrokliin) sageli koos oligoklassi tuupi plagioklassiga	Leeliskivimid Albiidi tuupi plagioklass	Andesiini tuupi keskmine plagioklass	Labradori tuupi aluseline plagioklass	Oliiviin		Pürokseen (enamasti augiit)		
Teised peamised mineraalid	Ränidioksiidi vähenemisega suureneb tumedate mingraalide - biotiidi, amfiboolide (peam. küünekivi) ja pürokseenide (enamasti augiidi) sisaldus			tumedate mingraalide		Pürokseen (enamasti augiit)		Oliiviin (sageli serpentiinis-tunud)	
Neist tavalisim	Biotiit	Küünekivi	Na-pürokseen (agiiriin)	Küünekivi	Augiit (või muu pürokseen)				
Kivimi täpsema nime- tuse määrav mineraal	Kvartsiga	Kvartsita	Nefeliiniga ja kvartsita	Kvartsita	Sageli oliiviiniga	Pürokseeniga	Pürokseenita		
Kivimi üldilme	Heledad ja väiksema erikaaluga kivimid			Suhteliselt tumedad ja suure erikaaluga kivimid		Tumedad (mustad, tumerohelised või -pruunid) suure erikaaluga kivimid			
Struktuur	Kristalliline	Graniiit	Süeniit	Nefeliin-süeniit	Dioriit	Gabro või oliiviin-gabro	Peridotiit	Duniit	Pürokseeniit
	Por-fuuri-line	Lipariit Kvartspor-fuur	Trahhüüt Ortofuür	Fonoliit Nefeliin-porfüür	Andesiit Porfiriit	Basalt Diabaas	Porfüüriilised erimid - pikriit, kimberliit, pikriitporfüür jt. - on väga haruldased		

läbistamata (näit. sillid, lakoliidid jt.). Teisel juhul läbistavad tardkivimid ümbriskivimeid (näit. batoliidid, sooned, nekid jt.). Purskekivimid lasuvad katete, voolude või koonustena. Joonisel 6 on toodud tardkivimite tähtsamad la-sumisvormid.

4. Tardkivimite eralduvus

Magma jahtumise ja kristalliseerumise protsessis tekiavad tardkivimeisse lõhed. Neid nn. eralduvuslõhesid mööda lagunevad tardkivimid üksikuteks plokkideks, mida nimetatakse eraldiskujudeks.

Suurtesse sügaval tardunud massiividesse tekivad massiivi ja ümbriskivimi puutepinnaga risti, paralleelselt või diagonaalselt paiknevad lõhed. Viimaseid mööda laguneb kivim plaadilisteks, rööptahukalisteks või (kui lõhede servad on murenemise tulemusena ümardunud) madratsilisteks eraldiskujudeks.

Purskekivimeile on iseloomulikud prismalised eraldiskujud. Niisugusel juhul on kivimiplokkidel kuus- või viisnurkse ristlõikega prismade kuju, kusjuures viimased on orienteeritud risti tardumispinnaga. Omapärane on keraline eraldiskuju, mis tekib peamiselt aluselise koostisega laavade veealuste pursete puhul, kui arvukate kristallisatsioonikeskmete ümber arenevad kontsentriilselt paiknevad lõhed, mida mööda kivim laguneb keradeks.

Eralduvuse olemasolu on sageli soodsaks faktoriks, võimaldades tootmisel saada geomeetriliselt korrapäraseid kive ja hõlbustades ka nende massiivist lahtimurdmist. Ühtlasi piiravad aga eralduvuslõhed tootmisel saadavate monoliitide suurust.

5. Tardkivimite kirjeldus

a. Ultraaluseliste kivimite klass

Ultraaluseliste kivimite klassi kuuluvaid kivimeid iseloomustab madal SiO_2 sisaldus, mis mineraloogiliselt väljendub päevakivide puudumises. Valdavaks mineraaliks neis on pürokseenid ja oliviin, harvemini amfiboolid. Seetõttu on ultraaluselised kivimid reeglina tumeda, peamiselt musta või rohekasmusta värvusega. On iseloomulik, et valdav enamik looduses leiduvaist ultraaluselistest kivimitest on täiskristallilised süvakivimid. Porfüürlisi efusiivseid erimeid, nn. pikriite, pikriitporfüriite jt. esineb looduses äärmiselt harva.

Arvestades seda, et ultraaluselised kivimid, välja arvatud vähesed erandid (Uraali idanõlv), esinevad peamiselt väikeste massiividena muude, enamasti aluseliste kivimite seas ja et neil pole ehituskivina iseseisvat tähtsust, antakse siinkohal vaid nende lühike iseloomustus.

Ultraaluseliste kivimite liigitamisel võetakse aluseks nende kahe peamise komponendi - oliviini ja pürokseenide sisaldus. Kivimit, mis sisaldab oliviini 30-70 %, nimetatakse peridotiidiks. Alla 10 % oliviini sisaldavat kivimit nimetatakse pürokseeniidiks, kuna vahepealset, 10-30 % oliviini sisaldavat kivimit nimetatakse oliviinseks pürokseeniidiks. Looduses leidub ka peaaegu ainult oliviinist koosnevaid kivimeid - duniite (üle 85 % oliviini). Viimased on peridotiitidega seotud vahepealsete erimite - pürokseensete duniitidega (70-85 % oliviini).

Oliviin on värsketes ultraaluselistes kivimites määratud kollakasroheline värvusega ja esineb isomeetriliste teradena. Sageli on aga oliviin juba magma tardumise viimastes staadiumides üle läinud serpentiiniks (serpentiinistunud), kusjuures on eraldunud peeneteraline magnetiit. Viimase tõttu on oliviin paljudes ultraaluselistes kivimites täiesti musta värvusega.

Pürokseenid on ultraaluselistes kivimites tavaliselt suuremate mõõtmetega kui oliviin ja nende tahveljate kristallide pinnal on metalli meenutav läige. Pürokseenide värvus on tavaliselt must, pruunikasmust, tumehall, rohekas-hall, harva erkroheline.

Mõnikord sisaldavad ultraaluselised kivimid ka rohekas- või pruunikasmusti, sageli kiulise pinnaga küünekivi terasid, mis osaliselt võivad olla tekkinud pürokseenide amfiboolistumise tulemusena. Esineb ka peaaegu ainult küünekivist koosnevaid ultraaluselisi kivimeid - h o r n b l e n d i i t e.

Ultraaluselistele kivimitele on iseloomulik maakmine-
raalide, peamiselt magnetiidi ja kromiidi sisaldus. Need on tavaliselt peeneteralise massina hajutatud kogu kivimisse, mõnikord aga võivad moodustada tööstuslikke kontsentratsioone.

b. Aluseliste kivimite klass

Aluseliste süvakivimite põhiliseks esindajaks on g a b r o, mille all laiemas mõttes mõistetakse aluselisest plagioklassist ja pürokseenist koosnevat kivimit.

Plagioklassiks on tüüpilistes gabrodes enamasti labrador, mille värvus varieerub helehallist tumehallini. Harva, peamiselt mõnevõrra porsunud gabrodes on plagioklass valge. Küllaltki sageli võib lõhenevuspindadel märgata labradorile iseloomulikku sinist sillerdust. Viimane on eriti silmator-
kav peaaegu ainult laboradorist koosnevale gabro erimile - l a b r a d o r i i d i l e. Tumedatest komponentidest on gabrodes tavalisim rohekas- või pruunikasmust augiit, mis on kivimi murdepinnal tihti hästi diagnoositav terade tahvelja kuju põhjal. Mõnikord on augiit amfiboolistunud rohekasmust-taks kiulise pinnaga küünekiviks. Peale monokliinse pürokseeni (augiidi) võib esineda ka rombiline pürokseen, enamasti hüpersteen või bronsiit. Tumedatest mineraalidest ainult rombilit pürokseeni sisaldavat aluselist kivimit nimetatakse n o r i i d i k s.

Muudest tumedatest komponentidest sisaldavad gabrod sageli veel rohekaid, enam-vähem isomeetrilisi oliviini terasid. Peaaegu alati leidub gabrodes musti maakmineraalide - magnetiidi ja ilmeniidi teri.

Gabrod on enamasti keskmise- või suureteralised tumeda värvusega kivimid. Väga sageli on nende alatoon rohekas. Gabro erimistest on silmaga äratuntav ainult labradoriit, sest labradori lõhenevuspindadel esinev sinine sillerdus (irisatsioon) on tüüpiliste labradoriitide suureteralise struktuuri tõttu hästi märgatav. Tuleb arvestada, et labradoriitide värvus võib seejuures varieeruda helehallist peaaegu täiesti mustani. Seda põhjustavad ilmeniidi mikroskoopilised suletised labradori kristallides.

Aluseliste süvakivimite massiive leidub looduses küllaltki sageli. NSV Liidu territooriumil on gabro tüüpi kivimeid rohkesti Uraali idanõlval, kus nendega on seotud ka ultraaluselised kivimid ja mitmesugused gabrode moondeproduktid (amfiboliidid). Ukraina kilbil levivate gabrode seas esineb kohati suuri labradoriidi stokke. Gabrosid, sealhulgas ka labradoriite, esineb vähesel hulgal ka meie vabariigis rändkivide seas.

Aluselised süvakivimid sobivad oma suure tugevuse ja tiheduse tõttu hästi ehituskivideks. Ukraina labradoriidid on hinnatud kattematerjal monumentaalarhitektuuris (V.I. Lenini mausoleum, metroode vestibüülid, paljude monumentide alused jms.).

Aluseliste pürske kivimite esindajateks on basaldid ja diabaasid.

Basaltideks nimetatakse gabro kainotüüpilisi efusiivseid analooge, mis enamasti erinevad struktuuri poolest tüüpilistest pürske kivimitest. Nimelt on aluseline laava väikese viskoossuse ja gaaside sisaldusega, mis soodustab kristalliseerumist isegi järsul jahutamisel. Seetõttu on basaldid enamasti peene- või mikroteralised kompaktsed kivimid. Tunduvalt harvemini esineb porfüürilise struktuuriga basalte, mis kristalse gaasi kõrval sisaldavad ka vulkaanilist klaasi. Samuti on basaldid vaid harva märgatavalt poorsed.

Mineraalideks, mida basaltides võib silmaga näha (eriti kehtib see profüüriliste erimite kohta), on must või tumeroheline augiit ja rasvase läikega oliviin. Ülejäänud komponendid on hajutatud musta, enamasti kompaktsesse põhimassi. Seetõttu on basaltide värvus tavaliselt must, porsunud erimitel pruunikas. Ainult poorsed basaldid on heldamad - tavaliselt hallid.

Diabaasid on paleotüüpilised aluselised purskekivimid, mis erinevad basaltidest rohkete, enamasti roheka värvusega sekundaarsete mineraalide sisalduse poolest. Tüüpilistes diabaasides võib märgata juhuslikult orienteeritud valgeid plagioklasside liistukujulisi kristalle, mis annavad kivimile omapärase, nn. ofiidilise struktuuri. Üldiselt on aga diabaase visuaalselt raske eraldada gabrodest, sest rohekas värvus võib esineda ka gabrodel. Ainult ilmselt ofiidilise struktuuri puhul erinevad diabaasid väljumuselt gabrodest.

Basaldid ja diabaasid kuuluvad looduses levinumate purskekivimite hulka. Ulatuslike katetena leidub basalte Siberis, Indias ja mujal. Diabaase on NSV Liidus eriti palju Uraalis, Kasahstanis ja Kesk-Siberis. Diabaase on ka Eestis rändrahnude ja -kividena.

Basalte ja diabaase kasutatakse laialdaselt ehitus- ning sillutuskividena, basalte peale selle ka valumaterjalina.

c. Keskmiste kivimite klass

Keskmiste kivimite klassi kuuluvad kaht tüüpi kivimid: kaaliumpäevakivi ja plagioklassi sisaldavad süeniidid ning päevakividest ainult plagioklassi sisaldavad dioriidid koos vastavate efusiivsete analoogidega.

Süeniidirühm

Süenidiks nimetatakse massiivse tekstuuriga keskmise- või suureteralisi süvakivimeid. Mineraloogiliselt on süeniidid lähedased happelistele kivimitele - graniitidele, erinedes viimastest kvartsi puudumise poolest. Päevakividest

esinevad kaaliumpäevakivi ja plagioklass samal kujul ja umbes samades kogustes nagu graniidiski. Tumedatest komponentidest, mille sisaldus on veidi kõrgem kui graniidis (15-20 %), on süeniitides tavalisim küünekivi, kuna graniitidele iseloomulik biotiit etendab teisejärgulist osa. Suhteliselt harvade teradena esineb süeniitides sageli ka pürokseen.

Süeniidid on üldiselt heledad kivimid, mille põhivärvuse määrab kaaliumpäevakivi - ortoklass. Seetõttu iseloomustab neid enamasti roosakas või punakas põhitoon.

Süeniitide struktuuri, tekstuuri ja suures osas ka mineraloogilise sarnasuse tõttu graniitidega võib neid pealiskaudsel vaatlemisel kergesti pidada graniitideks. Kahtluse puhul tuleb luubi abil hoolikalt jälgida, kas kivim sisaldab lõhenevuseta, murdepinnal nõrgalt rasvase läikega suitsuhalle või värvusetuid kvartsiteri või mitte. Esimesel juhul on tegemist graniidi, teisel juhul süeniidiga. Kontrollida tuleb ka tumedaid mineraale. Kui nende seas on valdavaks hõlpsasti diagnoositav must vilk - biotiit, on kivim tõenäoliselt graniit.

Süeniidid on looduses võrdlemisi vähe levinud kivimid, mis tavaliselt esinevad lokaalselt suurte graniidimassiivide äärealadel, harva iseseisvate stokkide või soontena. Eestis leidub neid mõnikord rändkividena.

Piiratud leviku tõttu on süeniidil ehituskivina peamiselt vaid kohalik tähtsus, kuigi tugevusomaduselt ta ei jää maha graniidist, ületades viimast hea töödeldavuse poolest (puuduvad kõvad kvartsiterad).

Süeniitidele vastavaid pürskekivimeid nimetatakse trahhüütideks ja ortofüürideks.

T r a h h ü ü d i d on kainotüüpilised heleda värvusega (helehallid, -kollased või -roosad), segelt porfüürilise struktuuriga ja enamasti kareda murdepinnaga kivimid. Viimane asjaolu on tingitud kivimi põhimassi poorsusest. Mikrokristallilises või klaasjas põhimassis on fenokristallideks suured klaasiläikega, peaaegu vesiselged kaaliumpäevakivi - sandiini terad. Harvemini ja märksa väiksemate te-

radena esinevad plagioklass, biotiit ja pruunikas küünekivi. Üldiselt on tumedaid mineraale fenokristallide seas vähe.

Paleotüüpilised ortofüürid erinevad trahhüütidest tunduvalt. Ortofüürid on küll samuti porfüürlilise struktuuriga, kuid sanidiini läikivad fenokristallid on asendunud hüguse, kaoliinistumise tulemusena tuhmunud ortoklassiga ja tumedad komponendid on lagunenud tundmatuseni. Põhimassi ümberkristalliseerumise tagajärjel on kivimisse tekkinud mikroskoopilisi sekundaarseid mineraale, nagu kaoliiniit, kloriidid, raudoksiidid jms., mis ühtlaselt hajutatuna annavad kivimile punaka, pruunika või roheka värvuse. Sekundaarsete mineraalide tekkinisega on kaasnenud ka pooruse vähenemine, mistõttu ortofüürid on kompaktsed kivimid.

NSV Liidu territooriumil esineb trahhüüte harva ja väikeste lasunditena näiteks Põhja-Kaukaasias, kuid mõnel pool välismaal (näit. Kesk-Itaalias) moodustavad need ulatuslike laavakatteid ja -voolusid. Ortofüüri tüüpi kivimeid esineb mitmel pool Uraalis, Altais, Kasahstanis, Kaukaasias ja mujal.

Vähese leviku tõttu ei ole trahhüütidel ja ortofüüridel erilist praktilist tähtsust.

D i o r i i d i r ü h m

Dioriidid on ühtlasteralise struktuuriga süvakivimid. Tüüpiliste dioriitide koostises esineb kaks peamist mineraali - keskmine (andesiini koostisega) plagioklass ja tumeda komponendina küünekivi. Plagioklass dioriitides on värskena valge või helehall ja moodustab kivimist 60-70 %, kuid murenemisel muutub rohekashalliks. Muudest heledatest komponentidest esineb mõnikord harvade suurte teradena ortoklass. Samuti võib dioriit sisaldada harvu kvartsiteri. Kui mõlemat mainitud komponenti on rohkem, on tegemist dioriidi ja graniidi vahepealse kivimitüübi - granodioriidiga. Viimast on visuaalselt peaaegu võimatu eraldada amfiboolgraniidist.

Tumedatest komponentidest sisaldab dioriit tumerohelisi või pruunikaid küünekiviteri, mõnikord ka biotiiti või pürokseene, mille osatähtsus aga on väike.

Dioriidid on värskena hallikad, süeniidist tumedamad kivimid, mis juba osalisel murenemisel omandavad roheka tooni. Tunduvalt murenenud dioriidid on sageli tumerohelised ja kuna üheks porsumisproduktiks on kaltsiit, võivad mõnikord isegi kihisedes reageerida soolhappega. Murenemisel on iseloomulik ka mustade magnetiiditerade nähtavus kivimis.

Dioriite leidub maakoores võrdlemisi harva (ca 1 % kõigest süvakivimeist) ja need esinevad kas muude süvakivimassiivide äärealadel või moodustavad väikesi stokke, lakoliite ja sooni. NSV Liidu territooriumil esineb dioriite Uraalis, Kasahstanis, Kaukaasias, Karpaatides ja mujal. Harva võib neid kohata ka meie territooriumil rändkivide seas.

Dioriidid on üldiselt head ehituskivid, eriti peeneteralised erimid, kuid väikese leviku tõttu on neil vaid kohalik tähtsus.

Dioriitidele vastavaid purske kivimeid nimetatakse andesiitideks ja porfüriitideks (andesiidiporfüriitideks).

A n d e s i i d i d on porfüürilised, harvemini peeneteralised poorse tekstuuriga kivimid, mille värvus varieerub helehallist tumehallini. Põhimassist eralduvad fenokristallidena klaasiläikega hele plagioklass, tumedate komponentidena küünekivi ja angiiit. Kuigi tumedaid komponente on fenokristallide seas tunduvalt vähem kui plagioklasse, on nende osatähtsus andesiitides siiski märksa suurem kui trahhüütides. Sellest hoolimata on trahhüütide ja heleda värvusega andesiitide vahel silma järgi tihti raske vahet teha. Erinevalt trahhüütidest on andesiitide murdepind tihti pinnuline.

P o r f ü r i i d i d erinevad andesiitidest nii massiivse tekstuuri kui ka sekundaarsete mineraalide rohkuse poolest. Sekundaarsed muutused väljenduvad esmajoones põhimassis, mille klaasi kristalliseerumisel tekkinud mineraalid annavad sellele tavaliselt roheline (kloriit), mõnikord ka punakaspruuni (raudoksiidid) värvuse. Viimasel juhul tekib palju savimineraale, mistõttu pruunikas põhimass pole nii kompaktne kui roheline ja on mõnikord tüüpilise savi lõhnaga (eriti niiskelt). Porfüriitide porfüüriline

struktuur on väga hästi märgatav, sest tumeda põhimassi foonil paistavad valged päevakivide fenokristallid selgestisilma. On ka porfüriite, milles fenokristallideks on mustad augiidi terad.

Andesiidid on kaasaegsetes vulkaanilistes piirkondades väga levinud, moodustades ulatuslikke laavakatteid ja -voolusid. Andesiidi koostisega on muuseas ka Kamtsjatka vulkaanide laava. NSV Liidus leidub hulgaliselt andesiite veel Kaukaasias. Porfüriitide ulatuslikud levikualad on Uraal, Kasahstan, Altai jt. Neid leidub ka Eestis rändkividenä.

Andesiite ja porfüriite kasutatakse küllaldase mehhaanilise tugevuse korral ehituskividenä, kusjuures esimesi hinnatakse eriti nende happekindluse tõttu.

d. Happeliste kivimite klass

Happeliste kivimite peamiseks esindajaks on looduses levinuim süvakivim - g r a n i i t.

Peamiseks mineraaliks graniidis on ortoklass, mis mõnikord (eriti porfüüritaolistes graniitides) esineb idiomorfsete kristallidenä. Graniitides on ortoklass tavaliselt mõnevõrra porsunud ja seetõttu tuhmi klaasiläikega, mille hea lõhenevus on hästi nähtav. Värvus on ortoklassil valge, sinakashall, rohekas või eriti sageli mitmes varjundis punane ja roosa. Tugevalt murenenud graniitides on ortoklassi terad kaetud tuhmi kaoliniidi korräga.

Peale ortoklassi sisaldab graniit peaaegu alati ka valgeid, kollakaid või rohekaid plagioklassi terasid (enamasti oligoklass). Plagioklassi terad on ortoklassi teradest tavaliselt veidi väiksemad ja viimaste suhtes idiomorfsed.

Kõrvuti päevakividega on graniidi tähtsaks koostisosaks veel kvarts: päevakivid moodustavad umbes 60 % kogu kivimist, kvarts 25-35 %. Kvarts esineb tavaliselt rasvase läike ja karpja murruga suitshallide või piimvalgete terade või nende agregatidenä, mis on päevakivide suhtes ilmselt ksenomorfsed.

Tumedatest komponentidest, mille sisaldus graniidis on 5-15 %, on kõige sagedasem biotiit. Värsketes graniitides on biotiit must ja tugeva klaasiläikega, porsumisel tuhmun ja eraldab raudoksiide, mille toimel ümbritsevad kivi-mialad värvuvad pruuniks. Mõnikord omandavad poolporsumunud biotiidilehekeseid kuldse varjundi ("kassikuld").

Muudest tumedatest mineraalidest esineb graniitides küllaltki sageli piklikke musti või tumerohelisi künnekiiviteri, mis prismaatilise lõhenevuse tõttu on sageli astmelise pinnaga. Harva on graniitides valdavaks tumedaks mineraaliks isomeetrilised pürokseenide (augiidi) terad.

Graniitide täpsustav liigitamine toimub põhiliselt tumeda komponendi järgi. Kõige tavalisem on biotiitgraniit, vähem levinud on amfiboolgraniit ja suhteliselt haruldane pürokseengraniit. Aljaskiitideks nimetakse graniite, mis praktiliselt ei sisalda üldse tumedaid mineraale.

Tumede mineraalide vähesuse tõttu on graniidid heledad ja suhteliselt kerged kivimid (tihedus ca 2,7 g/cm³). Graniitide värvuse määrab peamiselt ortoklass, mistõttu enamik graniite on roosakad, harvemini helehallid või lihapunased. Struktuurilt on graniidid keskmise-, mõnikord suure- ja harva peeneteralised kivimid. Esineb ka porfüüritaolisi graniite - r a b a k i v e, milles suured (läbimõõt kuni 5 cm ja enam) lihapunased, sageli munakuju-lised ortoklassi kristallid asetsevad päevakividest, kvart-sist, vilgust ja künnekiivist koosnevas keskmise- või peeneteralises täiskristallilises põhimassis.

Graniite kasutatakse ehituskivina ja killustiku valmistamiseks nii nende heade füüsikalise-mehaaniliste omaduste kui ka laialdase leviku tõttu peaaegu kõikjal, kus üldse paljanduvad tardkivimid. Monumentaalarhitektuuris on eriti hinnatud poleeritud kujul väga efektsed rabakivid. Kuna aga viimased murenevad oma ebaühtlase terasuuruse tõttu palju kiiremini kui normaalsed graniidid, kasutatakse ainult värskeid, massiivist murtud rabakive.

Eesti rändkivide seas leidub palju graniite. Eesti suurimad rändrahnud kuuluvad enamasti rabakivi tüüpi ja on kaugelearenenud murenemise tõttu ehituskivina kõlbatud.

Granitide efusiivseteks analoogideks on l i p a -
r i i t ja k v a r t s p o r f ü ü r .

Lipariidid on kainotüüpilised, porfüürilise struktuuri ja enamasti poorse tekstuuriga heledad (valged, heleroosad, helehallid) kivimid. Fenokristallideks on lipariitides peamiselt tugeva, veidi rasvase läikega ortoklassi või sanidiini ja karpja murruga vesiselged või suitsuvärvi kvartsi terad. Vaid üksikute teradena esineb tugevalt läikivaid musti biotiidilehekesi. Põhimassi poorsuse tõttu on lipariidid pinnalt karedad.

Kvartsporfüürid on paleotüüpilised purskekivimid, milles on toimunud rida sekundaarseid muutusi. Kaaliumpäevakivide terad on tuhmunud ja biotiit on enamasti lagunened tundmatuseni. Värskena on säilinud ainult kvartsiteerad. Põhimassi mineraalid ja vulkaaniline klaas on muutunud sekundaarsete mineraalide (kaoliniidi, seritsiidi, karbonaatide, kloriidide, raudoksiidide jms.) peeneteraliseks või peitkristalseks massiks. Samaaegselt on põhimassi tekstuur muutunud massiivseks. Kvartsporfüüride värvus sõltub sekundaarsete mineraalide koostisest ja suhtelisest sisaldusest ning varieerub rohekashallist punakaspruunini, olles igal juhul märksa tumedam lipariitide värvusest.

Happelise koostisega purskekivimite seas esineb ka amorfseid vulkaanilisi klaase, milles fenokristalle pole üldse. Niisugustest vulkaanilistest klaasidest on sagedasemad klaasja struktuuriga kompaktned tumehall, must või pruun karpja murruga o b s i d i a a n ja väga poorne, vahtu meenutava tekstuuriga p i m s s k i v i, mille värvus on helehall, -roosa või -kollane. Pimsskivi mahumass on sageli alla 1 g/cm³.

Lipariite on NSV Liidu territooriumil suhteliselt vähe. Obsidiaani ja pimsskivi poolest on eriti rikas Armeenias. Kvartsporfüüride levik on laialdasem, neid esineb kohati päris suurte massiividena Uraalis, Kasahstanis, Altas, Ukrainas ja mujal. Eesti rändkivide seas leidub ainult kvartsporfüüre ja neidki harva. Rohkem võib meie vabariigi rändkivide seas leida soonkivimite rühma kuuluvaid g r a n i i t p o r f ü ü r e - porfüüritaolise struktuuriga ki-

vimeid, milles suhteliselt suured (1 cm ja enam) ortoklassi, harva ka kvartsi kristallid paiknevad peeneteralises, kuid erinevalt kvartsporfüürist vähem muutunud ja enamasti silmaga nähtavatest graniidile iseloomulikest mineraalidest koosnevas põhimassis.

Happelitest pürskekivimitest on praktiline tähtsus peamiselt pimsskivil ja kvartsporfüüril. Esimest kasutatakse abrasiivmaterjalina ja jahvatatult lisandina eritsemendite tootmiseks, teist ehituskivina.

e. Leeliskivimid

Leeliskivimeid, s.t. kivimeid, mille Na_2O ja K_2O summaarne sisaldus on kõrgem kui Al_2O_3 sisaldus, esineb kõigis eespool vaadeldud klassides. Üldiselt on nende osatähtsus nn. normaalrea kivimitega võrreldes väike, mistõttu nende tundmine pole ehitajale vajalik. Siinkohal vaatleme vaid ühte rühma leeliskivimeid - n e f e l i i n s ü e n i i t e, mille levik võrreldes muude leeliskivimitega on tunduvalt laialdasem.

Nefeliinsüeniidid on suhteliselt heledavärvilised kivimid, mille peamisteks mineraalideks on leelispäevakivid (ortoklass, mikrokliin, sageli ka albiit), leelispürokseenid (peamiselt ägiriin) ja leelisamfiboolid, mõnikord biotiit ja tingimata kivimile nimetuse andnud nefeliin. Nefeliin on halli värvusega, värskelt tugeva rasvaläikega, kuid mureneb kergesti ja on sel juhul tavaliselt kattunud tuhmi valge koorikuga.

Nefeliinsüenifitide struktuur on keskmise-, harva suurerteraline, kusjuures nefeliin on tumedate mineraalide ja päevakivide suhtes ilmselt ksenomorfne.

Looduses esinevad nefeliinsüeniidid enamasti lakoliitide, stokkide või soontena. Seejuures on erinevate massiivide nefeliinsüeniitide mineraloogiline koostis küllaltki varieeruv, mistõttu nefeliinsüeniitide erimitel on väga palju nimetusi. NSV Liidus esineb suuri nefeliinsüeniidi massiive Koola poolsaarel, Uraalis ja mujal. Nende prakti-

ne tähtsus ehituskivina on väike, kuid nendega on seotud suured alumiiniumimaagina kasutatava nefeliini, apatiidi jt. maardlad.

Nefeliinsüeniitide efusiivseteks analoogideks on fonoliidid, enamasti porfüürilised kivimid, milles fenokristallideks on leelispäevakivid ja nefeliin. Fenoliidid on kompaktsed kollakad või kollakashallid kivimid ja moodustavad kupleid, laavavoole või -katteid. Üldiselt on fonoliidid võrdlemisi haruldased ja praktilise tähtsusetad.

SETTEKIVIMID

Settekivimiks nimetatakse geoloogilist keha, mis on tekkinud litosfääri füüsikalise või keemilise lagunemise produktidest või keemilise settimise ja organismide elutegevuse tulemusena või mõlemal viisil üheaegselt.

Settekivimite tekkimine ja muutumine on rida üksteisele järgnevaid seaduspäraseid protsesse, mis kulgevad mitmekesistes termodünaamilistes ja füüsikalises-keemilistes tingimustes, kusjuures viimased mõjutavad settekivimite ehitust ja mineraloogilist koostist. Settekivimite tekkimine ja muutumine kulgeb stadiaalselt.

Esimeses, nn. hüpergeneesi staadiumis tekivad settekivimite moodustumiseks vajalikud lähteproduktid.

Teiseks staadiumiks on aine edasikandumine ja settimine, s.t. sedimentatsioon.

Kolmandas staadiumis, mida nimetatakse diageneesiks, kujunevad setted ümber settekivimiks.

Esimese staadiumi aluseks on murenemisprotsess, mille käigus kompaktsed kivimid lagunevad mehhaaniliselt ja keemiliselt. Murenemisprotsessi kulg sõltub paljudest faktoritest, peamiselt kliimast ja lähtekivimite mineraloogilisest koostisest, mistõttu selle lõpp-produktide koostis võib olla õige mitmekesine. Sellest hoolimata võib väita, et murenemise tulemusena tekib üldiselt a) reliktna purdmaterjal, mis koosneb murenemisele kõige vastupidavamatest

mineraalidest (kvarts, muskoviit, osalt kaaliumpäevakivid ja plagioklassid); b) uued, maapinnal püsivad mineraalid (hüdrotiit, savimineraalid); c) vähepüsivate mineraalide keemilisel lagunemisel (porsumisel) kolloidsed ja molekulaarsed lahused, mille koostises on tähtsaimateks komponentideks Cl, S, Ca, Na, Mg, K, F ja silikaatidest SiO₂. Kõik eelmainitud murenemisproduktid on lähtematerjaliks, millest hiljem tekivad settekivimid.

Murenemisele järgneb aine edasikandumine ja settimine. Edasikandeteedel ja settebasseinides lisanduvad murenemisproduktidele vulkaaniline materjal ja organismide elutegevuse produktid. Edasikanne ja settimine on sisuliselt ühe ja sama nähte - sette moodustumise kaks külge. Settimine algab juba edasikandeteedel (deluuviumi kuhjumine nõlvadele, alluuviumi settimine jõeorudesse jms.) ja lõpeb settebasseinis. Kuigi sedimentatsiooni iseloomu ja intensiivsust reguleerivad kliima ja maastiku tüüp, toimub igal juhul nii edasikande kui ka settimise käigus aine mehhaaniline ja keemiline diferentseerumine.

Mehhaaniline diferentseerumine väljendub purdsete osakeste sorteerimises suuruse ja erikaalu põhjal. Niisuguse sorteerimise tulemusena kogunevad mägede nõlvadele jääpurulised setted, purdse materjali lähtekohast kaugemale kogunevad liivad ja veelgi kaugemale savikad setted. Analooiline olukord esineb ka settebasseinides kaldast kaugene misel.

Aine keemiline diferentseerumine settebasseinides seisneb ühendite järkjärgulises sadestumises lahustest vastavalt nende lahustuvusele (alates raskesti lahustuvatest ja lõpetades kergesti lahustuvate ühenditega). Nii setivad raskesti lahustuvad raudoksiidid kaldapiirkonnas, kaugemal fosfaadid, raudsilikaadid ja karbonaadid. Diferentseerumine lõpeb kergesti lahustuvate soolade settimisega ulgumerest isoleeritud lahtedes ja laguunides.

Diageneesiks nimetatakse settes toimuvaid muutusi. Oma olemuselt on diageneesiprotsessid füüsikalisk-keemilised, keemilised ja orgaanilised. Diageneesi staadiumis toimub sette tihenemine ja niiskuse vähenemine, kolloidide "vana-

nemine", uute mineraalide tekkimine lahustest, mõnede mineraalide lagunemine ja lagunemisproduktidest uute mineraalide tekkimine, aine ümberjaotumine settes jm. Diagenees on sette kui keeruka paljukomponendilise süsteemi tasakaalustumine uutes füüsikalise-mehhaanilistes tingimustes. Diageneesi tulemusena muutub sete settekivimiks. Seejuures muutub sete tihenemise ja tsementeerumise tulemusena tavaliselt kompaktsaks kõvaks kivimiks, kuid võib mõnikord jääda ka kobedaks.

1. Settekivimite klassifikatsioon =====

Settekivimite klassifitseerimise aluseks on nende tekkinisviis, mille järgi võib eraldada kolm põhitüüpi.

1. Purdkivimid, mis koosnevad lähtekivimite mehhaanilise murenemise (rabemise) produktidest.

2. Savikivimid, mis koosnevad lähtekivimi keemilisel murenemisel (porsumisel) tekkinud uusi mineraale sisaldavast materjalist.

3. Keemilised ja biokeemilised (organogeensed) kivimid, mis koosnevad lähtekivimite porsumisel tekkinud lahuste settimise tulemusena akumulunud komponentidest. Lahuste settimine on seejuures toimunud kas puhtal kujul keemiliselt või organismide kaudsel või vahetul osavõtul.

Toodud settekivimite klassifikatsioon pole ainus. Paljudes teistes klassifikatsioonides ühendatakse näiteks purd- ja savikivimid ühte rühma, arvestades seda, et mõlemad akumuluvad tahke materjali mehhaanilisel settimisel. Sageli jaotatakse eri rühmadesse keemilised ja organogeensed kivimid. See klassifikatsioonide mitmekesisus on tingitud asjaolust, et paljude settekivimite tekkimisel mõjub üheaegselt mitu faktorit, mistõttu praktiliselt kõigi klassifikatsioonide puhul tuleb paratamatult eraldada veel omaette rühmana segatüüpi kivimid.

2. Settekivimite koostis, struktuur ja tekstuur

Settekivimite komponendid jagunevad koostise ja päritolu põhjal 4 rühma.

1. Allotigeensed komponendid, mis on kohale toodud mujalt.

2. Autigeensed komponendid, mis on settesse tekkinud kohapeal kivimi mitmesugustel kujunemisstaadiumidel.

3. Orgaanilised jäänused.

4. Vulkanogeenne materjal.

Allotigeensed komponendid moodustavad põhilise osa purd- ja savikivimitest ning esinevad lisandina ka muudes settekivimites. Teoreetiliselt võivad allotigeenseteks komponentideks settekivimeis olla kõik mineraalid, kuid praktiliselt sisaldavad setted ja settekivimid peamiselt keemiliselt ja mehhaaniliselt kõige püsivamaid mineraale, esmajoones kvartsi, kaoliniiti, hüdروvilke, hüdروгötiiti, seejärel päevakive, vilke, kivimitükke jt. Enamik allotigeensete mineraalide teradest on suuremal või vähemal määral kulunud ja ümardunud.

Autigeensetest mineraalidest on tavalisemad savimineeraalid, sulfaadid, haloidid, karbonaadid, edasi kloriidid, raudoksiidid ja -hüdروksiidid, kaltsedon ja opaal ränioksiididest, fosfaadid, püriit jt. Erinevalt allotigeensetest mineraalidest pole autigeensete mineraalide terad kulunud, vaid esinevad kivimi tühimikes ja poorides idiomorfsete kristallidena, keemilistes kivimites ja purdkivimite tsemendis korrapäratute või hüpidiomorfsete teradena. Sageli esinevad autigeensed mineraalid ka ooliitide, nõrgjate agregaatide, konkretsioonidena jt.

Orgaanilisi jäänuseid ja organismide elutegevuse jälgi esineb settekivimeis küllaltki sageli. On kivimeid (näiteks kivisüsi, mõned lubjakivid, diatomiidid jt.), mis koosnevad peaaegu ainult orgaanilistest jäänustest. Orgaanilisteks jäänusteks võivad olla organismide lubi-, räni- või fosfaatsed kojad ja skeletid või nende killud (kivistised),

kuid ka taimede lagunemisel tekkinud orgaanilised ühendid (näiteks kivisöes ja põlevkivides). Organismide elutegevuse jälgedeks on näiteks usside roomamisjäljed, organismi poolt kontsentreeritud orgaaniline aine (bakterite poolt kontsentreeritud rauaühendid ja ehe väävel) jms.

Vulkaanilise päritoluga nn. püroklastiliseks materjaliks on vulkaanilise klaasi ja mitmesuguste silikaatsete mineraalide killud, mis erinevalt allotigeensetest teradest pole üldse ümardunud.

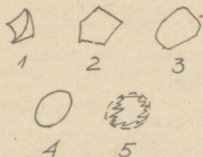
Purd- ja savikivimite s t r u k t u u r i iseloomustamisel terasuuruse järgi kasutatakse termineid psefiidiline (jämedapurruline), psamiidiline (liivjas), aleuriidiline (tolmjas) ja peliidiline (savikas) struktuur, kuid täpseid piire nende vahel pole seni õnnestunud üksmeelselt fikseerida. Tabelis 5 on esitatud kaks NSV Liidus kõige sagedamini kasutatavat struktuuride liigitust, millest II varianti kasutatakse kivimite ehituslikul klassifitseerimisel sagedamini.

T a b e l 5

Purd- ja savikivimite struktuurid terasuuruse põhjal

Struktuur	Terasuurus mm	
	I	II
Psefiidiline	> 1	> 2
Psamiidiline	1 - 0,1	2 - 0,05
Aleuriidiline	0,1 - 0,01	0,05 - 0,005
Peliidiline	< 0,01	< 0,005

Kuju põhjal jagunevad purdsed terad järgmiselt (joonis 8): 1) teravaservalised terad, mis on tekkinud tugeva muljumise tulemusena (näiteks vulkaanilisest klaasist); 2) ümardamata teradel on säilinud nende murenemisel tekkinud nurgeline kuju (s.t. edasikannet pole enne settimist praktiliselt üldse toimunud); 3) väheümardunud teradel on kõige teravamad servad ja tipud küll mõnevõrra kulunud, kuid terade üldine



Joonis 8. Purdsete terade kuju:

1 - teravaservaline; 2) ümar-damata; 3 - väheümar-dunud; 4 - ümar-dunud; 5 - korrodeer-runud

nurgeline kuju on säilinud (s.t. edasikanne on välda-nud lühikest aega); 4) ümar-dunud terad on pikaajalise edasikande käigus kulunud peasegu täiesti kerakujuli-seks; 5) korrodeeritud tera-de pind on täiesti ebatasane ja söövituspõlvjälgedega ning on tekkinud mineraali osalisel lahustumisel keemiliselt ak-tiivses keskkonnas.

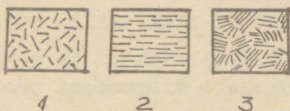
Keemilistes ja biokee-milistes kivimites on terade

kuju tavaliselt olulisem kui nende suurus. Neis lahustest settimisel, kristalliseerumisel ja ümberkristalliseerumisel tekkinud kivimeis muutub terade suurus võrdlemisi kergesti. Seevastu on terade kuju neis tingitud mineraali enese oma-dustest, tekkimis- ja kasvamisviisist, mis kivimi uurimise seisukohast on kõige olulisem. Terade suuruse põhjal võib keemilistes ja biokeemilistes kivimites eraldada samu struk-tuure mis purdkivimitegi puhul, kuid mõnikord kasutatakse ka tardkivimite struktuuride iseloomustamiseks käibel olevaid termineid.

Terade kujul põhinevatest struktuuridest on peamised kollomorfne (terasid pole näha, kivim on ühtlane); idiomorf-ne (enamik teradest on geomeetriliselt korrapärase kujuga); ksenomorfne (enamik teradest on korrapäratu kujuga); biomorf-ne (suurem osa kivimist koosneb tervetest organismide koda-dest); detriidilis-biomorfne (kivim koosneb põhiliselt kodade kildudest); asendus-, söövitus-, ja ümberkristalliseerumisstruk-tuur (terade esialgne kuju on muutunud hilisemate protsesside tagajärjel).

Kõigis settekivimeis esineb üks kolmest tekstuuri põhi-tüübist (joon.9).

Korrapäratu tekstuuri puhul paiknevad terad ilma mingi kindla orientatsioonita. Korrapäratu tekstuur tekib kiirel settimisel ja ühesuguse materjali pideval kuhjumisel. Kor-



Joonis 9. Settekivimite tekstuuri põhitüübid:

1 - korrapäratu; 2 - mikrokihiline; 3 - kontrusiivne

teeritud kihikestena. Eriliikideks on rõht-mikrokihiline, põim-mikrokihiline, läätsjas-mikrokihiline, korrapäratult-mikrokihiline jt. tekstuuriid. Mikrokihiline tekstuuri tekitab settimistingimuste perioodilisel muutumisel, harvemini diagenetilisete ümberrühmitumiste tulemusel, mõnikord ka keemilisel teel. Mikrokihilisuse tekkimist soodustab aeglane ja vaheaegadega settimine, komponentide piklik või plaatjas kuju, lainetuse puudumine jms. Mikrokihilise tekstuuriiga kivim on füüsikalises mõttes anisotroopne - selle omadused paralleelselt ja risti kihilisusega on erinevad.

Kontrusiivse tekstuuri puhul on märgata osakeste korrapärasest orientatsioonist, kuid see on rikitud muljumise või sogastumise tulemusena pooltahkes olekus. Niisugune tekstuuri tekib seal, kus juba "lamandunud" pooltahke sete satub veealuste pörutuste ja kiiresti voolava vee mõju alla või muljutakse kokku kaevuvate organismide poolt. Füüsikalises mõttes on kontrusiivse tekstuuriiga kivim ebaühtlaselt anisotroopne. Selles võivad vahelduda isotroopsed, mikrokihilised ja mugultekstuuriiga alad. Viimased on tavaliselt mehhanilistele ja keemilistele mõjutustele kõige vastupidavamad.

Tekstuuriilistest tunnustest mõjutab poorsus paljusid kivimite praktilisi omadusi. Poorsusest sõltub, kas antud kivimeist saab või ei saa põhjavett veevarustuseks, kuidas käitub kivim ehituspinnasena, kas antud kivimisse võivad akumuleeruda nafta ja maagaas jne.

rapäratu tekstuuri on kõige tavalisem isomeetristest teradest koosnevatele setetele ja muudab kivimi füüsikalises mõttes isotroopseks - ühesuguseks kõigis suundades.

Mikrokihilise tekstuuri puhul paiknevad osakesed kivimis orientatsiooniga.

Poorsus võib olla väga jäme (tuffide kavernoossus jms.), jäme, peen või ülipeen. Primaarne poorsus sõltub peamiselt kivimiterade suurusest, kujust ja vastastikusest asendist. Selle määrab ka akumuleeruvate setete rõhk, mille mõjul setete surutakse üha enam kokku ja pooride ruumala väheneb. Pooride ruumala väheneb ka siis, kui juba diogeneesi protsessis koos vee väljatõrjumisega täituvad poorid mineraalsete uusmoodustistega (toimub kivimi tsementeerumine). Kuid kivimis tsirkuleeriv vesi võib ka mõningaid mineraale lahustada ja tekitada sekundaarsed poorid.

Kivimite iseloomustamiseks kasutatakse settekivimite puhul ka mõistet "makrotekstuur", mis väljendub kivimite looduslikus lasumiskohas. Levinuimaks ja tähtsaimaks makrotekstuuriks on kihilisus, mis on omane peaaegu kõigile settekivimitele.

Kihilisus, s.t. materjali vaheldumine võib väljenduda:

- 1) ainelise ehk mineraalse koostise vaheldumises;
- 2) struktuuri või tekstuuri vaheldumises, s.t. terade suuruse või kuju muutumises, orgaaniliste jäänuste ilmumises, poorsuse muutumises jms.

Kihilisuse tekkimise peamisteks põhjusteks on:

- 1) setete materjali ettevalmistavate, edasikandvate ja setitavate faktorite perioodiline või ka mitteperioodiline vaheldumine;
- 2) settematerjali enese perioodiline muutmine;
- 3) Maa tektooniline areng. Maismaa kerkimine muudab kliimat, intensiivistab kulutust, suurendab settimispaika koguneva purdmaterjali hulka jne. Maismaa vajumise tagajärjel muutub osa maismaast merepõhjaks, millega settimisala suureneb.

Omavahel kombineerudes loovad loetletud faktorid geoloogilistes läbilõigetes täheldatava pildi, milles vahelduvad erineva koostisega purd-, keemiliste ja biokeemiliste kivimite kõige mitmekesisema paksusega kihid.

3. Settekivimite kirjeldus

a. Purdkivimid

J ä m e d a p u r r u l i s e d k i v i m i d e.
p s e f i i d i d

Psefiitide rühma kuuluvad mitmesugused kobedad (kruus, veeristik, mügi, rähk) ja tsementeerunud (konglomeraat, bretsša) mehhaanilise murenemise produktid. Enamasti on psefiidid polümineraalsed kivimid, koosnedes mitmesuguste lähtekivimite tükkidest. Tsementeerivaks aineks konglomeraatides ja bretsšades võivad olla mitmesugused karbonaatsed, ränikad, fosfaatsed ja rauaühendid või savi.

Kruus, veeristik ja konglomeraat koosnevad ümardunud teradest, mügi, rähk ja bretsša ümardamata osadest. Nende liigitus põhineb osade suurusel (tabel 6).

T a b e l 6

Psefiitide liigitus terasuuruse põhjal

Osade suurus mm	Nimetus	
	Ümardatud	Ümardamata
1 (2) - 10	kruus	mügi
10 - 100	veeristik	rähk
>100	munakad	rahnud

Konglomeraadiks nimetatakse kõiki tsementeerunud ümardatud teradest koosnevaid psefiite ja bretsšaks kõiki ümardamata teradest koosnevaid psefiite terade suurust arvestamata.

Kruus, veeristik ja konglomeraat tekivad meredes, järvedes, jõegudes (ülemjooksu alal) moreenide uhtmise tulemusena ja mõnikord ka tuule toimel, kusjuures alati on settimisele eelnenud kestev edasikanne. Ümardamata setted ja bretsšad kuhjuvad mägede nõlvadele, mererannale ja mujale,

kus murenemisproduktid jäävad pikemaks ajaks paigale. Esineb ka eriliiki bretsasid - vulkaanilisi, tektoonilisi ja isegi organogeenseid. Materjal on ümardamata psefiitides praktiliselt sorteerimata ning neis esineb kõige erinevama suurusega osi - alates suurtest rahnudest ja lõpetades peene räha, mügi ning liivakas-savika materjaliga.

Jämepeurrulisi setteid leidub kõige erinevama vanusega setetes. Eriti palju on nende maardlaid mägirajoonides ja merede ning jõgede kallastel. Eestis esineb jäasulavate poolt kuhjatud tardkivimite veeristikke ja kruusasid tavaliselt vallseljakutes ja mõhnastikes. Jääajajärgsetes rannavallides esineb Põhja- ja Loode-Eestis lubjakiviveeristikke ja -kruusa.

Veeristikke, kruusa, rähka ning mügi kasutatakse betooni valmistamiseks ja ballastina. Mõned bretsad ja konglomeraadid sobivad ehituskiviks.

L i i v k i v i m i d e . p s a m m i d i d

Liivkivimiteks on mitmesugused liivad ja liivakivid. Peamisteks kivimit moodustavateks mineraalideks on neis kvarts, päevakivid, vilgud, glaukoniit ja kivimikillud. Teisejärguliste ja aktsessoorsete mineraalidena esinevad enamasti magnetiit, granaadid, turmaliin jt.

Tsementeerunud kivimites - liivakivides on tsemendiks savi, karbonaadid (kaltsiit, dolomiit, harva ka raudkarbonaadid), ränioksiidid (opaal, kaltsedon, kvarts), raudoksiidid ja -hüdroksiidid, mõnikord kloriidid, fosfaadid, sulfaadid (kips) jt. Mõned liivkivimid sisaldavad söeka või bituminoosse aine lisandeid.

Liivkivimite liigitamise aluseks on terade mineraloogiline koostis, mille põhjal eraldatakse monomineraalsed, oligomiktillised ja polümineraalsed kivimid. Monomineraalsed on looduses kõige sagedasemad kvarts- ja suhteliselt haruldasemad päevakivi- ning glaukoniitliivad ja -liivakivid. Oligomiktillised on kvarts-päevakivi-, päevakivi-kvarts-, glaukoniit-kvarts- jt. -liivad ja -liivakivid. Polümineraalseteks

liivkivimiteks on arkoosid, grauvakid ja segakoostisega arkoos-graувakid.

Arkoosideks nimetatakse graniitide ja gneisside murenemisel tekkinud kvartsist, päevakivist ja vilgust koosnevaid liivakive, mis sisaldavad üle 20 % päevakivisid, vähesel hulgal kivimikilde ja savikat või karbonaatset tsemienti. Graувakid sisaldavad samu komponente, kuid teistsuguses proportsioonis. Nimelt sisaldavad graувakid üle 20 % kivimikilde. Tsemendiks on neis tavaliselt seritsiit (mikroteraline muskoviit), kloriidid jms.

Kvartsliidid on tavaliselt heledad, valged, harvemini tumehallid (magnetiidi või orgaanilise aine sisalduse tõttu), pruunid või punakaspruunid (raudtsemendiga), päevakiviliivakivid ja arkoosid on roosad või punased, graувakid rohekashallid, tumehallid, isegi mustad, glaukonitliivakivid on rohelised.

Liivkivimid tekivad mitmesugustes tingimustes. Mereliivad ja liivakivid koosnevad hästi sorteeritud ja ümardatud, tihedalt paiknevatest teradest ja on sageli horisontaalkihilised. Enamasti on mereliivad suure levikualaga. Järveliivad ja -liivakivid erinevad mereliivakividest ja -liivadest väiksema levikuala ja suurema savi- ning tolmuosakeste sisalduse poolest.

Jõeliivades ja -liivakivides on terad halvemini sorteeritud, vähem ümardunud ega paikne eriti tihedasti. Sageli esineb neis põimkihilisus. Jääsulavete poolt setitatud fluvioglatsiaalsed liivad on hästi sorteeritud, kuid terad on neis vähe ümardunud. Sageli esineb neis kruusa ja veeriste vahekihte.

Liivkivimeid esineb Eestis väga erineva vanusega setetes. Kambriumi tiskre kihistus leidub väga puhtaid (kuni 98-99 % SiO_2) kvartsliidakive. Liivakivid on üldiselt peeneteralised (valdav terasuurus 0,1-0,2 mm). Tsementeerivaks materjaliks neis on savi, raudoksiidid või karbonaatne aine, kohati puudub tsement üldse. Kvartsliidid ja -liivakive esineb ka devoni setetes (näiteks Piusa maardla). Fluvioglatsiaalsete liivade suurimaks maardlaks on Saku ja

Tallinna vaheline territoorium, kus esinevad peamiselt oligomiktilised liivad. Alamordoviitsiumi leetse lade koosneb põhiliselt glaukonitliivakivist.

Liivasid kasutatakse klaasi- ja portselanitööstuses, metallivalu puhul (vormiliivad), ehituses (betoon, krohv jms.). Liivakive kasutatakse müürikivina, killustiku valmistamiseks, käiakividena jms. Glaukonitliivakivisid saab kasutada roheline värvi valmistamiseks, karedate vete pehendamiseks, isegi väetamiseks (K-sisaldus).

T o l m k i v i m i d e. a l e u r i i d i d

Tolmkivimiteks on mitmesugused kobedad (löss, muda) ja tsementeerunud kivimid (aleuroliidid). Allotigeenseteks mineraalideks neis on kvarts, vilgud, päevakivid ja glaukonit. Tsemendiks on savi, karbonaadid, fosfaadid või sulfaadid.

Välisilmelt sarnanevad tolmkivimid liivkivimitega. Peamiseks erinevuseks on terade väiksemad mõõtmed ja mõnevõrra erinev mineraloogiline koostis. Tolmkivimites on rohkem savimineraale ja vilke ning pole praktiliselt üldse kivimikilde. Aleuriidilise struktuuri tõttu on nende teraline ehitus märgatav ainult luubi all.

Löss on kollakas- või pruunikashall kivim, mis koosneb (60-95 %) peamiselt teradest diameetriga 0,05-0,005 mm. Osakesed püsivad koos molekulaarjõudude ja osalise tsementeerituse tõttu, kuid eralduvad kergesti sõrmede vahel hõõrumisel ja vees. Löss on väga poorne (üle 50 %), kusjuures selles esineb ka silmaga nähtavaid makropoore. Peamiseks komponendiks lössis on kvartsitolm väheste päevakivide ja aktseessorsete mineraalide lisandina. Autigeensetest moodustistest esinevad kaltsiidi ja kipsi kristallid ning konkretsioonid. Saviosasid on tüüpilises lössis vähe.

Kuivalt püsib löss vertikaalsete nõlvadena, kuid niiskumisel vajub löss tunduvalt ja ebahütlaselt, mistõttu ehitiste alusena on löss ohtlik pinnas.

Löss on tekkinud kõrbede naaberladele (Hiinas, Kesk-Aasias) tuultega kandunud tolmu settimisel. Lössitaolised kivimid võivad tekkida ka vooluvete toimel.

Aleuriitide tsementeerumisel tekivad kompaktsed, il-
melt ja värvuselt väga mitmekesised (hallid, pruunid, pu-
nased, rohekashallid, kirjud jne.) kivimid - aleuroliidid.
Aleuroliidid on enamasti peenekihilised või plaatjad ja la-
suvad vaheldumisi liiv- ja savikivimite kihtidega.

Tolmkivimite kobedaaid erimeid on palju nüüdisaegsetes
setetes (mere- ja järvemudad, löss). Aleuroliite esineb
igasuguse vanusega setetes, sealhulgas ka Eesti alamkamb-
riumis (Pirita kihistu glaukoniiti sisaldavad rohekashal-
lid aleuroliidid).

Lössi ja lössitaolisi kivimeid kasutatakse telliste
valmistamiseks, tugeva tsemendiga aleuroliite ehituskivina.

S e g a k o o s t i s e g a p u r d k i v i m i d

Liiv- ja savikivimite vahel on olemas rida vahepeal-
seid muutliku liiva-, tolmu- ja saviosakeste sisaldusega
kivimeid, mida nimetatakse liivsavideks ja saviliivadeks.

Allotigeenseteks mineraalideks segakoostisega kivimeis
on kvarts, päevakivid, vilgud, savimineraalid, mõnikord
glaukoniit, kivimikillud jms.

Segakoostisega purdkivimeid on palju kvaternaarse
maismaasetete seas. Liivsavid ja saviliivasid saab kasuta-
da telliste tootmisel.

P ü r o k l a s t i l i s e d k i v i m i d

Püroklastilised ehk vulkanoogensed settekivimid koos-
nevad põhiliselt vulkaanipursete ajal väljapaisatud tah-
kest materjalist, millele tavaliselt lisandub suuremal või
vähemal hulgal tavalist purdmaterjali.

V u l k a a n i l i n e t u h k koosneb peamiselt
vulkaanilise klaasi, mineraalide ja purskekivimite ümarda-
mata kildudest, mõnikord ka tilga- või kerakujulistest
agregaatidest. Materjal tuhas on suuruse järgi sorteerima-
ta.

Tsementeerunud tuhka nimetatakse v u l k a a n i l i s e k s t u f i k s. Tsemendiks on tuffides mitmesugused
tuha komponentide sekundaarse muundumiste produktid, näi-
teks kloriidide, epidoodi, karbonaatide jms. mineraalide
agregaat. Vulkaanilised tufid on enamasti tugevalt poorsed

(kavernoossed) kivimid, mille värvus varieerub kõikvõimalikes toonides, olles sageli küllaltki hele. Nende detailsem liigitus põhineb neis leiduvate purskekivimikildude tüübi põhjal (näiteks andesiittuff, trahhüüttuff jne.).

T u f i i d i d sisaldavad tuffidega võrreldes tunduvalt rohkem (25-75 %) purdmaterjali, sealhulgas mõnikord ka organismide jäänuseid. Tufiidid on tekkinud settimisel veekogudes, kuhu tuultega on kandunud rohkesti vulkaaniliste pursete produkte. Seetõttu on vulkanogeensed terad neis mõnikord ümardunud, kuna tufiidid ise on kihilised nagu muudki veekogude setted.

T u f o g e e n s e t e s k i v i m i t e s (liivakivides, aleuroliitides ja savides) on vulkaanilist komponenti vähem kui 25 % ja need on sisuliselt normaalsed settekiivid, milles üheks lisandiks on vulkaaniline materjal. Viimane on sageli nähtav ainult mikroskoobi all.

Püroklastiliste kivimite suureks levikualaks on Armeenia, kus tuffe kasutatakse ehitusmaterjalina.

b. Savikivimid

Savikivimid jagunevad kahte rühma - savid ja argilliidid.

S a v i d on nidusad, suure poorsusega (kuni 50-60 %) kivimid, mis püsivad koos peamiselt molekulaarjõudude toimel. Savid on plastilised: veega segatud savist tekib plastiline taigen, mida saab vormida. Põletamisel savitaigen kivistub.

Mineraloogilise koostise põhjal jagunevad savid kaoliinit-, hüdrovilk-, montmorillonit- ja polümineraalseteks savideks. Savimineraalide kõrval on mõnedes savides olulisteks komponentideks kloriidid, raud- ja alumiiniumoksiidid ning -hüdroksiidid ja opaal. Allotigeenseteks komponentideks on peamiselt kvarts, päevakivid ja vilgud. Autigeensetest komponentidest esinevad poorides või konkreetsioonidena karbonaadid (kaltsiit, dolomiit, sideriit FeCO_3), kips, püriit jt.

Tekkeliselt võib savid jaotada kaheks: vahetult kivimite porsumisel tekkinud primaarseteks (kemogeenseteks) savideks ja porsumisproduktide veekogudesse kandumisel tekkinud sekundaarseteks (purd-) savideks.

Kaoliniitsavid ehk kaoliinid on kõrge saviosade sisaldusega (>50 %) valged või hallikas-pruunikasvalged, katsudes libedad savikivimid, mis tekivad peamiselt happeliste, väikese rauasisaldusega tardkivimite porsumisel. Kõrge tulekindluse tõttu (sulamistemperatuur 1700°C, paakumistemperatuur 1300-1400°C) on kaoliinid väärtuslikuks maavaraks, mida kasutatakse šamoti, portselani, fajansi jms. valmistamiseks, paberi- ja kummitööstuses ning mujal. NSV Liidu suurimad kaoliini maardlad on Ukrainas.

Hüdrovilksavid on tekkeliselt lähedased kaoliniitsavidetele, kujutades endast samade lähtekivimite porsumisprodukti, mis tekib protsessi esimeses staadiumis. Seetõttu esineb looduses palju hüdrovilks- ja kaoliniitsavide vahepealseid segasavisid.

Hüdrovilksavide erisiks on glaukoniitsavid, millesse glaukoniit on tekkinud diageneesiprotsessis.

Muude savimineraalide tühiste lisandite kõrval sisaldavad hüdrovilksavid tihti palju purdseid lisandeid: kvartsi-, päevakivi- ja vilguteri ning autigeenseid mineraale (karbonaate, püriiti jt.).

Makroskoopiliselt on hüdrovilksavid poorsed, enam-vähem kompaktsed halli, tumehalli, valge, pruunikashalli, roheka või kirju värvusega, sageli kihilised kivimid.

Sekundaarsed hüdrovilksavid on loodused kõige levinumad savikivimid. Ka eesti kambriumi "sinisavid", enamik devoni savidest ja moreensavid kuuluvad hüdrovilksavide tüüpi.

Mõned hüdrovilksavide liigid on kõrge tulekindlusega ja sobivad tulekindlate materjalide ja portselani valmistamiseks. Tavalisi hüdrovilksavisid kasutatakse telliste, tsemendi jms. tootmiseks.

Montrmorilloniitsavid tekivad vulkaanilist klaasi sisaldavate keskmiste ja aluseliste purskekivimite porsumisel. Nendel savidel on tendents vees kiiresti ja tugevasti puhetuda. Juba savi pinnale langenud veetilg põhjustab puhe-

tumise, mistõttu montmorilloniitsavisid sisaldavad pinnased on ehitiste alusena ohtlikud.

Makroskoopiliselt meenutavad montmorilloniitsavid va-
ha, on katsudes libedad, heleda (hallikasvalge, rohaka või kollaka) värvusega ning erinevad muudest savidest märksa suurema plastilisuse, tugeva puhutumisvõime ja adsorbeerivate omaduste poolest. Mineraloogiliselt on nad lisanditest võrdlemisi puhtad.

Montmorilloniitsavisid kasutatakse nende adsorbeerimisvõime tõttu nafta ja selle toodete, loomsete ja taimsete õlide, mahlade jms. puhastamiseks. Suurimad montmorilloniitsavide maardlad asetsevad Kaukaasias, Krimmis, Kesk-Aasias ja mujal.

A r g i l l i i d i d on tsementeerunud ja tihenenud savikivimid, mis vees ei pehmenega ole seetõttu plastilised. Argilliidide poorsus on väike: 10-12 kuni 1-2 %. Mineraloogiliselt on kõige sagedamad hüdrovilk- või segakoostisega (polümineraalsed) argilliidid. Savimineraalide kõrval sisaldavad argilliidid alati kvartsi, vilke, pävakivisid, mõnikord glaukoniti, karbonaate, opaali, kaltsedoni, raudoksiide ja -hüdroksiide ning sageli ka orgaanilisi ühendeid. Värvus on argilliididel enamasti tumehall, rohekashall, pruun, harvemini punane või kirju.

Kildalised argilliidid on mõnevõrra moondunud savikivimid, milles kõrgemal asuvate kihtkondade raskuse tõttu väljendub kihilisusega ühtiv kildalisus (vt. "Moondekivimid").

Savikildad on kompaktsed, tugevamini moondunud kildalised savikivimid, mille poorsus on väike (1-2 % piires). Savikiltade värvus on helehallist tumehalli, peaaegu mustani. Selge kildalisuse tõttu, mis alati ei ühti kihilisusega, lõhestuvad savikildad hõlpsasti õhukesteks, mõne millimeetri paksusteks tasasteks plaatideks, mille pind on sageli siidiläikega. Põhimineraalide - hüdrovilkude kõrval sisaldavad savikildad autigeenset seritsiiti, kloriite, sekundaarset kvartsi ja karbonaate. Tumedat värvust põhjustavaks komponendiks on orgaanilistest ainetest tekkinud söe-

kas materjal. Savikiltade erimiks on nn. katusekildad - kompaktsed hallid, rohekashallid või pruunikashallid kivi- mid, millest lõhestatud 3-5 mm paksused plaadid ei killune, kui neist nael läbi lüüa. Neid kasutatakse katusekattemater- jalina.

Argillite leidub peamiselt paksude settekomplekside levikualadel, kus on esinenud mäetekkeliste liikumistega kaasnenud ühesuunaline rõhk.

c. Keemilised ja biokeemilised kivimid

R ä n i k i v i m i d e s i l i t s i i d i d

Ränikivimiteks nimetatakse settelise tekkega ränimine- raalidest - opaalist, kaltsedonist ja sekundaarsest kvart- sist koosnevaid kivimeid. Lisandeiks on neis tavaliselt sa- vimineraalid, sageli ka kaltsiit, mõnikord raudoksiidid.

Tüüpilisteks ränikivimiteks on diatomiidid, treepelid, opookad ja jaspised.

D i a t o m i i t i d e k s nimetatakse ränivetikate - diatomeede opaalsetest kodadest koosnevaid kivimeid. Mak- roskoopiliselt on diatomiit valge või kollakas, võrdlemisi kobe kivim, mis koosneb nõrgalt tsementeeritud kodadest. Meenutab väliselt kriiti, kuid ei reageeri HCl-ga ja on vii- masest märksa kergem (mahumass 0,42-0,96 g/cm³). Viimane as- jaolu on tingitud diatomiidi erakordselt suurest poorsusest (kuni 90 %), sest diatomeede kobjad on õõnsad.

T r e e p e l i k s nimetatakse opaalset kivimit, mis makroskoopiliselt erineb vähe diatomiidist, olles samuti hele, suhteliselt kobe, kerge ja sama mineraloogilise ning keemilise koostisega. Mikroskoobi all on näha, et treepelis pole diatomeede kodasid, mis on asendunud opaalkerakestega. Treepelid on tekkinud diatomiitidest kodade lahustumise ja puhta opaali lahustest väljasadenemise teel.

Diatomiite ja treepeleid kasutatakse heli- ja soojus- isolatsioonimaterjalina, dünamiidi tootmisel, filtreerimi- seks, poleerimiseks, absorbendina ja hüdraulilise lisandi- na portlandtsemendi ning lubja tootmisel. Diatomiiti lei- dub Bestis Narva jõe ääres (Tõrvala).

O p o o k a k s nimetatakse treepeli tugevamini tsementeerunud ja kõvemaid erimeid. Tavaliselt on opookad treepelitest tumedama värvusega - tume- või kollakashallid, isegi mustad, kusjuures värvus pole kogu tüki ulatuses ühtlane. Mahumass kõigub neil 1 g/cm^3 ümber.

J a s p i s e d koosnevad mikroteralisest kaltsedonist ja sisaldavad rohkesti ainuraksete mikroorganismide - radio- laaride kodusid ja fragmente. Jaspised on tumedad, punased, rohekad, kollakad või mustad vöödilised ja täpilised, väga kõvad peeneteralised, ühtlased karpja murruga kivimid. Arvatakse, et jaspised on tekkinud ürgmerede süvikutesse settimisel.

Kõva ja sageli ilusa dekoratiivkivina kasutatakse jaspiseid tehniliseks otstarbeks (uhmid) ja ehtekivina.

Eespool vaadeldud ränikivimid on organogeensed, sest nende koostises etendavad olulist osa organismide jäänused. Märksa harvemini leidub puhtal kujul keemilise tekkega kivimeid, millest tähtsaim on geiseriit - poorne opaali agregaat, mis setib vulkaanilise päritoluga termaalsete allikate ümbrusse.

K a r b o n a a t s e d k i v i m i d

Lubjakivid. Lubjakiviks nimetatakse CaCO_3 -st, peamiselt kaltsiidist koosnevaid kivimeid. Tavalisimaks lisandiks neis on savimineraalid, setteline ränioksiid ja dolomiit, harvemini esinevad neis liivaterad, püriit, kips jm. Lubjakivide tavalisim värvus on valge, kollakas, hall kõigis varjundeis kuni mustani. Kaltsiumkarbonaadi sisalduse tõttu "keevad" tüüpilised lubjakivid lahjendatud soolhappe mõjul energiliselt.

Levikult ületavad lubjakivid kõiki teisi keemilisi ja biokeemilisi sette kivimeid tunduvalt. Lubjakivide seas saab morfoloogiliste tunnuste ja tekkeviisi põhjal eraldada rida erimeid, millest tähtsaimad on järgmised.

1. Ilmselt organogeensed lubjakivid, mis koosnevad suuremas osas organismide skeletiosakestest ning jagunevad omakorda 3 rühma.

a. Rifi- ehk biohermsed lubjakivid lasuvad tavaliselt läätsekujuliste kehadena muudes lubjakivides. Biohermidel puudub kihilisus ja need koosnevad suuremas osas kinnitunud eluviisiga organismide - korallide, sammalloomade ja vetikate kodadest, millele lisanduvad teiste organismide lubikojad.

b. Karplubjakivid, mis koosnevad tervetest või vähepu-
runenud organismide kodadest.

c. Organodetriidilised lubjakivid koosnevad organismide kodade kildudest. Need killud võivad olla enam-vähem ühesuurused, enamasti aga moodustavad kõige erinevama suurusega kildude segu. Sageli ei saa organodetriidilistes lubjakivides teha vahet terade ja tsemendi vahel, sest tsemendiks on sageli ülipeened killud ainult tühise keemilise tekkega mikroteralise või ümberkristalliseerunud kaltsiidi lisandiga.

Organodetriidilise lubjakivi erimiks on nn. "järvekriit", mis koosneb õhukeseseinaliste kodade kildudest ja mikroteralisest kaltsiidist. Kivim on tsementeerimata.

Organogeensete, eriti detriidiliste lubjakivide levik on väga laialdane ja need moodustavad suurema osa kõigist lubjakividest.

2. Keemilise tekkega lubjakividest on tähsaimad allika- ehk nõrglubjakivid (lubitufid) ja ooidlubjakivid.

a. Alliklubjakivid on põhiliselt kontinentaalsed moodustised, mis tekivad allikate ümbrusse. Kõik taimed tarbivad allikavetest süsihapet, mille tagajärjel osa vees lahustunud CaCO_3 -st sadeneb lehtede ja varte pinnale, kattes need järkjärgult mikroteralise kaltsiitkestaga. Pärast taimeosade kõdunemist jääb järele poorne, omapärase ehitusega agregaat. Kuigi kaltsiit niisuguses alliklubjakivis on puhtal kujul keemilise settimise tulemus, etendavad protsessis kaudset ja otsustavat osa organismid.

Allik- ehk nõrglubjakivi teiseks erimiks on stalaktiidid, stalagmiidid, koorikud, travertiin jms., mis setivad allikate piirkonna põhjavete temperatuuri muutumise ja auru-
rustumise tulemusena, ilma taimestiku osavõttuta. Seetõttu puudub neil alliklubjakivil poorsus, kuid settimise järkjärgulise iseloomu tõttu väljendub hästi mikrokihilisus.

b. Ooidlubjakivid koosnevad vees hõljunud osakeste ümber settinud kontsentrilise ehitusega mikroteralise kaltsiidi kerakestest.

3. Mikroteralised lubjakivid on homogeensed, üliväikesest ($< 0,01$ mm) kaltsiiditeradest koosnevad kivimid, mis võivad olla nii organogeense kui ka keemilise tekkega. Kõige tuntum neist on kriit - nõrgalt tsementeerunud, muldse murruga valge lubjakivi. Mikroskoopiliste uurimuste põhjal on selgunud, et kriidis esineb kolm põhikomponenti: vetikate lubikojad - kokoliidid (10-75 %) diameetriga 2-5 μ m, mikroteraline kaltsiit (5-60 %) terade diameetriga 2-10 μ m ja umbes niisama suured ainuraksete loomade - foraminifeeride lubikojad (5-40 %). Eelöeldust nähtub, et kriit on organogeenne kivim.

Mikroteraliseks lubjakiviks on ka nn. litograafiakivi, kompaktna, karpja murruga kivim.

4. Purdlubjakivid on tekkinud lainete poolt kulutatud lubikodade ja lubjakivitükkide settimisel. Tavalistest purdkivimitest erinevad purdlubjakivid selle poolest, et nad on tekkinud peamiselt kohapealsest materjalist. Detriitlubjakividest erinevad purdlubjakivid kodade ümardatuse poolest.

Eestis leidub lubjakive palju, kusjuures enamik neist on organogeensed (organodetriidilised).

Lubjakive kasutatakse ehituskividenä, ehitusmaterjalide (lubja, tsemendi) tootmiseks, metallurgias (sulandid), põllumajanduses (happeliste muldade lupjamine), suhkru-, keemia-, tekstiili-, paberi-, naha- jm. tööstuses.

Dolomiidid. Dolomiidiks nimetatakse kivimeid, mis koosnevad põhiliselt mineraal dolomiidist (> 95 %). Lisandina sisaldavad dolomiidid tavaliselt veel kaltsiiti, savimineraale, mõnikord kipsi, raudoksiide ja -hüdroksiide, püriiti jt. mineraale. Värvuse ja ehituse poolest sarnanevad dolomiidid lubjakividega, kuid lahustuvad külmas lahjendatud soolhappes aeglaselt, kihisemata.

Ehituselt on dolomiidid mitmekesised, kusjuures selle põhjuseks on nähtavasti dolomiitide erinevad tekkimisviisid.

Primaarsed dolomiidid on tekkinud keemilisel settimisel juhteliselt kõrge magneesiumi kontsentratsiooniga mere-

veest. Need dolomiidid on tavaliselt peene- või peitkristallilised, homogeensed mikrokihilised kivimid, milles organismide jäänuseid leidub väga harva (Saaremaa dolomiit).

Diageneetilised dolomiidid on tekkinud lubisetete dolomiidistumisel veel enne sette lõplikku tahenemist. Need on samuti peeneteralised kivimid, kuid suhteliselt pooremad kui primaarsed dolomiidid ja kihilisus väljendub neis halvasti.

Sekundaarsed dolomiidid on tekkinud lubjakivide dolomiidistumisel põhjavete mõjul. Seetõttu on neis sageli näha mikroteralise dolomiidiga asendunud organismide kodusid. Sekundaarsete dolomiitide struktuur on sageli ebaühtlane, tekstuuri aga poorne ja isegi kavernoosne.

Looduses esinevad dolomiidid enamasti samades piirkondades kui lubjakividki. Eestis esineb dolomiite kõige rohkem siluri setetes.

Dolomiite kasutatakse ehituskivina, mõnede nideainete valmistamisel, tulekindlate materjalide toorainena, metallurgiaahjude vooderdisena, klaasitööstuses ja mujal.

Segatüüpi karbonaatsed kivimid. Segatüüpi karbonaatsetest kivimitest on looduses palju lubjakivide ja dolomiitide vahepealseid kivimeid, mida olenevalt ühe või teise komponendina valdavusest nimetatakse vastavalt kas dolomiitlubjakivideks või lubidolomiitideks. Nende täpseks määramiseks tuleb kasutada detailseid uurimismeetodeid, sest välimuselt sarnanevad need nii lubjakivide kui ka dolomiitidega.

Karbonaatsete ja savikivimite vaheliseks segatüüpi kivimiks on merglid - peene- või peitteralised hallikad, rohekad või pruunikad kivimid, mis koosnevad karbonaatsetest mineraalidest (enamasti kaltsiidist, harvemini dolomiidist või üheaegselt mõlemast) ja saviosadest (enamasti hüdrovilgud). Muid mineraale - kvartsi, päevakivisid, vilke, glaukoniti, püriiti jms. on merglites vähe.

Lubi- või dolomiitmergel (domeriit) sisaldab karbonaatseid mineraale 60-75 %, mergel 40-60 % ja savikas mergel 25-40 %. Lubimergel reageerib lahja külma soolhappega nagu lub-

jakivi, erinedes viimasest väiksema kõvaduse poolest. Niiskel merglil on tugev spetsiifiline savilõhn.

Mergleid ei saa madala külmakindluse ja väikese mehhaanilise tugevuse tõttu kasutada ehituskivina, kuid mõned erimid sobivad tsemendi tootmiseks ilma savi lisandamata.

S o o l k i v i m i d

Soolkivimiteks nimetatakse mitmesuguseid, põhiliselt sulfaatide ja kloriidide rühakonda kuuluvaist mineraalidest koosnevaid keemilisel settimisel tekkinud kivimeid. Soolkivimite tekkimiskohtadeks on ulgumerega vaid kitsaste väinade kaudu ühenduses olevad merelahed ja laguunid või umbrjärved ariidse kliima aladel, kus aurustumine ületab mitmekordselt sademete hulga. Vee pideva aurustumise tulemusena tõuseb niisugustes basseinides soolade kontsentratsioon aja jooksul kõrgemale küllastuspiirist ja algab keemiline settimine, mis normaaljuhul kulgeb järjekorras: karbonaadid - sulfaadid - haloidid.

1. Sulfaatsed kivimid - sulfatoliidid. A n h ü d r i i t on peeneteraline sinakas-helehall, harvemini punakas või valge kivim. Maapinna lähedal hüdratiseerub ja muutub kipsisiks, kusjuures protsessiga kaasneva ruumala tunduva suurenemise tõttu muutub kivimi esialgne ehitus (kihid kurduvad).

K i p s on pehme (küünega kriimustatav), valge, hallikas, mõnikord kollakas või roosakas peene-, harvemini keskmise- või isegi suureteraline, tavaliselt kihiline kivim. Mõnikord esineb kipsilasundeis õhukesti kiulise kipsi (seleniidi) vahekihte.

2. Kloriidsed kivimid - halogeniidid. Rühma tähtsaim esindaja on k i v i s o o l, mis koosneb haliidist ja sisaldab tühise lisandina muid haloidseid ja sulfaatseid soolaseid, raudoksiide ning terrigeenseid osi. Kivisool on soolase maitsega, värvusetu, valge, hallikas, mõnikord punane (hematiidi lisand) ja harva ka sinine (metalse Na lisand) peenekihiline kristallteraline kivim.

Kloriidsete kivimite rühma kuulub veel rida teisi, kivisoolast tunduvalt haruldasemaid kivimeid, mille peamiseks mineraalideks on kaaliumkloriidid, näiteks karnalliit $KCl \cdot MgCl \cdot 6H_2O$ ja sulviin KCl .

Looduses esinevad soolkivimid enamasti üheskoos samades settekompleksides, kusjuures läbilõike allosas leidub sageli karbonaatseid kivimeid (enamasti dolomiite). Väga rikkad on soolkivimitest NSV Liidu territooriumil permi ajastu setted Volga ja Uraali vahelisel territooriumil, Donbassis ja mujal.

Kipsi kasutatakse ehitusmörtide ja -detailide tootmisel, anhüdriiti tsemenditööstuses, kivisoola keemia- ja toiduainetetööstuses, kaaliumisoolasid väetiste tootmisel.

K a u s t o b i o l i i d i d

Kaustobioliitideks nimetatakse põlevaid organogeenseid moodustisinagu turvas, kivisüsi, põlevkivi, nafta, maagaas jms. Kaustobioliitidel on energeetilise ja keemiatööstuse toorainena erakordselt suur rahvamajanduslik tähtsus, kuid kuna ehitustegevuses tuleb nendega harva kokku puutuda, antakse siinkohal vaid nende lühike iseloomustus.

Olenevalt kaustobioliitide lähteainest jagunevad need põhiliselt kahte rühma: humoliidid ja sapropeliidid.

H u m o l i i d i d on tekkinud põhiliselt sootaimestiku jäänukest ning nende seas võib olenevalt lagunemistaadiumist eraldada järgmisi kivimeid: turvas, pruunsüsi, kivisüsi ja antratsiit.

Turvas tekib soodes, kus taimestiku (sammalde, kõrreliste, puude) jäänuused lagunevad hapniku piiratud juurdepääsu tingimustes bakterite kaasmõjul. Turvas on pruun, kiuline ja muldne agregaat, mis koosneb taimse lähtematerjali kõikvõimalikes lagunemistaadiumides olevatest osadest ja sisaldab veeta ning tuhata orgaanilise osa kohta süsiniku 55-60 %.

Kui maapinna vajumise tõttu turvasoo pind kattub mere- või järveveega, setib sellele purdmaterjal, mis surub

turba kokku ja isoleerib täielikult õhuhapnikust. Selle tulemusel tekib turbast pruunsüsi - pruun või must, enamasti tuhm kivim, mis sisaldab 60-75 % süsinikku orgaanilise osa kohta.

Pruunsüsi läheb üle kivisöeks siis, kui lasund vajub niivõrd suurde sügavusse, et seda hakkab mõjutama maasisene soojus, mis tingib süsinikusisalduse suurenemise 75-92 %-ni. Erinevalt pruunsüttest on kivisöed tumehallid või mustad, enamasti läikivad, kihilised kivimid. Kui kivisüte süsinikusisaldus ületab 92 %, nimetatakse neid antratsiidideks. Antratsiidid on kõige kõvemad, sageli metalliläikega humoliidid.

S a p r o p e l i i d i d on tekkinud peamiselt vetikate, loomse planktoni ja muude organismide jäänustest, mis akumuleeruvad merelahtede või järvede põhjamutta. Niiviisi tekib tumeda värvusega, pehme ja rasvane homogeenne või mikrokihilise ehitusega mass - sapropeel, mis alati sisaldab kuni 30-40 % terrigeenseid lisandeid ja mineraalseid uusmoodustisi. Sapropeeli edasisel muundumisel tekivad mitmesugused sapropeliitsed kivisöed, millel harva on iseseisev praktiline tähtsus, või põlevkivid, mis mõnikord moodustavad suuri tööstuslikke maardlaid.

Põlevkividéks nimetatakse savikaid või karbonaatseid kivimeid, mis sisaldavad 10-60 % orgaanilist ainet. Viimane kujutab endast sapropeelse lähteaine muundumise tulemusena tekkinud kolloidset massi. Eesti põlevkivi - kukersiit - on kohvipruun kivim, mis sisaldab 20-45 % orgaanilist ainet. Põhiliseks mineraalseks komponendiks kukersiidis on karbonaatsine aine (kaltsiit), mistõttu kukersiit reageerib lahjale soolhappele nagu lubjakivi. Karbonaatsine aine olemasolu kukersiidis on ka silmaga nähtav rohkete organismide kodade näol.

MOONDEKIVIMID

Moondekivimid tekivad tard- või sette kivimeist spetsiifilise geoloogilise protsessi - metamorfismi tulemusena kõrge rõhu, temperatuuri ja kivimeis tsirkuleerivate lahuste

keemilisel toimel, kusjuures mainitud faktorite osatähtsus ühe või teise moondekivimi tekkimisel võib olla väga erinev.

K o n t a k t m e t a m o r f i s m i (puutemoonde) puhul toimub moonduvine kivimi ja sellesse imunud magmaliste lahuste koosmõjul, kusjuures moonustumist põhjustab viimaste kõrge temperatuur ja keemiline aktiivsus. D ü n a m o m e t a m o r f i s m i (rõhemoonde) puhul on peamiseks moonustumist põhjustavaks faktoriks kõrgemal asuvate kivimite raskusest või tektoonilistest liikumistest tingitud ühesuunaline rõhk.

Kõige tugevamini moonduvad kivimid suures sügavuses, kus neid üheaegselt mõjutavad kõik metamorfismi faktorid. Kuna niisugune moone hõlmab suuri piirkondi maakoores, nimetatakse seda r e g i o n a a l s e k s m e t a m o r f i s m i k s (piirkondlikuks moondeks).

Metamorfismiks laiemas mõttes peetakse ka nn. granitiatsiooni, mis kulgeb väga suures sügavuses, kus temperatuur ületab mineraalide sulamistäpi (eelmainitud metamorfismiprotsessides sula faasi ei teki). Arvatakse, et suur osa graniitidest on tekkinud settekivimite niisuguse osalise või täieliku übersulamise tulemusena.

1. Moondekivimite struktuur, tekstuur ja koostis =====

Metamorfismiga kaasneb lähtekivimite ümberkristalliseerumine tahkes olekus. Seetõttu on moondekivimite tekkimisel kõikide mineraalide kristalliseerumistingimused enam-vähem võrdselt ebasoodsad. Järelikult puuduvad moondekivimeis üldjuhul idiomorfised mineraalid. Niisugust struktuuri, mille puhul praktiliselt kõik mineraalid on ebatäiusliku kristallograafilise väliskujuga, nimetatakse kristalloblastiliseks. Kristalloblastilise struktuuri detailiseerimisel peetakse silmas veel peamiste mineraalide üldilmet ja vastavalt sellele, kas see on isomeetriline, plaatjas või piklik, nimetatakse struktuuri vastavalt grano-, lepido- või nematoblastiliseks.

Moondekivimite tekstuur on sageli k i l d a l i n e, mis väljendub peamiste mineraalide paralleelses paiknemises. Eriti selgesti väljendub kildalisus kivimeis, milles olulist osa etendavad vilgud, kloriidid ja talk, s. t. plaatja kaju- ga mineraalid, mille paralleelne asend on hästi märgatav. Kildalisuse tekkimine on tingitud ühesuunalisest rõhust, mil- le mõjul mineraalid kasvavad väiksema vastupanu suunas, s. t. risti rõhu suunale. Seetõttu on kildalise tekstuuri puhul paralleelses asendis mitte ainult eelmainitud plaatja kujuga mineraalid, vaid ka prismaatilised, näiteks amfiboolid. Kildalise tekstuuri puhul lõhestub kivim kildalisusepindasid mööda märksa hõlpsamini kui muudes suundades. Mainitud näh- tus on eriti selge siis, kui kivimis on rohkesti vilke, mil- le lõhenevus on paralleelne plaatide pindadega.

Kõrvuti kildalise tekstuuriga esineb moondekivimeis pä- ris tihti ka m a s s i i v n e tekstuur. Viimane esineb kivimeis, mille tekkimisel ühesuunaline rõhk oli väike või puudus üldse, ja ka kivimeis, milles puuduvad plaatja kujuga mineraalid. Kuna massiivne tekstuur esineb ka tardkivi- meil, tuleb tähelepanelikult jälgida kivimi struktuuri, mis moondekivimeil on kristalloblastiline, tardkivimeil aga hü- pidiomorfne.

Moondekivimid koosnevad üldiselt samadest mineraalidest mis tardkivimidki (kvarts, päevakivid, vilgud, amfiboolid, pürokseenid jms.), kuid neis esineb ka mineraale, mis on eri- ti tüüpilised moondekivimeile - kloriidid, talk, seritsiit, granaadid, epidoot jt. On ka mineraale, mis moondekivimeis üldse esineda ei saa, näiteks vulkaaniline klaas, hüdrogö- tiit, kips, haliit jt.

2. Moondekivimite kirjeldus

=====

Moondekivimite klassifitseerimine toimub põhiliselt geneetiliste tunnuste põhjal, mis arvestavad nii metamorfis- mi liiki kui ka mitmesuguseid lisatingimusi. Üldiselt on kõik niisugused klassifikatsioonid küllaltki keerulised ja paljus suhtes isegi vaieldavad. Seetõttu neid siinkohal ei

esitata, vaid piirduakse ainult moondekivimite jaotamisega kahte, tekstuurilt erinevasse rühma: kristalsed kildad ja massiivsed moondekivimid.

Kristalsed kildad

Kristalsete kiltade tähtsaimateks esindajateks on gneisid, vilkkildad, fülliidid, amfiboliidid, kloriitkildad ja talkkildad.

G n e i s i d on täiskristallilised, suure- või keskmiseteralised, enamasti heleda värvusega kivimid, mis koosnevad peamiselt päevakividest, kvartsist ja vilkudest. Olenevalt vilgu tüübist jagunevad gneisid biotiit-, muskoviit- ja kahevilgugneissideks. Muudest mineraalidest sisaldavad gneisid mõnikord mainimiseväärset hulgal küünekivi (amfiboolgneiss), granaate, grafiiti jt. mineraale. Vilgud paiknevad gneissides paralleelsetel pindadel või moodustavad omaette vööd. Vilkkiltadest erinevad gneisid ebaühtlase värvuse (heledad ribad või läätsed vahelduvad tumedamatega), suure päevakivide sisalduse ja omapärase läätselis-kildalise tekstuuri poolest.

Gneisid võivad tekkida nii tardkivimeist (põhiliselt graniitidest) kui ka settekivimeist (põhiliselt purdkivimeist). Esimesel juhul nimetatakse kivimit ortogneisiks, teisel juhul paragneisiks, kuid neid teineteisest eraldada saab ainult detailse uurimistööga. Olenevalt moonumisastmest esineb looduses mitmesuguseid graniitide ja gneisside vahepealseid erimeid (nende mineraloogiline koostis on sama), mida nimetatakse graniitgneissideks või gneissgraniitideks, olenevalt sellest, kumma kivimi tunnused on valdavad.

Looduses on gneisid kõige levinumad moondekivimid, moodustades olulise osa maakoore aluskorrast. Suurte massiividena leidub gneisse Karjalas, Ukrainas, Uraalides, Kasahstanis, Siberis ja mujal. Ka Eesti rändkivide seas on palju gneisse, gneissgraniite ja graniitgneisse.

Füüsikalisi-mehhaaniliste omaduste poolest sarnanevad gneisid graniitidega, kuid nende omadused pole kõigis suun-

dades võrdsed. Gneisse kasutatakse ehituskividena ja killustiku valmistamiseks.

V i l k k i l d a d jagunevad vilgu tüübist olenevalt kas biotiit-, muskoviit- või kahevilgukiltadeks. Peale vilkude sisaldavad need mainimisväärsel hulgal veel kvartsi ja kloriite, kuid ei sisalda praktiliselt üldse päevakivisid. Vilkkiltade värvus sõltub vilgu tüübist, kuid on üldiselt tumedam kui gneissidel. Struktuurilt on vilkkildad gneissidega võrreldes peenemateralised, kuid üksikud vilgulehed on siiski silmaga nähtavad. Nende tekstuur on väga selgelt kildaline, sageli kurrutatud.

Vilkkildad tekivad peamiselt savikivimite moondumisel ja on vahepealsete vormide kaudu seotud gneisside (päevakivide sisalduse suurenemisel) ja fülliididega (terasuuruse vähenemisel). Looduses esinevad vilkkildad koos gneissidega. Vilkude väikese kõvaduse tõttu vilkkiltadel ehituskivina tähtsust ei ole.

F ü l l i i d i d on suhteliselt madala moondumisastmega väga peeneteralised ja -kildalised kivimid, milles terad on nähtavad ainult mikroskoobi all. Savikiltadest, mille edasiseks moondumismeks fülliidid tavaliselt on, erinevad nad savimineraalide täieliku puudumise poolest. See väljendub visuaalselt selles, et savimineraalidest tekkinud mikroskoopiliste vilgulehekeste paralleelse asendi tõttu on fülliidide kildalisuse pinnal iseloomulik siidiläige. Peamiseks vilguks on fülliidides muskoviit (seritsiit), millega kaasnevad mikroskoopilised kvartsi-, sageli ka kloriiditerad. Viimased annavad kivimile roheka värvuse.

Fülliidite esineb peamiselt noorte kurdmäestike aladel, näiteks Kaukaasias, Karpaatides jm. Nende edasisel moondumisel tekivad vilkkildad. Praktiline tähtsus on fülliididel väike.

Eespool vaadeldud kolm kivimitüüpi on looduses kõige levinumad kristalsed kildad. Ülejäänud etendavad nimetamisväärsset osa vaid üksikutes rajoonides.

A m f i b o l i i d i d on sageli massiivsed, märgatava kildalisuseta kivimid, kuid kuuluvad siiski kristalsete

kiltade rühma, olles viimastega geneetiliselt seotud. Amfiboolgneissidest erinevad amfiboliidid tumedama värvuse poolest, koosnedes peamiselt amfiboolidest (kõige sagedamini küünekivist) ja plagioklassidest, kusjuures tumedate ja heledate komponentide suhteline sisaldus on neis enam-vähem sama mis gabrodes või tumeda värvusega dioriitides. Seetõttu on ilma mikroskoobita sageli raske vahet teha kolme mainitud kivimi vahel. Spetsiifiliseks amfiboliitide tunnuseks tuleb pidada nende kristalloblastilist struktuuri ja terade enamvähem paralleelset orientatsiooni. Ainult amfiboolidest koosnevatel kivimitel (amfiboolkiltadel), mille näiteks on selgelt nematoblastilise struktuuriga rohelised aktinoliitkildad, väljendub kildalisus selgemini.

Amfiboliidid tekivad keskmiste ja aluseliste tardkivimite, mõnikord ka dolomiitmerglite muundumisel. Neid leidub koos gneisside ja vilkkiltadega, kuid väikeste massiividena. Amfiboliite esineb rändkividenä ka Eestis.

Piiratud leviku tõttu ei ole amfiboliitidel suurt praktilist tähtsust, kuigi omadustelt ei jää need maha tardkivimeist ja sobivad ehituskivideks.

K l o r i i t k i l d a d on rohelised, enamasti tumedad, pehmed (noaga kriimustatavad) kivimid, mis koosnevad peamiselt kloriidist ja sisaldavad tavaliselt veel kvartsi, vilke, amfibooli, talki ja mineraale. Kildaliste erimite kõrval esineb looduses ka massiivseid kloriitkive.

Kloriitkildad ja -kivid tekivad aluseliste tardkivimite muundumisel. Praktilist tähtsust neil ei ole.

T a l k k i l d a d on valged, enamasti roheka varjundiga, väga pehmed (küünega kriimustatavad), katsudes libedad kivimid. Peamise mineraali - talgi kõrval sisaldavad talkkildad ja nendega analoogilised massiivsed talkkivid teisejärguliste mineraalidena kvartsi, karbonaate, vilke ja kloriite.

Talkkildad ja -kivid tekivad analoogiliselt kloriitkiltade ja -kividega ning esinevad looduses viimastega koos, olles omavahel seotud vahepealsete vormide - talk-kloriit- ja kloriit-talkkiltade või -kividega (näiteks Uraalis). Suu-

re talgisisaldusega erimeid kasutatakse tule- ja happekindlate materjalide tootmisel.

Kahe viimati mainitud kivimite rühmaga sarnanevad analoogilise tekkega, peene-, sageli mikroteralise struktuuriga päevakivist (albiidist), kvartsist, epidoodist, kloriitidest ja amfiboolidest koosnevad kildalised või massiivsed rohelise värvusega nn. rohekivimid. Kloriit- ja talkkiltadest (-kividest) erinevad rohekivimid suurema kõvaduse poolest (arvestamata mineraloogilisi erinevusi, mis on fikseeritavad ainult mikroskoobi abil).

Massiivsed moondekivimid

Looduses kõige levinumateks massiivseteks moondekivimiteks on kvartsiidid ja marmorid.

K v a r t s i i d i d on massiivsed kristalsed kivimid, mis koosnevad peaaegu ainult kvartsiiteradest tühise vilkude, raudoksiidide jm. mineraalide lisandiga. Puhta koostisega kvartsiidid on valged, kuid enamasti annab raudoksiidi lisand neile punaka tooni, alates õrnroosast ja lõpetades lihapunasega. Kuna kvartsiidis (erinevalt kvartsiivakividest) puudub tsement, on kvartsiidi mürd peaaegu sile ja karpjas (liivakividel on see tavaliselt tsemendi väiksema kõvaduse tõttu teraline).

Vilkude sisalduse suurenemisel omandavad kvartsiidid kildalise tektuuri ja lähevad üle vilkkiltadeks. Raudoksiidide, eriti hematidi sisalduse suurenemisel muutuvad kvartsiidid samuti kildaliseks (hematidi kristallid on plaatjad) ning tekivad nn. raudkvartsiidid (džaspiliidid).

Kvartsiidid tekivad kvartsiivakivide moonumisel. Neid leidub koos kristalsete kiltadega Karjalas, Ukrainas, Uraalis ja mujal, rändkividenä ka Bestis.

Kuigi kvartsiidid on kõige kõvemad kivimid looduses, ei kasutata neid ehituskivina peaaegu üldse, sest nende töötlemine on liiga kallis. Mõned kvartsiidi liigid sobivad kõva tulekindla materjali - dinasi tootmiseks (dinaskvartsiidid). Raudkvartsiidid, mis mõnedes eelpaleosoolistes massii-

vides moodustavad terveid geoloogilisi formatsioone (NSV Liidus Krivoi Rogi ja Kurski-Belgorodi rajoonis), on tähtsad rauamaagid.

M a r m o r i d on täiskristallilised suure-, keskmise- või peeneteralised, põhiliselt kaltsiidist koosnevad granoblastilise struktuuriga kivimid. Lisandeiks on marmorites tavaliselt vilgud, raudoksiidid ja magneesiumoksiidid (mineraalid periklass MgO ja brusiit $Mg[OH]_2$). Puhtad marmorid on valged, kuid lisandid võivad neile anda väga mitmesuguseid värvusi. Sageli on marmorid punased, harvemini kollakad, sinakad, rohekad, hallid, isegi mustad (orgaanilise aine lagunemisel tekkinud grafiidi toime). Kuna sageli lisandid ei jaotu massiivis ühtlaselt, on värvilised marmorid tihti laigulised, vöödilised või täiesti korrapäratu värvimustriga. Marmorid reageerivad nagu lubjakividki energiliselt lahja soolhappega, kuid erinevalt lubjakividest on marmorid ühtlasteralise granoblastilise struktuuriga ega sisalda kunagi kivistisi.

Marmorid tekivad lubjakivide ja dolomiitide moonumisel ja neid leidub peamiselt kurdmäestikes, näiteks Uraalis, Karpaatides ja mujal. Kristalses aluskorras on marmoreid vähe.

Marmorid on hästi töödeldavad ja poleeritavad ning küllaltki suure mehhaanilise tugevusega, mistõttu neid kasutatakse ehitus- ja dekoratiivkivina peamiselt sisetöödel. Välisõhu ja niiskuse käes pole marmorid kaltsiidi suhteliselt kerge lahustuvuse tõttu kuigi püsivad. Peeneteralist valget marmorit kasutatakse skulptuuris ja elektrotehnikas (lülituskilbid).

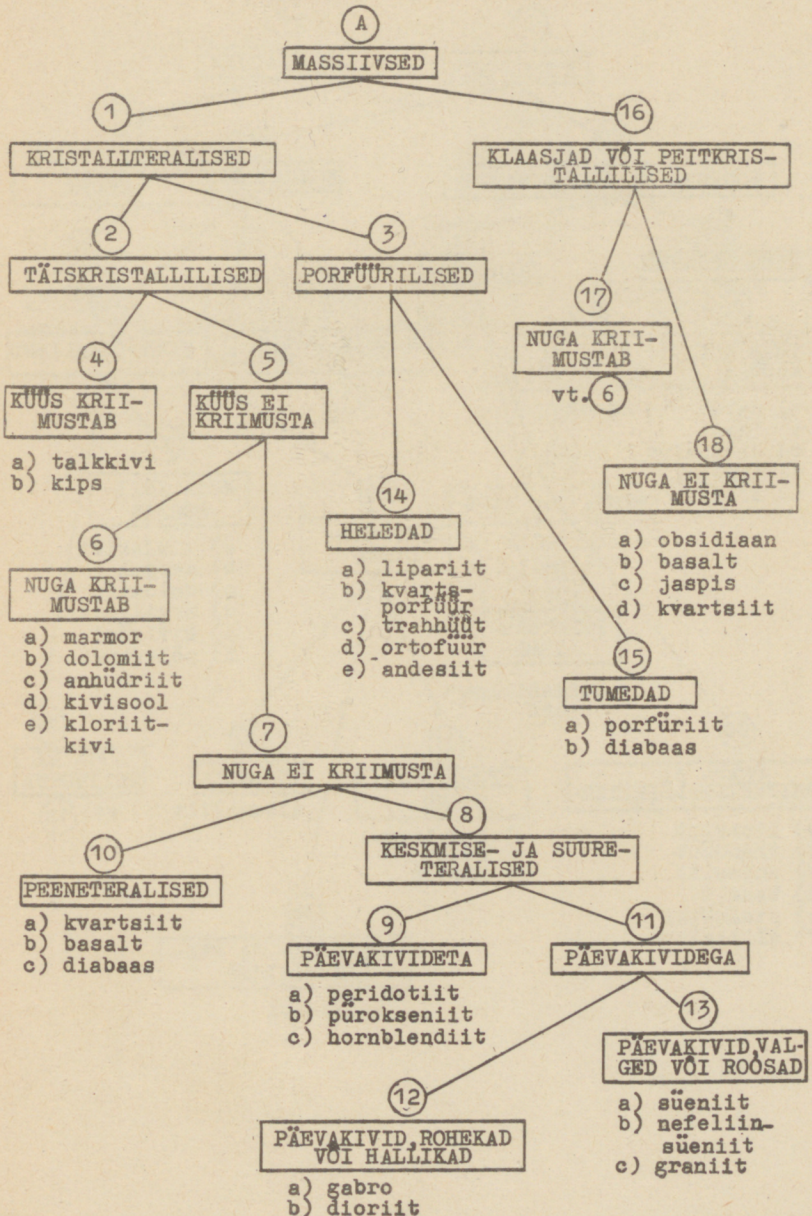
KIVIMITE MÄÄRAMINE

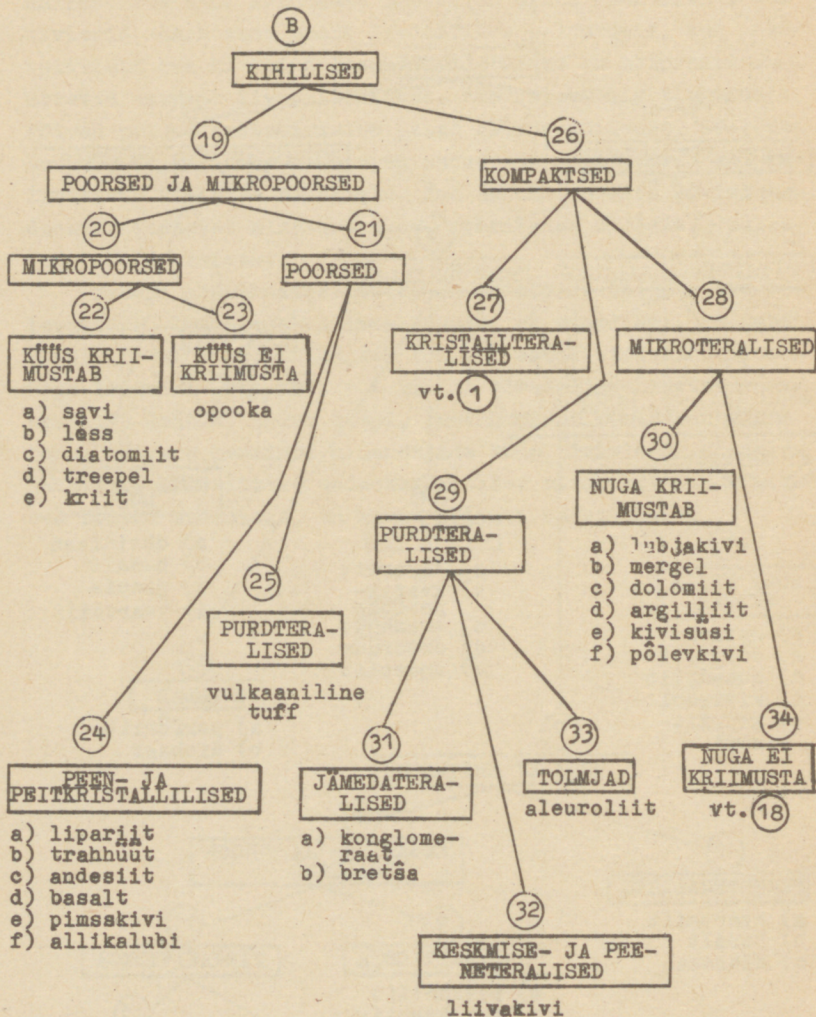
Kivimite visuaalseks määramiseks kasutatakse abivahenditena luupi (struktuuri ja mineraloogilise koostise määramiseks), taskunuga ja lahjendatud soolhapet (3-5 %-list). Määramise hõlbustamiseks on koostatud tabel 7, mille abil määramist alustatakse. Tabelis on kivimid jaotatud kolme,

tekstuurilt erinevasse rühma: massiivsed, kihilised ja kihaldised kivimid. Niisugune jaotus on eriti efektiivne, kui kivimeid määratakse nende looduslikes paljandeis, kus settekivimid oma kihilise lasumisviisi tõttu on hõlpsasti eraldatavad muudest kivimiliikidest. Laboratoorseis tingimuses võivad paljud settekivimite palad olla massiivsed. Seetõttu on paljude kivimite nimetused antud nii massiivsete kui ka kihiliste kivimite rubriigis. Kui antud tundmatu kivimi omadustele vastavat nimetust ühest rubriigist ei leia, tuleb seda otsida teisest.

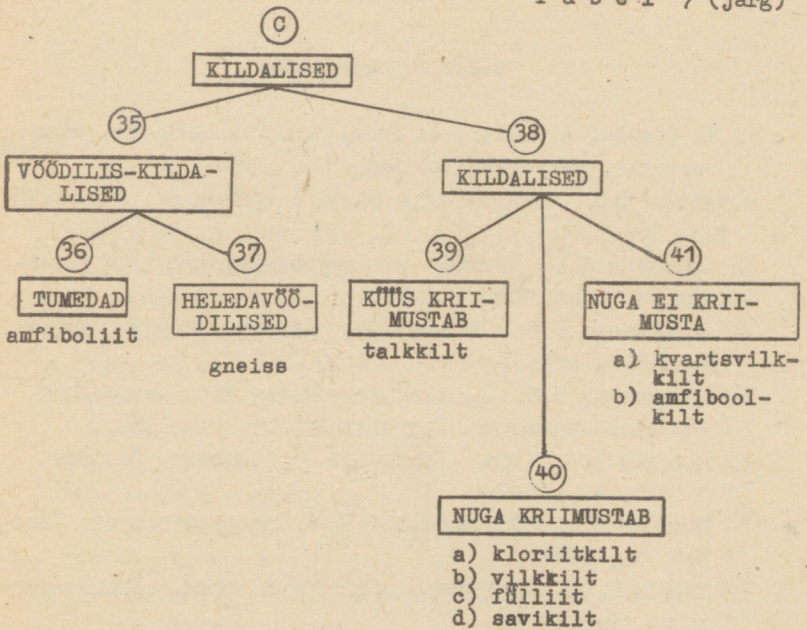
Tabeli kasutamispriinitsiip on mõistetav täiendavate seletustega, kuid tuleb silmas pidada, et sisuliselt on tabel ainult "võti", mis hõlbustab tekstis antud kirjelduste seas õige leidmist. Kui uuritava kivimi tõenäoline nimetus on tabelist leitud, tuleb luupi, taskunuga ja soolhapet kasutades määrata peamiste mineraalide tüüp kivimis ja võrrelda seda tekstis esitatud andmetega. Alles siis, kui need ühtivad leitud andmetega, on kivim õigesti määratud.

Tabel kivimite määramiseks





T a b e l 7 (järg)



Kasutatud kirjandus

1. K. Ojaste, A. Reier, K. Mens. Kristallograafia, mineraloogia, petrograafia. ERK, Tln., 1964.
2. Зубков В.В. Краткий курс общей петрографии. Углетехиздат, М., 1950.
3. Лебедева Н.Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. МГУ, М., 1962.
4. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. "Высшая школа", М., 1967.
5. Лодочников В.Н. Краткая петрология без микроскопа для неспециалистов. Госгеолтехиздат, М., 1956.
6. Малахов А.А. и др. Практикум по геологии. "Высшая школа", М., 1966.
7. Панюков П.Н., Перфильева З.Г. Основы геологии. "Недра", М., 1968.
8. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, М., 1958.

S i s u k o r d

Eessõna	3
I. M I N E R A L O O G I A	4
1. Mineraalide omadused	4
a. Füüsilised omadused	5
b. Keemilised omadused	14
2. Mineraalide klassifikatsioon	15
3. Tähtsamate kivimit moodustavate mineraalide kirjeldus	16
a. Ehedad elemendid	16
b. Sulfiidid	16
c. Hapnikuühendid	17
Oksiidide ja hüdroksiidide klass	17
Silikaatide klass	19
Karbonaatide klass	28
Sulfaatide klass	29
Fosfaatide klass	30
Halogeniidide klass	30
4. Mineraalide määramise tabel	30
II. P E T R O G R A A F I A	36
TARDKIVIMID	38
1. Tardkivimite mineraloogiline koostis, struktuur ja tekstuur	39
2. Tardkivimite klassifikatsioon	41
3. Tardkivimite lasumisviis	41
4. Tardkivimite eralduvus	43
5. Tardkivimite kirjeldus	44
a. Ultraaluseliste kivimite klass	44
b. Aluseliste kivimite klass	45
c. Keskmiste kivimite klass	47

Süeniidi rühm	47
Dioriidi rühm	49
d. Happeliste kivimite klass	51
e. Leeliskivimid	54
SETTEKIVIMID	55
1. Settekivimite klassifikatsioon	57
2. Settekivimite koostis, struktuur ja tekstuur	58
3. Settekivimite kirjeldus	63
a. Purdkivimid	63
Jämedapurrulised kivimid e. psefiidid . .	63
Liivkivimid e. psammiidid	64
Tolmkivimid e. aleuriidid	66
Segakoostisega purdkivimid	67
Püroklastilised kivimid	67
b. Savikivimid	68
c. Keemilised ja biokeemilised kivimid . . .	71
Ränikivimid e. silitsiidid	71
Karbonaatsed kivimid	72
Soolkivimid	76
Kaustobioliidid	77
MOONDEKIVIMID	78
1. Moondekivimite struktuur, tekstuur ja koostis	79
2. Moondekivimite kirjeldus	80
Kristalsed kildad	81
Massiivsed moondekivimid	84
KIVIMITE MÄÄRAMINE	85
Kasutatud kirjandus	90

Hind 47 kop.

EESTI AKADEEMILINE RAAMATUKOGU



1 0200 00074349 6