

A-31581

TALLINNA POLÜTEHNILINE INSTITUUT

Mäekateeder

A. R e i e r

METOODILINE JUHEND MINERAALIDE JA

KIVIMITE MÄÄRAMISEKS

Tallinn
1970

ТАЛЛИНСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Кафедра горного дела

А. Рейер

МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ
МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

На эстонском языке

ARHIIVKOGU

Tartu Riikliku Ülikooli
Raamatukogu

79080

Heaks kiidetud kateedri
koosolekul 19. V 1970

Vastutav toimetaja H. Aruküla

Trükkida antud 6. XI 1970. Paber 60x84/16
Trükipg. 6,25. Tingpg. 5,81. Tiraaz 500. Tell.551
TPI rotaprint, Tallinn, Koskla 2/9

Tasuta

EESÕNA

Käesoleva metoodilise juhendi eesmärgiks on anda lühikäsitluste looduses kõige levinumatest mineraalidest ning kivimitest ja ühtlasi tutvustada nende määramise lihtsamaid meetodeid. Juhend on määratud peamiselt TPI ehitusteaduskonnale 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 mällujätmisele.

Tuleb rõhutada, et raamatu põhieesmärgiks on siiski ainult mineraalide ja kivimite määramise oskuse arendamine üliõpilastel, mitte aga mineraloogia ja petrograafia põhialuste 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. MINERALOGIA

Mineraloogia on geoloogia haru, mis tegeleb mineraalide igakülgse uurimisega. Mineraalideks nimetatakse homogeeniseid, 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 piirdutakse 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 komplektseeritud 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 kombineerimisel 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 järelilikult ka omaduste identsust selle kõigis punktides. Praktiliselt tähendab see seda, et uurimiseks võib kasutada antud kristalli igat juhuslikku tükki.

Anisotroopsuseks nimetatakse kehade omaduste vektoriaalsust, mis väljendub selles, et paralleelsetes suundades on kehade omadused ühesugused, mitteparalleelsetes suundades aga üldjuhul erinevad.

Märksa harvemini esineb mineraalide seas amorfseid aineid, mis erinevad kristalsetest korrapärase sisemise ehituse poolest. Kuigi ka amorfsetes ainetes võib esineda üksikuid ruumvõre fragmente, paiknevad viimased enam-vähem juhuslikult. Seetõttu on amorfsete kehad nagu kristalseteki homogeensed, kuid nende omadused on kõigis suundades ühesugused, s.t. amorfsete ained on isotroopsed. Amorfsete ainete vähesus looduses on tingitud sellest, et nende siseenergia on osaliselt kompenseerimata. Et igal välisjõududest isoleeritud süsteemil on tendents saavutada minimaalse siseenergiaga seisundit, mis esineb kristalse ehituse puhul, omandavad ka amorfsete kehad aja jooksul kristalsetele ainetele iseloomuliku võrelise ehituse.

Kristalsete ainete sisemine korrapärasus väljendub tihti ka mineraalide väliskujus. Kui kristalse ehitusega mineraal tekib ideaalseis tingimuses, kujuneb see hulktahukaks, mida iseloomustab kindel sümmeetria-aste. Looduses valitsevad ideaalsed mineraalide tekkimise tingimused ainult erijuhtudel, sest üheaegsel tekkimisel, mis looduses on tavaline, takistavad naaberkristallid üksteist kõigis ruumis suundades võrdset arenemast, mis paratamatult moonutab mineraali ideaalset väliskuju. Sellest hoolimata säilib mineraalidel ka niisugusel juhul tendents moodustada antud ainele iseloomuliku väliskujuga hulktahukaid. Seetõttu võib mineraali väliskuju mõningasest moonumisest hoolimata sageli aimata ja tahkudevaheliste nurkade mõõtmise teel ka täpselt määrata, kuidas näeb välja antud mineraali ideaalkristall. Amorfsete ained ei esine looduses kunagi hulktahukatena.

Ideaalsete kristalsete hulktahukate sümmeetria-astme iseloomustamiseks kasutatakse mõeldavaid punkte, sirgeid ja tasandeid, mida nimetatakse sümmeetriaelementideks. Oluulisemad neist on järgmised.

1. I n v e r s i o o n i k e s e (sümmeetriakese) - punkt kristallis, mida suvalises suunas läbiv sirge lõikab sellest mõlemal pool võrdset kaugusel kristalli identseid punkte. Inversioonikeskme olemasolu puhul vastab kristalli

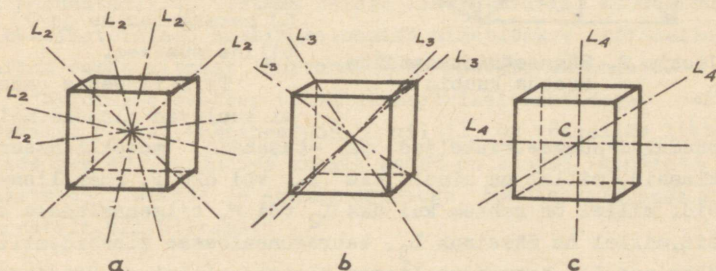
igale tahule samasugune paralleelne tahk. Inversioonikeskme tähis on C.

2. Sümmeetriatelg on kristalli läbiv mõtteline sirge, mille ümber kristalli pöörates kordub selle algasend täisringi jooksul teatav arv kordi. Kristallide puhul võib niisuguseid kordumisi olla kaks, kolm, neli ja kuus. Olenevalt kordumiste arvust ühe täisringi jooksul nimetatakse sümmeetriatelgi vastavalt teist, kolmandat, neljandat ja kuendat järku telgedeks ning tähistatakse L_2 , L_3 , L_4 ja L_6 . Ühes ja samas kristallis võib olla rohkem kui üks sama järku telg (erandiks on L_6 , mida saab kristallis olla ainult üks) või ka mitu erinevat järku telge.

3. Sümmeetriatasand on mõeldav tasapind, mis jaotab kristalli kaheks võrdseks osaks nii, et üks on teise peegeldus. Sümmeetriatasandeid (tähistus P) võib ühes ja samas kristallis olla 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 või 9.

Sümmeetriaelementide kombineerumise näitena vaatleme kuubi, milles esinevad kõik eelmainitud sümmeetriaelementid, välja arvatud L_6 .

Et kuubi igale tahule (ruudule) vastab paralleelne samasugune tahk, on kuubil inversioonikeske C.



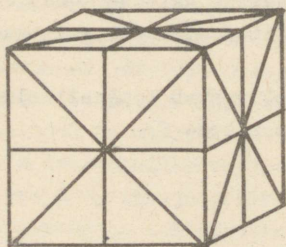
Joonis 1. Sümmeetriatelgede asetus kuubis

Paralleelsete vastasservade keskpunkte ühendavad sirged on teist järku sümmeetriateljed, sest kuupi nende ümber pöörates kordub algasend 180° järel. Et servi on kuubil 12, on tal $6L_2$ (joonis 1a).

Vastastippusid ühendavad sirged on kolmandat järku sümmeetriateljed, sest kuupi nende ümber pöörates kordub algasend 120° järel. Et tippe on kuubil 8, on kuubil $4L_3$ (joonis 1b).

Vastastahkude keskpunkte ühendavad sirged on neljandat järku sümmeetriateljed, sest kuupi nende ümber pöörates kordub algasend 90° järel. Et tahke on kuubil 6, on tal $3L_4$ (joonis 1c).

Sümmeetriatasandeid on kuubil 9. Kuus neist lõikavad kuubi kaheks peegelvõrdseks osaks tahkude diagonaale mööda, kolm aga paralleelselt tahkudega (joonis 2).



Joonis 2. Sümmeetriatasandite asetus kuubis

puuduvad sümmeetriateljed ja -tasandid, monokliinsesse klassid, millel on ainult üks L_2 või üks P, rombilsesse klassid, millel on rohkem kui üks L_2 või P, trigonaalsesse klassid, millel on üksainus L_3 , tetragonaalsesse klassid, millel on üksainus L_4 , heksagonaalsesse klassid, millel on üksainus L_6 , ja kuubilisse klassid, millel on tingimata $4L_3$. Mainitud

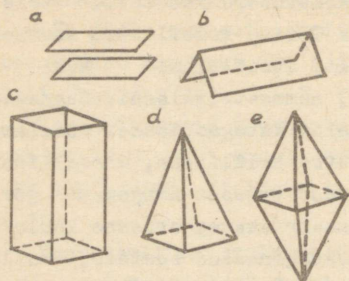
Sümmeetriaelementide koosesinemise variante ehk nn. sümmeetriaklasse saab kristallide puhul olla üldse 32. Need 32 sümmeetriaklassi rühmituvad seitsmesse kristallograafilisse süsteemi ehk süngooniasse: 1) trikliinne, 2) monokliinne, 3) rombiline, 4) trigonaalne, 5) tetragonaalne, 6) heksagonaalne ja 7) kuubiline süsteem.

Trikliinsesse süsteemi kuuluvad klassid, millel

nn. tunnussümmeetriaelementide kombineerumise tõttu teiste sümmeetriaelementidega (L_2 , P ja C ning kuubilises süsteemis ka L_4 -ga) kuulub igasse süsteemi 2 (trikliinne) kuni 7 (tetragonaalne ja heksagonaalne) sümmeetriaklassi. Sümmeetriasisüsteemid liidetakse omakorda kolme kategooriasse. Madalamasse sümmeetriakategooriasse kuuluvad trikliinne, monokliinne ja rombiline süsteem, millel puudub teisest kõrgemat järku sümmeetriatelg. Keskmisesse sümmeetriakategooriasse kuuluvad trigonaalne, tetragonaalne ja heksagonaalne süsteem, millel on üksainus teisest kõrgemat järku sümmeetriatelg. Kuubiline süsteem, millesse kuuluvatel klassidel on rohkem kui üks teisest kõrgemat järku sümmeetriatelg (alati $4L_3$, mõnikord veel $3L_4$), moodustab omaette, kõrgema kategooria.

Et sümmeetriaelemendid määravad kristallide tahkude vastastikuse asetuse ruumis, saavad kristallides esineda ainult kindlad tahkude asendid, mis moodustavad vastavalt antud süsteemis ja klassis esinevatele sümmeetriaelementidele mingi kujundi. Identsetest, üksteisest sümmeetriaoperatsioonide abil pööramise ja peegeldamise teel tuletatavatest tahkudest moodustatud kujundeid nimetatakse lihtvormideks. Seejuures on mõistel "kujund" kristallograafias laiem tähendus kui geometrias. Nimelt võivad kristallograafilised kujundid (lihtvormid) olla "avatud", s.t. piirata ruumi mitte kõigis suundades. Niisugused "avatud" lihtvormid ei saa loomulikult üksi moodustada reaalseid kristalle, vaid peavad geomeetrilise keha moodustamiseks liituma teiste lihtvormidega, moodustades nn. kombinatsioone. Kombinatsiooniks nimetatakse kristallograafias seega mitmest lihtvormist koosnevaid kujundeid.

Lihtvormide seotuse tõttu sümmeetriaelementidega, mis teatavasti võivad kombineeruda 32 viisil, on võimalike lihtvormide arv 47, kusjuures enamik neist on seotud kindlate sümmeetriasisüsteemide ja -kategooriatega. Kombinatsioonide arv on praktiliselt piiramatu.



Joonis 3. Madalama sümmeetriakategooria tähtsaimad lihtvormid:

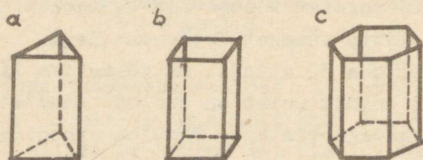
a - pinakoid; b - dieeder; c - rombiline prisma; d - rombiline püramiid; e - rombiline bipüramiid

rombiline prisma - neljast paarikaupa paralleelsest ristkülikust koosnev lihtvorm (joonis 3c);

rombiline püramiid - neljast erikülgsest ühes tipus lõikuvast kolmnurgast koosnev lihtvorm (joonis 3d);

rombiline bipüramiid - kahest põhjapiidi liitunud rombilisest prismast koosnev lihtvorm (joonis 3e).

Madalama kategooria lihtvormidest võivad keskmise kategooria kristallides esineda ainult monoeder ja pinakoid. Ainult keskmise kategooria kristallides on võimalikud üldse 25 lihtvormi, millest tähtsamad on:



Joonis 4. Keskmise sümmeetriakategooria tähtsaimad prismad:

a - trigonaalne; b - tetragonaalne; c - heksagonaalne

Madalama kategooria lihtvormidest on peamised:

monoeder - üksainus tahk, mis kristallis ei kordu;

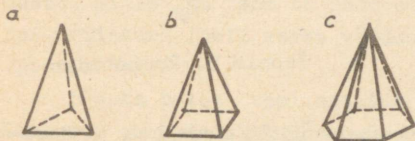
pinakoid - kahest paralleelsest tahust koosnev lihtvorm (joonis 3a);

dieeder - kahest mitteparalleelsest tahust koosnev lihtvorm (joonis 3b);

trigonaalne prisma - kolmest 60° all lõikuvast ristkülikust koosnev lihtvorm (joonis 4a);

tetragonaalne prisma - neljast 90° all lõikuvast ristkülikukujulisest tahust koosnev lihtvorm (joonis 4b);

heksagonaalne prisma - kuuest 120° all lõikuvast ristkülikukujulisest tahust koosnev lihtvorm (joonis 4c);



Joonis 5. Keskmise sümmeetriakategooria tähtsaimad püramiidid:
a - trigonaalne; b - tetragonaalne;
c - heksagonaalne

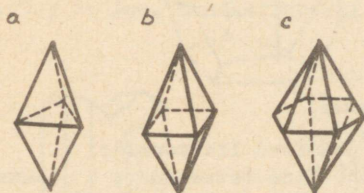
trigonaalne püramiid - kolmest võrdhaarse kolmnurga kujulisest, ühises tipus lõikuvast tahust koosnev lihtvorm (joonis 5a);

tetragonaalne püramiid -

neljast võrdhaarse kolmnurga kujulisest, ühises tipus lõikuvast tahust koosnev lihtvorm (joonis 5b);

heksagonaalne püramiid - kuuest võrdhaarse kolmnurga kujulisest, ühises tipus lõikuvast tahust koosnev lihtvorm (joonis 5c);

trigonaalne, tetragonaalne ja heksagonaalne bipüramiid koosnevad kahest vastava nimetusega püramiidist, mis on põhjapidi koos nii, et ühe tahud on teise peegelduseks (joonis 6a, b ja c).

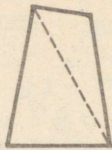


Joonis 6. Keskmise sümmeetriakategooria tähtsaimad bipüramiidid:

a - trigonaalne; b - tetragonaalne; c - heksagonaalne

Tetragonaalse süsteemi spetsiifiliseks lihtvormiks on tetragonaalne tetraeder - neljast võrdhaarse kolmnurga kujulisest tahust koosnev lihtvorm, mille igas tipus lõikub kolm tahku (joonis 7). Trigonaalses süsteemis esineb sageli romboeder - kuuest paarikaupa paral-

leelsest rombikujulisest tahust koosnev lihtvorm, mis sisuliselt vastab diagonaali suunas kokkuvajutatud kuubile (joonis 8).

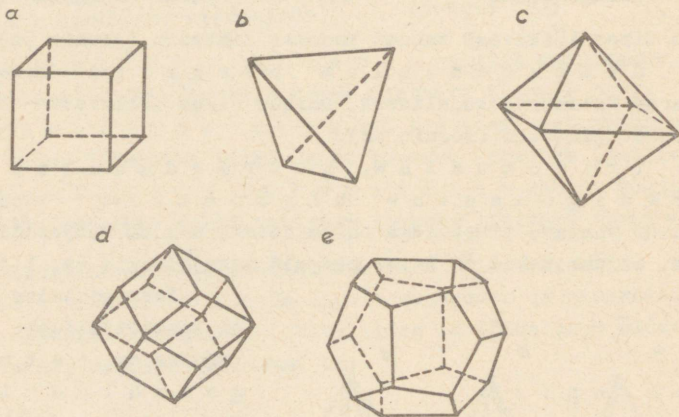


Joonis 7. Tetragonaalne tetraeder



Joonis 8. Romboeeder

Kuubilises süsteemis ei esine ühtki madalama ja keskmise kategooria lihtvormi. 15 kuubilise süsteemi lihtvormist on 5 nn. põhivormi, mille tahkude kahe-, kolme- või kuuekordistamise teel on tuletatavad ülejäänud 10. Põhivormideks on:



Joonis 9. Kuubilise süsteemi peamised lihtvormid:

a - kuup (heksaeeder); b - kuubiline tetraeder; c - oktaeder; d - rombdodekaeder; e - pentagoon-dodekaeder

k u u p (**h e k s a e e d e r**) - kuuest paarikaupa paralleelsest ruudukujulisest tahust koosnev lihtvorm (joonis 9a);

t e t r a e e d e r (täpsemini: kuubiline tetraeder) - neljast võrdkülgse kolmnurga kujulisest tahust koosnev lihtvorm, mille igas tipus lõikub kolm tahku (joonis 9b);

o k t a e e d e r - kaheksatahukas, mille iga tahk on võrdkülgne kolmnurk (joonis 9c);

r o m b d o d e k a e e d e r - kaksteisttahukas, mille iga tahk on romb (joonis 9d);

p e n t a g o o n d o d e k a e e d e r - kaksteisttahukas, mille iga tahk on sümmeetriline, kuid mitte korrapärane viisnurk (neli serva võrdse, viies erineva pikkusega) (joonis 9e).

Lõpuks tuleb veel mainida kristallide nn. kaksikuid. Looduses on kristallid üksteisega tavaliselt liitunud juhuslikult, kuid mõnikord esineb ka seaduspäraselt kokkukasvanud kristallipaare, milles üks on asendatav teisega peegeldamise või teatava nurga võrra pööramise teel. Niisuguseid moodustisi, millel on mingi ühine kristallivõre pind, nimetatakse kaksikuteks. Mõnedel kaksikutel on niivõrd iseloomulik väliskuju, et seda saab kasutada diagnoosimiseks. Näiteks tekivad kipsikristallide seaduspärasel kokkukasvamisel iseloomuliku kujuga nn. "pääsusabakaksikud" (joonis 10). Kui seaduspäraselt kasvab kokku rohkem kui kaks kristalli, nimetatakse tekkinud moodustisi polüsünteesilisteks kaksikuteks. Polüsünteesilistes kaksikutes on tavaliselt samas ruumilises asendis iga üksikindiviid üle ühe, s.o. samas asendis on näiteks 1., 3., 5. jne. üksikkristall, iga 2., 4., 6. jne. üksikkristall on jällegi ühesuguses asendis, mis aga ei vasta 1., 3., 5. jne. üksikkristalli asendile.



Joonis 10. Kipsi kaksikkristall

Kuigi kristallid esinevad looduslikes tingimustes ideaalselt täiuslikul kujul ainult erandjuhtudel, säilib ja on märgatav neid moodustavate lihtvormide või kombinatsioonide poolt põhjustatud välisilme. Sellele vastavalt eraldatakse väliskuju põhjal mineraalide seas isomeetrisi, prismaatilisi ja plaatjaid kehasid. Isomeetrisel kehadel on kolm ruumimõõdet enam-vähem võrdsed. Tüü-

pilised isomeetrilised kehad on kõik kuubilise süsteemi lihtvormid ja nende kombinatsioonid, paljud romboeedrid jne. Prismaatilistel kehadel on üks ruumimõõde pikem kahest ülejäänust. Niisuguse kuju annavad kehale prismad ja bipüramiidid. Plaatjatel kehadel on kaks ruumimõõdet pikemad kolmandast. Eriti sageli on plaatja kujuga pinakoididega piiratud kehad.

Juhul kui on tegemist paljudest üksikkristallidest koosneva sama mineraali agregaadiga, omandab viimane sõltuvalt kristallide väliskujust sageli iseloomuliku ilme. Näiteks on isomeetristest kristallidest koosnev agregaat teraline, nõeljatest kristallidest koosnev agregaat kiuline (sassiskiuuline, 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 peasegu alati seotud viskoosete kolloidsete lahuste - geelide tardumisega, mistõttu amorfsed mineraalid moodustavad tavaliselt koorikuid ning poorseid ja kärjelisi agregate 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 amorfsed agregaadid aja jooksul kristalse struktuuri, säilitades seejuures endise välisilme. Niisuguseid nn. peitkristalseid agregate pole seetõttu ainult välisel vaatlusel hõlpus amorfsetest eraldada.

Lõpuks tuleb nimetada veel mõningaid agregate, mis tekkivad eritingimustes ja on seejuures omapärase välisilme ning sisemise ehitusega. Tähtsamad neist on järgmised.

D r u 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 11).

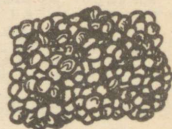
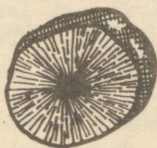


Joonis 11. Druus

Dendriidideks nimetatakse enam-vähem tasasel aluspinnal üksteise külge kasvanud kristallide agregaatide, mis meenutavad harulisi oksid. Üldtuntud on jääkristallide dendriidid aknaklaasil.

Sekretsiioonid on enam-vähem isomeetriselised kontsentriselise ehitusega agregaadid, 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 kontsentriselisi võõndeid, mille paksus ja värvus erinevad (joonis 12).



Joonis 12. Sekretsiioon Joonis 13. Konkretsiioon Joonis 14. Ooliit

Konkretsiioonid sarnanevad välimuselt sekretsiioonidega, olles keraja või mugulja kujuga. Konkretsiioonid tekivad tahenevates setetes, peamiselt liivades ja savides, kusjuures erinevalt sekretsiioonidest toimub nende kasvamine keskkohast eemale. Seetõttu on konkretsiioonid sageli radiaalkiirelise ehitusega (joonis 13).

Ooidid on samuti kerajad, kuid enamasti väikesed (läbimõõt kuni mõne mm-ni) kontsentriselise-koorikulise ehitusega agregaadid, mis on tekkinud mineraalse aine settimisel vees hõljuvate mineraaliterade, merekarbi kildude või isegi gaasi-

mullide ümber. Ooidid on enamasti liitunud suuremateks, kalamarja meenutavateks agregaatideks, nn. ooliitideks (joon. 14).

Mineraalide värvus. Mineraalide värvuse põhjustajaks on nende keemiline koostis, kuid sageli mõjutavad seda veel paljud muud faktorid, näiteks mingi värvust mõjutav lisand (isegi väga tühine), defektid kristallivõres jms. Seetõttu võib sama mineraali värvus, olenevalt peamiselt tekkimistingimustest, 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 kõrvalfaktorid 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 ebatasasused hajutavad peegeldunud kiiri ja läikeefekt nõrgeneb, kuid omandab juhul, kui ebatasasused on mikroskoopilised ja korrapärased, spetsiifilise iseloomu, mida saab kasutada diagnoosimisel. Näiteks omandab pind, mis on kaetud silmaga nähtamatute tihedalt paiknevate lohukestega, rasvaläike, s.t. mineraali pind näib olevat kaetud õhukese rasva- või õlikorraga. Kui lohukesed on suuremad, omandab pind tõrva- või vahaläike. Veel suuremate ebatasasuste puhul omandab pind muldse ilme. Peenekiulisel pinnal on omapärane, siidkangale omane siidiläige. Lehtja struktuuriga mineraalidel on mõnikord pärlmuutriläige.

Mineraalide kõvadus. Kõvaduse määramiseks kasutatakse mineraloogias võrdlemismeetodit, kusjuures kõvaduse all mõistetakse mineraali vastupanu mingi tuntud kõvadusega eseme kriimustamisele. Kõvaduse etalooniks 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 $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$	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 $K[AlSi_3O_8]$	6
Kvarts SiO_2	7
Topaas $Al_2[SiO_4][OH]_2$	8
Korund Al_2O_3	9
Teemant C	10

Kõvaduse määramiseks valitakse mineraalil võimalikult sile pind ja püütakse seda kriimustada etaloonmineraali terava servaga. Kui etaloonmineraal jätab ka nõrga surve puhul pinnale kriimu, on ta uuritavast mineraalist suurema kõvadusega ja skaalast valitakse eelmine mineraal, millega korratatakse sama operatsiooni jne., kuni järjekordne etaloonmineraal pinnale enam kriimu ei jäta. Kontrollimiseks püütakse nüüd uuritava mineraaliga kriimustada etaloonmineraali. Kui ka selle pinnale märgatavat kriimu ei jää, loetakse mõlema mineraali kõvadused võrdseks. Kui aga uuritav mineraal jätab etaloonmineraali pinnale kriimu, loetakse selle kõvadust antud etaloonmineraali (n) ja skaalas 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 kriimustamise tõttu, sest teradevaheline side on alati nõrgem üksikute terade kõvadusest. Seetõttu on peeneteraliste agregaatide puhul parem proovida nendega kriimustada etaloonmineraali ja hoolikalt kontrollida, kas viimase pinnale jäänud jälg on tõesti tekkinud kriimustamise tagajärjel või on kriimustamiseks kasutatud tükist lahtipundenud terade riba.

Mineraalide kõvaduse määramiseks kasutatakse sageli etaloonmineraalide asemel ka muid tuntud kõvadusega esemeid, näiteks sõrmeküünt (kõvadus 2-2,5), pronksmünti (kõvadus 3), raudnaela (kõvadus 4), aknaklaasitükki (kõvadus 5), tasku-noa 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, väljendub 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 moodsa 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 hulk tahukateks (näit. kivisool kuupideks, kaltsiit romboedriteks jne.).

K e s k m i s e e h k s e l g e lõhenevuse puhul puruneb mineraal kahes suunas tasandeid moodsa, 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 amorfised 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 lõhenevuseeta mineraalidele. Viimastel esineb sageli kumer või nõgus kontsentris-lainjas merekarpide pinda meenutav k a r p j a s murd (kvarts, kaltseidon 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 väikese 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 hoolikast 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 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 $2,5-3,5 \text{ g/cm}^3$ piires ja nende üksteisest eraldamine ainult käes kaalumise teel pole praktiliselt võimalik. On aga üksikuid kivimit moodustavaid mineraale, mille tihedus on üle 4 g/cm^3 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 CO_2 toimel kihisema.

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

b. Keemilised omadused

Mineraalid on enamasti keemilised ühendid, harvemini ehad keemilised elemendid. Seetõttu on mineraalide iseloomustavaks tunnuseks ka nende keemiline koostis. Keemiline koos-

tis 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 tunnuseks ainult erandjuhtudel.

Mineraali keemilist koostist iseloomustab valem, mis on koostatud rohkete keemiliste analüüsitud tulemuste põhjal kõigi tuntud mineraalide jaoks. Mineraalide empiirilised valemid väljendavad neis sisalduvate keemiliste elementide või oksiidide suhtelist sisaldust. Näiteks on mineraali muskoviit 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 röntgenomeetria uurimuste tulemusena õnnestunud dešifreerida ka paljude mineraalide kristallivõre ehitust, mistõttu nr. struktuurivalemite väljendatakse peale keemilise koostise ka elementide osa kristallivõre ehituses. Struktuurivalemis eraldatakse anioonidena võres esinevad elemendid nurksulguudega katioonidest. See on eriti oluline mineraali struktuuri mõistmiseks, kui anioonid kujutavad endast mitmest elemendist koosnevat keerukat kompleksi. Näiteks võib muskoviidi struktuurivalemist $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]$ 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 kristallivõre identsust. Järelikult võivad isomorfsete mineraalide võres analoogiliste elementide ioonid (mõnikord ka ionide rühmad) üksteist asendada, ilma et seejuures muutuksid võre ehitus ja mõõtmed. Näiteks on isomorfsete mineraalid forsteriit Mg_2SiO_4 ja fajaliit Fe_2SiO_4 . Kui mõlemad mineraalid lahusest üheaegselt kristalliseeruvad, tekivad üheainsa

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. Seega on oliviini valem $(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$. Isomorfsed asendumised võivad olla ka keerukamad. Looduses väga tähtsad kivimit moodustavad mineraalid plagioklassid on kahe mineraali - albiidi $Na[AlSi_3O_8]$ ja anortiidi $Ca[Al_2Si_2O_8]$ isomorfne segu, kusjuures neis asendavad teineteist igasuguses proportsioonis ioonide kompleksid $NaSi^{+5}$ ja $CaAl^{+5}$.

2. Mineraalide klassifikatsioon

Mineraalide klassifitseerimisel on aluseks nende keemiline koostis ja kristallivõre ehitus, kusjuures mõlemad on omavahel seotud. Kaasaegsetes mineraalide keemilistes klassifikatsioonides on suurimaks ühikuks rühmkonnad, mis happe- radikaalide tüübi põhjal jagunevad klassideks. Klasside alamklassideks jaotamine baseerub struktuurilistel tunnustel. Kivimit moodustavad mineraalid kuuluvad üldse nelja rühmkonda.

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

Valdav enamik kivimit moodustavatest mineraalidest on hapnikuühendid, mis jagunevad oksiidide, silikaatide, fosfaatide, 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 maakoores suhteliselt haruldased ja esinevad tavaliselt vaid harvade väikeste teradena (näit. kuld, plaatina, teemant jms.). Seetõttu võib kivimit moodustavateks mineraalideks pidada vaid grafiiti ja väävlit, mis mõnedes kivimitüüpides etendavad olulist osa.

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

V ä ä v e l S. Väavel tekib peamiselt biokeemilisel teel mõnedes looduslikes settebasseinides, vulkaaniliste gaaside sublimeerumisel, mõnikord ka väävlit sisaldavate mineraalide porsumisel. Tööstuses kasutatakse väävlit kummi- ja paberi- tööstuses, 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 kivimi-
tüüpides, peamiselt üksikute hajuteradena. Eestis sisaldavad
püriiditerasid paljud lubjakivid ja dolomiidid. Püriidikonk-
retsioone esineb kambriumi liivakivides ja savides, druusi-
taolisi moodustisi lubjakivide lõhedes ja diktüoneemakildas.
Oobolusliivakivide ja diktüoneemakilda piiril on Põhja-Eestis
püriidiga tsementeerunud liivakivi kiht. Püriiti kasutatakse
väävelhappe tootmiseks. Ehituskivides on püriit kahjulik kom-
ponent, sest õhu käes kergesti oksüdeerudes asendub ta roos-
tekarva raudhüdrosiidiga, kusjuures vabanev väävelhape lagun-
dab 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 hüdroksüüliooniga.

H e m a t i i t Fe_2O_3 . Hematiit tekib tugevalt happeli-
ses keskkonnas. Mõnede settekivimite moonduisel moodustab
hematiit koos kvartsiga eritüüpi kivimid, nn. raudkvartsiidid.
Kuivas kliimas on hematiit rauda sisaldavate mineraalide por-
sumisproduktiks. Niiviisi tekkinud dispersne hematiit on pal-
judes punastes liivakivides ja savides pigmenteerivaks ai-
neks (näiteks Lõuna-Eesti punased devoni liivakivid).

Suured hematiidikogumid on tähtsad rauamaagid.

M a g n e t i i t Fe_3O_4 . Magnetiiit tekib taandavais tin-
gimisis ja esineb väikeste sulatistena paljudes, eriti SiO_2
suhtes vaestes tardkivimites, suurte kogumitena mõnedes moon-
dekivimites. Püsiva mineraalina säilivad mustad magnetiidite-
rad liivades. Magnetiiit 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 nimeta-
takse limoniidiks hüdrogötiidi, opaali ja savimineraalide se-
gu.

Hüdrogötiit tekib rauda sisaldavate mineraalide porsumi-

sel niiskes kliimas, kusjuures dispersselt hajudes annab kõigile porsumisproduktidele (savidele, 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 muguladena, 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 erinimetusi. Kvartsi värvusetuid erimeid nimetatakse mäekristalliks, violetseid erimeid ametüstiks, pruunikas-hallikaid läbipaistvaid erimeid suitsukvartsiks jne. Punast kaltsedoni nimetatakse karneooliks, õrnrohelist krüsopraasiks jne. Kaltsedoni sekretsiione, milles esineb kontsentrilisi erineva värvusega vöösid, 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. Kaltsedon on tüüpiline mineraal vulkaanilistes produktides ja esineb konkretsioonidena ka mõnedes settekivimites, sealhulgas Eesti NSV mõnedes lubjakivides ja dolomiitides (adavere lade).

Kristalseid kvartsi erimeid kasutatakse ehiskividena, kvartsklaasi, mõnede optiliste ja raadiotehniliste seadmete 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 koaguleerumisel ja silikaatsete mineraalide porsumisel. Mõnede

mikroorganismide (näiteks ränivetikate) koad koosnevad samuti opaalist. Viimaseid leidub mõnedes settekivimites.

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

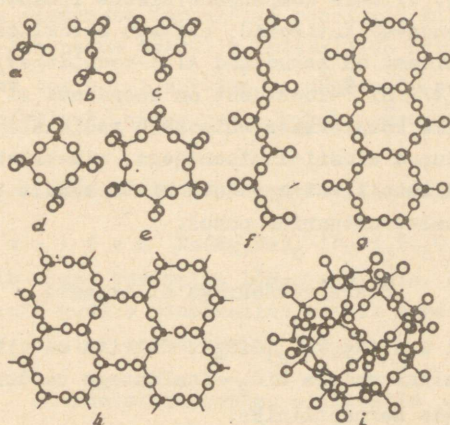
Silikaatide klassi kuulub umbes kolmandik kõigist tuntud mineraalidest, kuid kaaluliselt langeb neile maakoorest 75% (koos kvartsiga 87%). Seetõttu on mõistetav, et enamik kivimit moodustavatest mineraalidest on silikaadid. Silikaatide alamklassideks liigitamisel arvestatakse nende kristallide struktuuri. Nimelt on kõigis silikaatides struktuuriühikuks kompleksne anioon $[\text{SiO}_4]^{-4}$, mis koosneb ühest tsentraalsest ränioonist Si^{+4} ja seda piiravast neljast hapnikuioonist O^{-2} , mille keskmed paiknevad kuubilise tetraeedri tippudes. Räni-hapnikutetraeedrid $[\text{SiO}_4]^{-4}$ võivad kristallivõres paikneda üksteisest isoleeritult, kuid võivad ka tipusid kaudu üksteisega liituda (sel juhul on kahel naabertetraeedril üks ühine tipp, s.t. üks ühine hapnikuioon, mille negatiivne laeng on täielikult kompenseeritud) ja moodustada keerukaid komplekssete radikaalide rühmi (joonis 15). Silikaatide klassifikatsioon põhinebki sellel, kuidas ränihapnikutetraeedrid liituvad kristallivõres.

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

2. Rõngasstruktuuriga silikaatides on 3, 4 või 6 tetraeedrit liitunud tasapinnalisteks rõngasteks, mis kristallivõres 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 15. Silikaatide struktuuriühikud:

a - üksik tetraeeder $[\text{SiO}_4]^{-2}$; b - tetraeedrite paar $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{-6}$; c, d ja e - tetraeedrite rõngad $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{-6}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{-8}$ 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" kordub 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 $[\text{AlO}_4]^{-5}$, mistõttu ka karkass-struktuuris säilib iga $[\text{AlO}_4]^{-5}$ tetraeedri kohta üks kompenseerimata negatiivne laeng. Viimase kompenseerimiseks lisanduvad kristallivõresse täiendavad katioonid, näiteks ortoklass $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ($1/4 \text{Si}^{+4}$ -ioonidest on asendunud Al^{+3} -ioonidega), anortiit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ ($1/2 \text{Si}^{+4}$ -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 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$. 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 $\text{A}_3\text{B}_2[\text{SiO}_4]_3$, 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 õunrohelisteni;

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

Granaate esineb peamiselt moondekivimeis. Suure kõvaduse ja lõhenevuse puudumise tõttu on granaadipulber hea abrasivmaterjal ("liivapaber"). Ilusa värvusega granaadid on poolvääris kivid.

E p i d o o t $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7][\text{OH}]_0$. Epidoodi kristallivõres esineb tavaliste üksiktetraeedrite $[\text{SiO}_4]^{-4}$ kõrval ka kahest liitunud tetraeedrist koosnevaid "saari"

- 9 $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{-6}$. Kristalliseerub rombilises süsteemis ja esinet sageli piklike prismaatiliste kristallidena, mille pinnal on pikiviirud. Agregaadid on pinnulised, teralised või massiivsed. Värvus omapärase varjundiga roheline. Klaasiläige. Kõvadus 6,5. Lõhenevus täiuslik kristallide pikisuunas.

Epidoot tekib lubjakivide ja mõnede Ca-rikaste tardkivimite moondumisel, andes neile roheka värvuse.

Rõngasstruktuuriga silikaadid

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

Ahelstruktuuriga silikaadid

P ü r o k s e e n i d on väga oluline kivimit moodustavate mineraalide rühm, mis on eriti tüüpiline aluselise ja ultraaluselise koostisega tardkivimeile. Kuigi pürokseenid kristalliseeruvad nii rombilises kui ka monokliinses süsteemis, on nad sarnase kristallide struktuuri tõttu omadustelt ja välimuselt niivõrd ühesugused, et üksikute erimite diagnoosimine on võimalik ainult täpsete optiliste mõõtmiste abil.

Looduses kõige sagedasem pürokseen on a u g i i t $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ (monokliinne). Väliselt augiidi sarnased pürokseenid (varieerub ainult värvus) on rombilised e n s t a t i i t, b r o n s i i t (pronksi värvusega) ja h ü p e r s t e e n ning monokliinne d i o p s i i d (mõnikord heleroheheline). Erinevalt muudest pürokseenidest moodustab monokliinne, nn. leelispürokseen ägiriin $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ sageli pikki prismaasid.

A m f i b o o l i d on samuti põhiliselt kivimit moodustavad mineraalid, peamiselt keskmise happelisusega tardkivimeis ja mõnedes moondekivimeis. Amfiboolide struktuuri-

ühikuks on räni-hapniku-, ka räni-alumiinium-hapnikutetraeedrite kahekordsed ahelad - linnid. Keemiliselt on amfiboolid nagu pürokseenidki põhiliselt Mg-Fe-(Ca)-silikaadid või alumosilikaadid, kuid sisaldavad alati veel hüdroksüüliooni $[\text{OH}]^{-1}$. 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 kivi- mit moodustavate mineraalidena tulevad arvesse vaid monokliinsed amfiboolid.

Amfiboolidest on levinuim rohkete isomorfsete asenduste tõttu varieeruva koostisega k ü ü n e k i v i $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Al},\text{Fe})[\text{Si},\text{Al}]_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Teine looduses sageli esinev amfibool - a k t i n o l i i t $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_4[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ - erineb küünekivist kristallide märksa piklikuma, sageli nõel- ja kuju ja heledama rohelise värvuse poolest. Rauata amfibool t r e m o l i i t $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ 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 $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2[\text{OH}]_2$. Talk tekib magneesiumirikaste tardkivimite moondumisel magmaliste vesilahuste toimel. Tööstuses kasutatakse talki tulekindlate materjalide, kummi, kosmeetikatoodete (puudrid, kreemid) jms. valmistamiseks.

S e r p e n t i i n $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_3[\text{OH}]_8$. 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 - moodus-

tab agregaatides vahekihikesi, milles kiud paiknevad kihipindadega risti.

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

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 kõrgetemperatuurilisel moondumisel, 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 $(Mg,Fe)_{6-n}(Al,Fe)_2[Al_nSi_{4-n}O_{10}][OH]_8$, kus $n=0,6-2$. Kloriitides esineb sageli isomorfseid asendumisi $Mg^{+2} \rightarrow Fe^{+2} \rightarrow Mn^{+2}$; $Al^{+3} \rightarrow Fe^{+3} \rightarrow Cr^{+3}$; $Si^{+4} + Mg^{+2} \rightarrow Al_2^{+6}$ ja $Mg_3^{+6} \rightarrow Al_2^{+6}$. Kloriitide varieeruva koostise tõttu on nende nomenklatuur väga mitmekesine ja mõnevõrra suvaline. Et üksikute kloriitide diagnoosimine nõuab täpseid mikroskoopilisi uurimusi, piirduakse tabelis 3 vaid nende üldise iseloomustamisega, 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.

S a v i m i n e r a a l i d 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, montmorilloniidi ja kaoliniidi rühma. Kuna savimineraalid esinevad looduses ainult ülipeente, silmaga nähtamatute lehekestena (diameeter 0,001 mm piires), saab neid diagnoosida ainult spetsiaalsete keemiliste, röntgenomeetriliste, termiliste ja elektronmikroskoopiliste meetoditega.

H ü d r o v i l g u d (illiidid) on looduses kõige levinumad ja koostiselt väga komplitseeritud savimineraalid. Nagu kõik savimineraalid, tekivad ka hüdrovilgud mitmesuguste silikaatide, peamiselt päevakivide ja vilkude porsumisel. Struktuurilt meenutavad hüdrovilgud vilkusi. 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 hüdromuskoviit 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 kerakestena savides ja liivades (liivakivides), andes viimastele iseloomuliku rohelse värvuse. Mikroskoobi all on näha, et nähtavad glaukoniidikerakesed on tegelikult ülipeente lehekestes ja nõelakeste agregaat.

M o n t m o r i l l o n i i d i rühma savimineraalid tekivad peamiselt vulkaanilist klaasi sisaldavatest purskekivimitest 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.

K a o l i n i i t $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ 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.

P ä e v a k i v i d on maakooses kõige levinumad mineraalid, mis kaaluliselt moodustavad umbes 50% maakoorest. Keemilise koostise põhjal jagunevad päevakivid kahte peamisest rühma: plagioklassid (kaltsium-naatriumpäevakivid) ja kaaliumpäevakivid.

P l a g i o k l a s s i d on kahe mineraali - albiidi $Na[AlSi_3O_8]$ ja anortiidi $Ca[Al_2Si_2O_8]$ isomorfne segu. Olenevalt 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 anortiidisisalduse suurenemisel väheneb SiO_2 -sisaldus plagioklassis (albiidis 68,8%, anortiidis 43,8%).

T a b e l 2

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 savimineeraalide kelmega.

Kaaliumpäevakivide esindajateks on identse keemilise koostise $K[AlSi_3O_8]$, kuid erineva struktuuriga ortoklaas (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 enamasti roosaka, kollaka või punaka värvusega, mida plagioklassidel reeglina ei esine. Samuti puudub kaaliumpäevakivide lõhenevuspindadel viirulisus, mis plagioklassidel on tavaline.

Nefeliin $Na[AlSiO_4]$ on mineraal, mis kuulub nn. päevakivide asendajate rühma, sest nefeliin etendab kivimit moodustava mineraalina kõrge leelismetallide sisaldusega tardkivimites sama osa mis päevakivid tavalistes tardkivimites. Maapinnal laguneb nefeliin veel kergemini kui päevakivid, kattudes varsti valge savimineeraalide korruga. Nefeliini kasutatakse klaasi- ja keraamikatööstuses, viimasel ajal peamiselt alumiiniumiagana.

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 (paes) 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 romboedrilised. Esineb looduses kahesugusel kujul: suurekristalliliste agregaatidena ja portselanitaoliste peitkristalliliste massidena ("amorfne" magnesiit). Värvus valge, hall, mõnikord sinakas. Klaasiläige, "amorfne" magnesiit on tuhm. Lõhenevus täiuslik romboedrit mööda, "amorfse" magnesiidi murd karpjas. Kõvadus 4 - 4,5. Ei reageeri ka kuuma soolhappega.

Magnesiit tekib kuumadest magmalistest vesilahustest ja serpentiini porsumisel ("amorfne" magnesiit). Magnesiiti kasutatakse tulekindlate materjalide - magnesiittelliste tootmiseks ja spetsiaalsideainete - magnesiaaltsementide valmistamiseks. Ühtlasi on magnesiit peamiseks magneesiumi maagiks.

Sulfaatide klass

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

A n h ü d r i i t CaSO_4 . Anhüüdrüit tekib keemilisel seadmisel, harvemini porsumisel. Maapinnal ühineb kergesti veega ja muutub kipsiks, kusjuures mainitud protsessiga kaasneb tunduvalt, kuni 30%-line mahu suurenemine. Anhüüdrüiti kasutatakse mõnede sideainete valmistamisel.

K i p s $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Kips on keemiline sete ja asotsieerub looduses anhüüdrüidi, kivisoola, kaaliumisooladega jms. Osa looduslikust kipsist on tekkinud anhüüdrüidi hüdratiseerumise tulemusena. Massiivseid, servades läbikumavaid kipsiagregaatide nimetatakse alabastriks, paralleelkiulisi agregaatide seleniidiks.

Kuumutamisel omandab kips niiduvuse, mistõttu seda kasutatakse sideainena. Kipsipulbri lisandamisega reguleeritakse portlandtsemendi tarmumisaega. Alabastrit ja seleniiti kasutatakse voolimiseks.

Fosfaatide klass

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. Lõhnevus ebatäiuslik. Kõvadus 5.

Apatiit on tühiseks lisandiks paljudes tarmkivimites, mõnikord moodustab koos nefeliiniga suuri kogumeid. Setteprotsessis akumulunud peitkristallilisi apatiidiagregaatide nimetatakse fosforiidideks. Apatiiti ja fosforiite kasutatakse fosforväetiste tootmisel ja mitme-

suguste 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 tekiavad 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 kontrolli-

da, kas ei ole tegemist siiski normaalselt heleda mineraaliga. Määramise hõlbustamiseks on tabelis mineraalid, mis võivad olla nii heledad kui ka tumedad, tähistatud ristikesega.

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 etaloonmineraale. 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 etaloonmineraalidele. 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.

Mineraalide määramine

Jrk. nr.	Mineraali nimetus ja keemiline valem	Kõvadus	Valiskuju		Värvus	Läige	Lõhenevus	Murd	Muud 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 perlmutriläige	Ülitäiuslik		Katsudes libe, lehekesed painduvad
2	Vägvels	1,5-2	Rombilised bipiramidid	Teralised, ka muidesid või nõrgemad	Õlgkollane, sagedasti 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-, nikord-, siidiläige	Ülitäiuslik	Teraline, ka pinnuline	Plaadid rabedad, ei paindu
4	Haliit NaCl	2	Kuubilised	Teralised	Värvusetu, valge, sinakas, punakas	Klaasiläige, mõnede sagedasti tum	Täiuslik kuupi mooda		Soolane maitse
5	Muskoviit $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$	2-3	Lehed	Lehtjas	Värvusetu, valge, hallikas, rohekas	Klaasi-, või perlmutriläige	Ülitäiuslik		Lehekesed elastsed
6	Kaltsiit $CaCO_3$	3	Romboedrid, skalenoedrid	Teraline	Värvusetu, valge, hallikas, sinakas, kollakas	Klaasiläige	Täiuslik romboedrit mooda		Lahustab HCl tugeva kihina
7	Anhüdriid $CaSO_4$	3,5	(Prismad)	Teraline (enamasti peen)	Valge, sinakas, hallikas	Klaasiläige (kristallidel)	Täiuslik kolmes rist-suunas (kristallidel)	Teraline (agregaatidel)	
8	Dolomiit $CaMg[CO_3]_2$	3,5-4	Romboedrid (servad paindunud)	Teraline, mõnikord poorne	Valge, hall, kollakas, sinakas	Klaasiläige	Täiuslik romboedrit mooda		Kihiseb HCl toimel ainult kuumutamises või pulbrina
9	Fluoriit CaF_2	4	Kuubilised	Kompaktsed	Hall, roheline, violetne, hallisinine, värvusetu	Tuham klaasiläige	Täiuslik oktaeedrit mooda		Värvus varieerub isegi sama agregaadil ühtu- ses
10	Opaal $SiO_2 \cdot nH_2O$	5,5	Amorfne	Nõrgemad, mu- gulad	Valge, hall, kollakas, roheline, pruun	Vaha- läige	Puudub	Karp- jas	
11	Nefeliin $Na[AlSi_3O_8]$	5,5-6	(Heksagonaalsed prismad)	Kompaktsed	Hall, kollakas, punakas, rohekas	Rasva- läige	Puudub	Ebatasane või karp- jas	Kattub kiis- lesti valge porsumisköör- kuga
12	Ortoklass $K[AlSi_3O_8]$	6	Tahvlid, prismad	Teraline	Roosa, punane, valge, hele- hall	Klaasi- läige	Selge ka- hes rist- suunas		

Table 3 (järg)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
13*	Plagioklass $n\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_n + (100-n)\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	6- -6,5	Tahviid, prismad	Teraline	Valge, helekuni, tumehall, rohekas, sinakas	Klaasiläige	Selge kahhesuunas 87° all		Lõhenepinnad viirulised
14	Kvarts SiO_2	7	Heksagonaalsed prismad, romboedriid tipudes	Kompaktsed	Värvusetu, valge, roosa, hall, violetne, pruun	Klaasiläige	Puudub	Karpjas või ebatasane	
15	Kaltsedon SiO_2	7	Peitkristalline	Nõrgvormid, mugulad	Hall, valge, sinakas, rohekas, pruunikas, punakas	Vahaläige	Puudub	Karpjas või ebatasane	Mõnikord viirulised (ahhaat)

Tumedad mineraalid

1	Grafiit C	1	Lehed, soomused	Peeneteralised, soomusjad	Must, teras-hall, kriipsust	Poolmetalline, tuhna	Ülitäiuslik (ainult soomustel)	Muldne (agregaatidel)	Jätab kriipsu paberile, määrab kivi
2	Kloriit $(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2(\text{OH})_2$ $[\text{Al}_n\text{Si}_{4-n}\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$	2- -2,5	Väikesed lehekese	Lehtjad, ka kompaktsed	Rohelisest mustani	Klaasiläige või pärlmutriläige	Ülitäiuslik		Lehekeseid painduvad, kuid pole elastsed
3	Biotiit $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	2-3	Lehed	Lehtjas	Must, tumepruun	Klaasiläige või pärlmutriläige	Ülitäiuslik		Lehekeseid elastsed
4	Serpentiin $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	2,5- -3,5		Kompaktsed peitkristalsed, kiulised vahekihid	Rohelisest mustani, agregaadis ebauhtlane, kiud kuld-kollased	Vaha-, kiulisel agregaadil siidiläige	Puudub, kiud hargnevad	Ebatasane, karpjas	Kiuline erim - krusotillaasbest
5	Hüdrogötiit $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	1-5	Amorfne	Nõrgvormid, kirjeldatud, muldsed	Helepruunist mustani, kriipsust, pruun	Tuhmist vahaläike	Puudub	Ebatasane, muldne, karpjas	Kõvadus oleneb agregaatolekust
6	Hematit Fe_2O_3	5,5- -6	(Plastjad)	Teraline, lehtjas, peitkristalline	Punasest mustani, kriipsust, punane	Poolmetalline, tuhna	Puudub	Teraline, ebatasane, karpjas	
7	Magnetit Fe_3O_4	5,5- -6	Oktaeedriid	Teralised	Raudmust, kriipsust, must	Poolmetalline	Puudub	Ebatasane	Mõjutab tugevasti magnetnoola
8	Augiit $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_2(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$	5,5- -6	Lühikesed prismad	Teralised	Tumerohelisest või pruunist mustani	Klaasiläige	Selge kahhesuunas 87° all		
9	Küünekiivi $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}[\text{OH}]_2$	5,5- -6	Prismad, sagelikud	Teralised, harva kiulised	Tumerohelisest või pruunist mustani	Klaasiläige	Selge kahhesuunas 57° all		Tahkudel sageli pikiviirutus

Tabel 3 (järg)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
10	Pürit FeS_2	6- -6,5	Kuubid, pentagoon- dodekaeed- rid	Teralised, konkreetsi- oonid	Valgevask- kollane, kriips must	Metalli- läige	Puudub	Ebatasane, monikord karpjas	
11	Oliviin $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$	6,5- -7	(Lühikesed prismad)	Teralised	Oliviro- helisest mustani	Klaasi- läige	Puudub	Teraline, ebatasane, karpjas	
12*	Granaat $A_3B_2[\text{SiO}_4]_3(A=$ $=\text{Mg, Fe, Mn, Co};$ $B=\text{Al, Fe, Cr, Mn}$	6,5- -7,5	Rombodo- dekaeedrid	Teralised	Tume-puna- sest mus- tani ka kollakas- roheline	Klaasi- või räsva- 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- metahuii- sed pris- mad	Kiirjad	Must, har- va rohelis- ne, punane, roosa	Klaasi- läige	Puudub	Ebatasane	Tahkudel sageli pikiviir- 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 tekkimistingimustega. 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 tekketingimustest 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 künnekivi, nimetatakse seda amfiboolgraniidiks jne.

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

Et kivimi mineraloogilise koostise määravad põhiliselt tekkimistingimused, 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), settekivimid ja moondekivimid (metamorfised ehk metamorfiidid).

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

Üks liik, on tegemist polümineraalse kivimiga. Enamik looduses leiduvaist kivimitest 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.

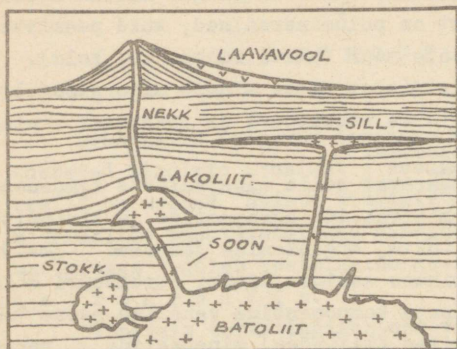
Kivimi struktuuri määravad selle mineraalsete komponentide - mineraaliterade, mineraalide agregaatide ja lisandite (näiteks muude kivimite tükid, organismide jäänused jms.) mõõtmed, kuju ja vastastikune asetus. Kivimi struktuuri mõistesse kuulub ka mineraalsete komponentide vahelise seose tüüp. Näiteks 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 agregaati 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 on ruumiliselt kivimis jaotunud ühtlaselt. Purskekivimite puhul võib sageli täheldada räbulist, mullilist jms. tekstuuri. Moondekivimite tekstuuri-dest on tüüpilisim kildaline tekstuur, mis väljendub kivimi suhteliselt hõlpsas lõhestumises paralleelseid pindasid mööda.

Kivimite lasumisviis on samuti väga mitmekesine. Settekivimid lasuvad tavaliselt kihtidena ja kihtide seeriatena, moodustades kihilise tekstuuriga kihtkondi. Magma maapinnale valgumisel tekkinud purskekivimid lasuvad vulkaanidelt allavalgunud voolude ja katetena. Sügavuses tardunud magmast tekkinud süvakivimid moodustavad sooni, batoliite, lakoliite jms. kehasid (joonis 16). Moondekivimid säilitavad enamasti primaarsete kivimite lasumisviisi, millest nad tekkisid.

Järgnevalt tutvume tähtsamate tard-, sette- ja moondekivimite esindajatega.

TARDKIVIMID



Joonis 16. Tardkivimite lasumisvormid

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 tekimise 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, vildude, amfiboolide ja pürokseenide rühma mineraalid ning oliivin. Tardkivimite diagnoosimisel on oluline meenutada, et kolm esimesena nimetatud mineraali on heleda värvusega, ülejäänud enamasti tumedad.

Aktsessorseteks mineraalideks on tardkivimeis tavali-

selt apatiit, magnetiit, ilmeniit (FeTiO_3) ja mõned teised. Sageli leidub tardkivimite koostises sekundaarseid mineraale, mis on tekkinud antud kivimi osalisel murenemisel või moonumisel. Tähtsamateks sekundaarseteks mineraalideks on klooriidid, savimineraalid, serpentiin, epidoot, karbonaadid jt.

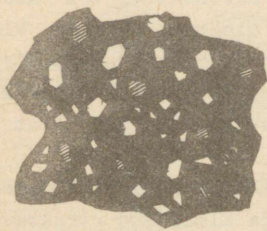
Mineraaliterade kõrval esineb purskekivimeis ka magma ülikiirel jahtumisel ja tahenemisel tekkinud vulkaanilist klaasi.

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

Poolkristallilise struktuuri tüüpiliseks esindajaks on paljudele purskekivimitele iseloomulik porfüüriiline struktuur. Porfüüriilise struktuuri puhul on hästi nähtavad mineraalide terad (porfüüriilised hajuterad ehk fenokristallid) hajutatud klaasjasse või afaniitsesse põhimassi (joonis 17).

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 täiuslikkuse astet. Terasid, mis on piiratud antud mineraali kristallide



Joonis 17. Porfüüriline
struktuur

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 valdab süvakivimite puhul massiivne tekstuur ja ainult harva võib esineda ka muid, peamiselt vöödiliisi 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 tekkimisviisi, keemiline ja mineraloogiline koostis. Nagu märgitud, jagunevad tardkivimid tekkimisviisi kohaselt süva- ning purskekivimiteks. Detailsemates klassifikatsioonides eraldatakse

iseseisva geneetilise tüübina veel süva- ja purskekiivimite vahepealsed soonkiivimid (hüüabüüsaalsed), mis on suhteliselt kiirel tardumisel tekkinud maapinna läheduses. Purskekiivimite seas eraldatakse olenevalt nende moondeastmest kainotüüpilised (värsked, vähe muutunud) ja paleotüüpilised (tugevasti muutunud) kiivimid.

Teiseks tähtsaks klassifitseerimistunnuseks on tardkiivimite keemiline koostis, peamiselt ränioksiidi SiO_2 sisaldus. Ränioksiidi sisalduse põhjal jagunevad tardkiivimid ultraluselisteks (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 leeliskiivimid.

Tardkiivimite skemaatiline klassifikatsioon on esitatud tabelis 4.

3. Tardkiivimite lasumisviis =====

Süvakivimite ja ümbriskiivimite vastastikulise paiknemise põhjal tehakse vahet rööp- ja põikintrusioonide vahel. Esimesel juhul lasuvad süvakivimid muude kiivimite vahel neid läbistamata (näit. sillid, lakoliidid jt.). Teisel juhul läbistavad tardkiivimid ümbriskiivimeid (näit. batoliidid, sooned, nekid jt.). Purskekiivimid lasuvad katete, voolude või koonustena. Joonisel 16 on toodud tardkiivimite tähtsamad lasumisvormid.

4. Tardkiivimite eralduvus =====

Magma jahtumise ja kristalliseerumise protsessis tekivad tardkiivimeisse lõhed. Neid nn. eralduvuslõhesid mööda lagunevad tardkiivimid üksikuteks plokkideks, mida nimetatakse eraldiskujudeks.

Suurtesse sügaval tardunud massiividesse tekivad massiivi ja ümbriskiivimi puutepinnaga risti, paralleelselt või dia-

Tardkivimite klassifikatsioon

Keemiline tuup	Happelised (SiO ₂ 65%)	Ortoklassiga kivimid	Keskmiselised (SiO ₂ 52-65%)	Plagioklassiga kivimid	Aluselised (SiO ₂ 45-52%)	Ultraaluselised (SiO ₂ 45%)	
Valdav mineraal	Ortoklass (mikrokliin) sagedasti koos oligoklassi tuupl plagioklassiga	Leelikivimid Albiidi tuupl plagioklass	Andesiini tuupi keskmine plagioklass	Labradori tuupi aluseline plagioklass	Oliivini	Pürokseen (enamasti augliit)	
Teised peamised mineraalid	Ränidoksiidi vähenemisega suureneb biotiidi, amfiboolide seennide (enamasti augliidi) sisaldus				Pürokseen (enamasti augliit)	Oliivini (sageli serpentiinis-tunud)	
Neist tavalisim	Biotiit	Küünekivi	Na-pürokseen (augliin)	Küünekivi	Augliit (või muu pürokseen)		
Kivimi täpsena nimetuse määrav mineraal	Kvartsiga	Kvartsita	Nefeliiniga ja kvartsita	Kvartsita	Sageli oliivini	Pürokseeniga	
Kivimi üldilme	Heledad ja väikesema erikaaluga kivimid		Suhteliselt tumedad ja suure erikaaluga kivimid		Tumedad (mustad, tumerohelised või pruunid) suure erikaaluga kivimid		
Struktuur	Graniit	Süeniit	Nefeliin-süeniit	Dioriit	Gabro või oliivini-gabro	Peridotiit	Dunaiit
	Lipariit	Trahhüüt	Fonoliit	Andesiit	Besalt	Porfüüriit	Porfüüriit
	Kvartsporfuur	Ortofoür	Nefeliin-porfüür	Porfüriit	Diabaas	Kimberliit, pikriit, on väga haruldased	

gonaalselt 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 kontsentriliselt paiknevad lõhed, mida mööda kivim laguneb keradeks.

Eralduvuse olemasolu on sageli soodsaks faktoriks, võimaldades tootmisel saada geometriliselt 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. Porfüürilisi 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, rohekahall, harva erkroheline.

Mõnikord sisaldavad ultraaluselised kivimid ka rohekas- või pruunikasmusti, sageli kiulise pinnaga künnekiiviterasid, mis osaliselt võivad olla tekkinud pürokseenide amfiboolistumise tulemusena. Esineb ka peaaegu ainult künnekiivist koosnevaid ultraaluselisi kivimeid - horknblendite.

Ultraaluselistele kivimitele on iseloomulik maakmineaalide, 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 silmatorkav peaaegu ainult labradorist 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 rohekasmustaks kiulise pinnaga küünekiviks. Peale monokliinse pürokseeni (augiidi) võib esineda ka rombiline pürokseen, enamasti hüpersteen või bronsiit. Tumedatest mineraalidest ainult rombiline pürokseeni sisaldavat aluselist kivimit nimetatakse n o r i i d i k s.

Muudest tumedatest komponentidest sisaldavad gabrod sageli veel rohekaid, enam-vähem isomeetrisi 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 erimitest 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 (am-

fiboliidid). Ukraina kilbil levivate gabrode seas esineb kohati suuri labradoriidi stoke. 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 purskekivimite esindajateks on basaldid ja diabaasid.

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

Mineraalideks, mida basaltides võib silmaga näha (eriti kehtib see porfüüriliste erimite kohta), on must või tumehroheline 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 heledamad - 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. offiidilise struktuuri. Üldiselt on aga diabaase visuaalselt raske eraldada gabrodest, sest rohekas värvus võib esineda ka gabrodel. Ainult ilmselt offiidilise struktuuri puhul erinevad diabaasid välimuselt gabrodest.

Basalidid ja diabaasid kuuluvad looduses levinumate pürokivimite 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. Keskliste kivimite klass

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

Süeniidirühm

Süeniidiks nimetatakse massiivse tekstuuriga keskmise- või suureteralisi süvakivimeid. Mineraloogiliselt on süeniidid lähedased happelistele kivimitele - graniitidele, erinevdes 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 suitshalle või värvusetuid kvartsiiteri 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 purskekivimeid nimetatakse trahhüütideks ja ortofüürideks.

T r a h h ü ü d i d on kainotüüpilised helelilla värvi (helehallid, kollased või roosad), selgelt 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 - sanidiini terad. Harvemini ja märksa väiksemate teradena esinevad plagioklass, biotiit ja pruunikas küünepäevakivi. Üldiselt on tumedaid mineraale fenokristallide seas vähe.

Paleotüüpilised o r t o f ü ü r i d erinevad trahhüütidest tunduvalt. Ortofüürid on küll samuti porfüürilise struktuuriga, kuid sanidiini läikivad fenokristallid on esendunud hõlpsalt, kaoliinistumise tulemusena tuhmunud ortoklassiga ja tumedad komponendid on lagunened tundmatuseni. Põhimassi ümberkristalliseerumise tagajärjel on kivimisse tekkinud mikroskoopilisi sekundaarseid mineraale, nagu kaoliiniit, kloriidid, raudoksiidid jms., mis ühtlaselt hajutatuna annavad kivimile punaka, pruunika või roheka värvi. Sekundaarsete mineraalide tekkimisega on kaasnenud ka poorsuse 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 ulatuslikke

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, süniidist 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 maakooses võrdlemisi harva (ca 1% kõigest süvakivimeist) ja need esinevad kas muude süvakivimasivide 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 purskekivimeid nimetatakse andesiitideks ja porfüriitideks (andesiidporfüriitideks).

Andesiidid on porfüüriilised, harvemini peeneteralised poorse tekstuuriga kivimid, mille värvus varieerub helehallist tumehallini. Põhimassist eralduvad fenokristallidena klaasiläikega hele plagioklass, tumedate komponentidena küünekivi ja augiit. 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.

Porfüriidid 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 porfüüriiline struktuur on väga hästi märgatav, sest tumeda põhimassi foonil paistavad valged päevakivide fenokristallid selgesti silma. 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 Kamtšatka 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 kristallidena. 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 korruga.

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 agregaatidena, 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 tuhmub ja eraldab raudoksiide, mille toimel ümbritsevad kivimialad värvuvad pruuniks. Mõnikord omandavad poolporsunud biotiidilehekeseid kuldse varjundi ("kassikuld").

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

Graniitide täpsustav liigitamine toimub põhiliselt tumeda komponendi järgi. Kõige tavalisem on biotiitgraniit,

vähem levinud on amfiboolgraniit ja suhteliselt haruldane pürökseengraniit. Aljaskiitideks nimetatakse graniite, mis praktiliselt ei sisalda üldse tumedaid mineraale.

Tumedate mineraalide vähesuse tõttu on graniidid hele-
dad ja suhteliselt kerged kivimid (tihedus ca 2,7 g/cm³). Gra-
niitide värvuse määrab peamiselt ortoklass, mistõttu enamik
graniite on roosakad, harvemini helehallid või lihapunased.
Struktuurilt on graniidid keskmise-, mõnikord suure- ja har-
va peeneteralised kivimid. Esineb ka porfüüritaolisi gra-
niite - r a b a k i v i s i d, milles suured (läbimõõt kuni
5 cm ja enam) lihapunased, sageli munakujulised ortoklassi
kristallid asetsevad päevakividest, kvartsist, vilgust ja
künekest koosnevas keskmise- või peeneteralises täiskris-
tallilises põhimassis.

Graniite kasutatakse ehituskivina ja killustiku val-
mistamiseks nii nende heade füüsikalise-mehaaniliste omadus-
te 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 värs-
keid, massiivist murtud rabakivisid.

Eesti rändkivide seas leidub palju graniite. Eesti suu-
rimad rändrahnud kuuluvad enamasti rabakivi tüüpi ja on kau-
gelearenenud murenemise tõttu ehituskivina kõlbmatud.

Graniitide efusiivseteks analoogideks on l i p a r i i t j a
k v a r t s p o r f ü ü r.

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

Kvartsporfüürid on paleotüüpilised purskekivimid, mil-
les on toimunud rida sekundaarseid muutusi. Kaaliumpäevakivi-

de terad on tuhmunud ja biotiit on enamasti lagunened tundma-
tusenl. Värskena on säilinud ainult kvartsite rad. Põhimassi
mineraalid ja vulkaaniline klaas on muutunud sekundaarsete
mineraalide (kaoliniidi, seritsiidi, karbonaatide, kloriiti-
de, raudoksiidide jms.) peeneteraliseks või peitkristalseks
massiks. Samaaegselt on põhimassi tekstuur muutunud mas-
siivseks. Kvartsporfüüride värvus sõltub sekundaarsete mi-
neraalide koostisest ja suhtelisest sisaldusest ning variee-
rub 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 karp-
ja murruga obsidiaani ja väga poorne, vahtu meenuta-
va tekstuuriga pimsskivi, mille värvus on helehall,
-roosa või -kollane. Pimsskivi mahukaal on sageli alla
 1 g/cm^3 .

Lipariite on NSV Liidu territooriumil suhteliselt vä-
he. Obsidiaani ja pimsskivi poolest on eriti rikas Armeenia.
Kvartsporfüüride levik on laialdasem, neid esineb kohati pä-
ris suurte massiividena Uraalis, Kasahstanis, Altais, Ukrain-
nas ja mujal. Eesti rändkivide seas leidub ainult kvartsporf-
füüre ja neidki harva. Rohkem võib meie vabariigi rändkivide
seas leida soonkivimite rühma kuuluvaid graniitpor-
füüre - porfüüritaolise struktuuriga kivimeid, milles
suhteliselt suured (1 cm ja enam) ortoklassi, harva ka kvart-
si kristallid paiknevad peeneteralises, kuid erinevalt kvart-
sporfüürist vähem muutunud ja enamasti silmaga nähtavatest gra-
niidile iseloomulikest mineraalidest koosnevas põhimassis.

Happelistest purskekivimitest on praktiline tähtsus
peamiselt pimsskivil ja kvartsporfüüril. Esimest kasutatakse
abrsiivmaterjalina ja jahvatatult lisandina eritsementide
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 - nefeliinseeniite, 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.

Nefeliinsüeniitide struktuur on keskmise-, harva suureteraline, 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 praktiline 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. Fonoliidid on kompaktsed kollakad või kollakashallid kivimid ja moodustavad kupleid, laavavoolusid 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 diagenesiks, 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 tekivad üldiselt a) reliktnel purdmaterjal, mis koosneb murenemisele kõige vastupidavamatest mineraalidest (kvarts, muskoviit, osalt kaaliumpäevakivid ja plagioklassid); b) uued, maapinnal püsivad mineraalid (hüdrogöiit, 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. Edasikande teedel ja settebasseinides lisanduvad murene-

misproduktidele vulkaaniline materjal ja organismide elutegevuse produktid. Edasikanne ja settimine on sisuliselt ühe ja sama nähte - sette moodustumise kaks külge. Settimine algab juba edasikande teedel (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 jämeperulised setted, purdse materjali lähtekohast kaugemale kogunevad liivad ja veelgi kaugemale savikad setted. Analoo-giline olukord esineb ka settebasseinides kaldast kaugenemisel.

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 "vananemine", 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 füüsikalisk-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 tekkimisviis, mille põhjal võib eraldada kolm põhitüüpi.

1. Purdkivimid, mis koosnevad lähtekivimite mehhaanilise murenemise (rabenemise) 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 lahustete settimise tulemusena akumulbeerunud 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 akumulbeeruvad 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, hüdrovilke, hüdrogötiiti, seejärel päevakivisid, 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 -hüdroksiidid, 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 jäänu^{sed} ja organismide elutegevuse jälgi esineb settekivimeis küllaltki sageli. On kivimeid (näiteks kivisüsi, mõned lubjakivid, diatomiidid jt.), mis koosnevad peaaegu ainult orgaanilistest jäänu^{stest}. Orgaanilisteks jäänu^{steks} 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. pürolkastiliseks 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 psefiidili-

ne (jämedapurruline), psammiidiline (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.

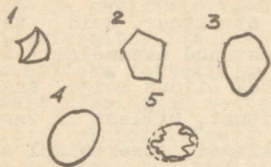
T a b e l 5

Purd- ja savikivimite struktuurid terasuuruse põhjal

Struktuur	Terasuurus mm	
	I	II
Psefiidiline	> 1	> 2
Psammiidiline	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 18): 1) teravaservalised terad, mis on tekkinud tugeva muljumise tulemusena (näiteks vulkaanilisest klaasist); 2) ümar damata 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 nurgeline kuju on säilinud (s.t. edasikanne on väldanud lühikest aega); 4) ümardunud terad on pikaajalise edasikande käigus kulunud peaaegu täiesti kerakujuliseks; 5) korrodeeritud terade pind on täiesti ebatasane ja söövitusjälgedega ning on tekkinud mineraali osalisel lahustumisel keemiliselt aktiivses keskkonnas.

Keemilistes ja biokeemilistes kivimites on terade kuju tavaliselt olulisem kui nende suurus. Neis lahustest settimisel, kristalliseerumisel ja ümberkristalliseerumisel tekkinud kivimeis muutub terade suurus võrdlemisi kergesti. See

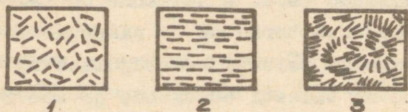


Joonis 18. Purdsete terade kuju:

1 - teravaservaline; 2 - umardamata; 3 - vaheumardunud; 4 - umardunud; 5 - korrodeerunud

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

Kõigis settekivimeis esineb üks kolmest tekstuuri põhitüübist (joon.19).



Joonis 19. Settekivimite tekstuuri põhitüübid:

1 - korrapäratu; 2 - mikrokihiline; 3 - kontrusiivne

vastu on terade kuju neis tingitud mineraali enese omadustest, tekkimis- ja kasvamisviisist, mis kivimi uurimise seisukohast on kõige olulisem. Terade suuruse põhjal võib keemilistes ja biokeemilistes kivimites eraldada samu struktuure mis purdkivimitegi puhul, kuid mõnikord kasutatakse ka tardkivimite struktuuride iseloomustamiseks käibel olevaid termineid.

Korrapäratu tekstuuri puhul paiknevad terad ilma mingi kindla orientatsioonita. Korrapäratu tekstuur tekib kiirel settimisel ja ühesuguse materjali pideval kuhjumisel. Korrapäratu tekstuur on kõige tavalisem isomeetrilistest teradest koosnevatele setetele ja muu-

dab kivimi füüsikalises mõttes isotroopseks - ühesuguseks kõigis suundades.

Mikrokihilise tekstuuri puhul paiknevad osakesed kivimis orienteeritud kihikestena. Eriliikideks on rõht-mikrokihiline, põim-mikrokihiline, läätsjas-mikrokihiline, korrapäraselt-mikrokihiline jt. tekstuurid. Mikrokihiline tekstuur tekib settimistingimuste perioodilisel muutumisel, harvemini diagenetiliste ümberrühmitumiste tulemusel, mõnikord ka keemilisel teel. Mikrokihilisuse tekkimist soodustab aeglane ja vaheaegadega settimine, komponentide piklik või plaatjas kuju, lainetuse puudumine jms. Mikrokihilise tekstuuriga kivim on füüsikalises mõttes anisotroopne - selle omadused paralleelselt ja risti kihilisusega on erinevad.

Kontrusiivse tekstuuri puhul on märgata osakeste korrapärasest orientatsioonist, kuid see on rikutud muljumise või sogastumise tulemusena pooltahkes olekus. Niisugune tekstuur tekib seal, kus juba "lamandunud" pooltanke sete satub veealuste põrutuste ja kiiresti voolava vee mõju alla või muljutakse kokku kaevuvate organismide poolt. Füüsikalises mõttes on kontrusiivse tekstuuriga kivim ebahätaletaselt anisotroopne. Selles võivad vahelduda isotroopsed, mikrokihilised ja mugultekstuuriga alad. Viimased on tavaliselt mehhaanilistele ja keemilistele mõjutustele kõige vastupidavamad.

Tekstuurilistest 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 akumulēeruda nafta ja maagaas jne.

Poorsus võib olla väga jäme (tuffide kavernoossus jms.), jäme, peen või ülipeen. Primaarne poorsus sõltub peamiselt kivimiterade suuruselt, kujust ja vastastikuselt asendist. Selle määrab ka akumulēeruvate setete rõhk, mille mõjul sete surutakse üha enam kokku ja pooride ruumala väheneb. Pooride ruumala väheneb ka siis, kui juba diageneesi protsessis koos vee väljatõrjumisega täituvad poorid mineraalsete uusmoodustistega (toimub kivimi tsementeerumine). Kuid ki-

vimis tsirkuleeriv vesi võib ka mõningaid mineraale lahustada ja tekivad 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, bretša) mehhaanilise murenemise produktid. Enamasti on psefiidid polümineraalsed kivimid, koosnedes mitmesuguste lähtekivimite

tükkidest. Tsementeerivaks aineks konglomeraatides ja bretšades võivad olla mitmesugused karbonaatsed, ränikad, fosfaatsed ja rauaühendid või savi.

Kruus, veeristik ja konglomeraat koosnevad ümardunud teradest, mügi, rähk ja bretša 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 bretšaks kõiki ümardamata teradest koosnevaid psefiite terade suurust arvestamata.

Kruus, veeristik ja konglomeraat tekivad meredes, järvedes, jõeorgudes (ülemjooksu alal) moreenide uhtmise tulemusena ja mõnikord ka tuule toimel, kusjuures alati on settimisele eelnenuid kestev edasikanne. Ümardamata setted ja bretšad kuhjuvad mägede nõlvadele, mererannale ja mujale, kus murenemisproduktid jäävad pikemaks ajaks paigale. Esineb ka eriliiki bretšasid - vulkaanilisi, tektoonilisi ja isegi organogeenseid. Materjal on ümardamata psefiitides praktiliselt sorteerimata ning neis esineb kõige erinevama suurusega osasid - alates suurtest rahnudest ja lõpetades peene räha, mügi ning liivakas-savika materjaliga.

Jämedapurrulisi setteid leidub kõige erinevama vanusega setetes. Eriti palju on nende maardlaid mägirajoonides ja merede ning jõgede kallastel. Eestis esineb jääsulavete poolt kuhjatud tardkivimite veeristikke ja kruusasid tavaliselt vallseljakutes ja mõhnastikes. Jääajajärgsetes rannavalli-

des esineb Põhja- ja Loode-Eestis lubjakiviveeristikke ja -kruusa.

Veeristikke, kruusa, rähka ning mügi kasutatakse betooni valmistamiseks ja ballastina. Mõned bretsšad ja konglo-meraadid sobivad ehituskiviks.

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

Liivkivimiteks on mitmesugused liivad ja liivakivid.

Peamisteks kivimit moodustavateks mineraalideks on neis kvarts, päevakivid, vilgud, glaukoniiit ja kivimikillud. Teisejärguliste ja aktseessorsete 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 bitumi- noosse aine lisandeid.

Liivkivimite liigitamise aluseks on terade mineraloogi- line koostis, mille põhjal eraldatakse monomineraalsed, oligomiktilised ja polümineraalsed kivimid. Monomineraalsed on looduses kõige sagedasemad kvarts- ja suhteliselt haruldase- mad päevakivi- ning glaukoniiitliivad ja -liivakivid. Oligo- miktilised on kvarts-päevakivi-, päevakivi-kvarts-, glauko- niit-kvarts- jt. -liivad ja -liivakivid. Polümineraalseteks liivkivimiteks on arkoosid, grauvakid ja segakoostisega ar- koos-grauvakid.

Arkoosideks nimetatakse graniitide ja gneisside mure- nemisel tekkinud kvartsist, päevakivist ja vilgust koosne- vaid liivakive, mis sisaldavad üle 20% päevakivisid, vähe- sel hulgal kivimikilde ja savikat või karbonaatset tsemi- ti. Grauvakid sisaldavad samu komponente, kuid teistsuguses proportsioonis. Nimelt sisaldavad grauvakid üle 20% kivimi- kilde. Tsemendiks on neis tavaliselt seritsiit (mikroterali- ne muskoviit), kloriidid jms.

Kvartsliidakivid on tavaliselt heledad, valged, harve-
mini tumehallid (magnetiidi või orgaanilise aine sisalduse
tõttu), pruunid või punakaspruunid (raudsemendiga), päeva-
kiviliidakivid ja arkoosid on roosad või punased, grauvakid
rohekashallid, tumehallid, isegi mustad, glaukonitliidaki-
vid on rohelised.

Liidkivimid tekivad mitmesugustes tingimustes. Mere-
liivad ja -liidakivid koosnevad hästi sorteeritud ja ümar-
datud, tihedalt paiknevatest teradest ja on sageli horison-
taalkihilised. Enamasti on mereliivad suure levikualaga. Jär-
veliidakivid ja -liidakivid erinevad mereliidakividest ja -lii-
vadest väiksema levikuala ja suurema savi- ning tolmuosakes-
te sisalduse poolest.

Jõeliidades ja -liidakivides on terad halvemini sor-
teeritud, vähem ümardunud ega paikne eriti tihedasti. Sage-
li esineb neis põimkihilisus. Jääsulavete poolt setitatud
fluvioglatsiaalsed liivad on hästi sorteeritud, kuid terad
on neis vähe ümardunud. Sageli esineb neis kruusa ja vee-
riste vahekihte.

Liidkivimeid esineb Eestis väga erineva vanusega sete-
tes. Kambriumi tiskre kihistus leidub väga puhtaid (kuni
98-99% SiO_2) kvartsliidakive. Liidakivid on üldiselt peene-
teralised (valdav terasuurus 0,1-0,2 mm). Tsementeerivaks
materjaliks neis on savi, raudoksiidid või karbonaatne ai-
ne, kohati puudub tsement üldse. Kvartsliidakivid ja -liidaki-
vide esineb ka devoni setetes (näiteks Piusa maardla). Flu-
vioglatsiaalsete liidade suurimaks maardlaks on Saku ja
Tallinna vaheline territoorium, kus esinevad peamiselt oli-
gomiktilised liivad. Alamordoviitsiumi leetse lade koosneb
põhiliselt glaukonitliidakivist.

Liidakivid kasutatakse klaasi- ja portselanitööstuses,
metallivalu puhul (vormiliivad), ehituses (betoon, krohv
jms.). Liidakive kasutatakse müürikivina, killustiku val-
mistamiseks, käiakividena jms. Glaukonitliidakivisid saab
kasutada rohelise värvi valmistamiseks, karedate vete peh-
mendamiseks, 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). Allõtigeenseteks mineraalideks neis on kvarts, vilgud, päevakivid ja glaukoniit. 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 saviminerääle 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 aktsessorsete 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 ebaühtlaselt, mistõttu ehitiste alusena on löss ohtlik pinnas.

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

Aleuriitide tsementeerumisel tekivad kompaktsed, ilmelt ja värvuselt väga mitmekesised (hallid, pruunid, punakad, rohekashallid, kirjud jne.) kivimid - aleuroliidid. Aleuroliidid on enamasti peenekihilised või plaatjad ja lasuvad vaheldumisi liiv- ja savikivimite kihtidega.

Tolmkivimite kobedaid erimeid on palju nüüdisaegsetes setetes (mere- ja järvemudad, löss). Aleuroliite esineb igasuguse vanusega setetes, sealhulgas ka Eesti alamkambriu-

mis (Pirita kihistu glaukoniiti sisaldavad rohekashallid aleuroliidid).

Lõssi ja lõssitaolisi 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 vahepealseid, muutliku liiva-, tolmu- ja saviosakeste sisaldusega kivimeid, mida nimetatakse liiv-savideks ja saviliivadeks. Nende klassifikatsioonid põhinevad liiva-, tolmu- ja saviosade sisaldusel ja plastilisusel.

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

Segakoostisega purdkivimeid on palju kvaternaarse te maismaasetete seas. Liivsaveisid ja saviliivasid saab kasutada 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 vulkanogeensed settekivimid koosnevad põhiliselt vulkaanipursete ajal väljapaisatud tahkest materjalist, millele tavaliselt lisandub suuremal või vähemal hulgal tavalist purdmaterjali.

Vulkaaniline tuhka koosneb peamiselt vulkaanilise klaasi, mineraalide ja purskekivimite ümardamata kildudest, mõnikord ka tilga- või kerakujulistest agregaatidest. Materjal tuhas on suuruse järgi sorteerimata.

Tsementeerunud tuhka nimetatakse vulkaaniliseks tufiks. Tsemendiks on tuffides mitmesugused tuha komponentide sekundaarsete muundumiste produktid, näiteks 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 vulkanoogeensed 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 settekivimid, 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 peorsusega (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 konkretsioonidena karbonaadid (kaltsiit, dolomiit, sideriit FeCO_3), kips, püriit jt.

Tekkeliselt võib savid jaotada kaheks: vahetult kivimite porsumisel tekkinud primaarseteks (kemogeenseteks) savi-

deks 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 segasaviseid.

Hüdrovilksavide erimiks 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 looduses kõige levinumad savikivimid. Ka eesti kambriumi "sinisavid", enamik devoni savidest ja moreensavid kuuluvad hüdrovilksavide tüüpi.

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

Montmorillonitsavid tekivad vulkaanilist klaasi sisaldavate keskmiste ja aluseliste purske kivimite porsumisel. Nendel savidel on tendents vees kiiresti ja tugevasti puhetuda. Juba savi pinnale langenud veetilg põhjustab puhetumise, mistõttu montmorillonitsaviseid sisaldavad pinnased on ehitiste alusena ohtlikud.

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

Montmorillonitsavisid kasutatakse nende adsorbentsimisvõime tõttu nafta ja selle produktide, loomsete ja taimsete õlide, mahlade jms. puhastamiseks. Suurimad montmorillonitsavide maardlad asetsevad Kaukaasias, Krimmis, Kesk-Aasias ja mujal.

Argilliidid on tsementeerunud ja tihenenud savikivimid, mis vees ei pehmene ega ole seetõttu plastilised. Argillitide poorsus on väike: 10-12 kuni 1-2%. Mineraloogiliselt on kõige sagedamad hüdrovilk- või segakoostisega (polümineraalsed) argilliidid. Savimineraalide kõrval sisaldavad argilliidid alati kvartsi, vilke, päevakivisid, mõnikord glaukoniti, karbonaate, opaali, kaltседoni, raudoksiide ja -hüdroksiide ning sageli ka orgaanilisi ühendeid. Värvus on argillitidel 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 poorus 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. Tumemat värvust põhjustavaks komponendiks on orgaanilistest ainetest tekkinud söekas materjal. Savikiltade erimiks on nn. katusekildad - kompaktsed hallid, rohekashallid või pruunikashallid kivimid, millest lõhestatud 3-5 mm paksused plaadid ei killune, kui neist nael läbi lüüa. Neid kasutatakse katusekattematerjalina.

Argilliite leidub peamiselt paksude settekomplekside levikualadel, kus on esinenud mäetekkeliste liikumistega kaasnenu 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, kaltседonist ja sekundaarsest kvart-sist koosnevaid kivimeid. Lisandeiks on neis tavaliselt savi-mineraalid, sageli ka kaltsiit, mõnikord raudoksiidid.

Tuüpilisteks ränikivimiteks on diatomiidid, treepelid, opokad ja jaspised.

D i a t o m i i t i d e k s nimetatakse ränivetikate - diatomeede opaalsetest kodadest koosnevaid kivimeid. Makroskoopiliselt on diatomiit valge või kollakas, võrdlemisi kobe kivim, mis koosneb nõrgalt tsementeeritud kodadest. Meenutab väliselt kriiti, kuid ei reageeri HCl-ga ja on viimasest märksa kergem (mahukaal 0,42-0,96 g/cm³). Viimane asjaolu on tingitud diatomiidi erakordselt suurest poorsusest (kuni 90%), sest diatomeede kodad 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 opaalikerakestega. Treepelid on tekkinud diatomiitidest kodade lahustumise ja puhta opaali lahustest väljasadenemise teel.

Diatomiite ja treepeleid kasutatakse heli ja soojuse isolatsioonimaterjalina, dünaamiidi tootmisel, filtreerimiseks, poleerimiseks, absorvendina ja hüdraulilise lisandina portlandtsemendi ning lubja tootmisel. Diatomiiti leidub Eestis Narva jõe ääres (Tõrvala).

O p o o k a k s nimetatakse treepeli tugevamini tsementeerunud ja kõvemaid erimeid. Tavaliselt on opokad treepelitest tumedama värvusega - tume- või kollakashallid, ise-

gi mustad, kusjuures värvus pole kogu tüki ulatuses ühtlane. Mahukaal 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 peeneteralisel, ühtlased karpja murruga kivimid. Arvatakse, et jaspised on tekkinud ürgmerede süvikutesse settimisel.

Kõva ja sageli ilusa dekoratiivkivina kasutatakse jaspiseid tehniliseks otstarbeks (uhmrid) 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 settekivimeid tunduvalt. Lubjakivide seas saab morfoloogiliste tunnuste ja tekkeviisi põhjal eraldada rida erimeid, millest tähtsaimad on järgmised.

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

a. Rifi- ehk biohermsed lubjakivid lasuvad tavaliselt läätsekujuliste kehadena muudes lubjakivides. Biohermidel puu-

dub 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 vähepurunenud 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 tähtsaimad allikalik- ehk nõrglubjakivid (lubitufid) ja ooidlubjakivid.

a. Allikalubjakivid on põhiliselt kontinentaalsed moodustised, mis tekivad allikate ümbrusse. Kõik taimed tarvivad allikavetest süsihapet, mille tagajärjel osa vees lahustunud CaCO_3 -st sadeneb lehtede ja varte pinnale, kattes need järkjärgult mikroteralise kaltsiitkestaga. Pärast taimeosade kõndumist 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 piirkonda põhjavete temperatuuri muutumise ja aurustumise tulemusena, ilma taimestiku osavõtuta. Seetõttu puudub neil alliklubjakividel 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 homogeenised, 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 uurimiste põhjal on selgunud, et kriidis esineb kolm põhikomponenti: vetikate lubikojad - kokoliidid (10-75%) diameetriga 2-5 μ , mikroteraline kaltsiit (5-60%) terade diameetriga 2-10 μ ja umbes niisama suured ainuraksete loomade - foraminifeeride lubikojad (5-40%). Eelöeldust nähtub, et kriit on organogeenne kivim.

Mikroteraliseks lubjakiviks on ka nn. litograafiakivi, kompaktned, karpja murruga kivimid.

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 mineraalset dolomiit ($> 95\%$). Lisandina sisaldavad dolomiidid tavaliselt veel kaltsiiti, savimineraale, mõnikord kipsi, raudoksiide ja -hüdrosiide, 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 suhteliselt kõrge magneesiumi kontsentratsiooniga mereveest. Need dolomiidid on tavaliselt peene- või peitkristallilised, homogeensed mikrokihilised kivimid, milles organismide jäänuheid leidub väga harva (Saaremaa dolomiit).

Diageneetilised dolomiidid on tekkinud lubisetete dolomiidistumisel veel enne sette lõplikku tahenemist. Need on samuti peeneteralised kivimid, kuid suhteliselt poorsemad 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 kodasid. Sekundaarsete dolomiitide struktuur on sageli ebaühtlane, tekstuur aga poorne ja isegi kavernoosne.

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

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

Segatüüpi karbonaatsete kivimid. Segatüüpi karbonaatsetest kivimitest on looduses palju lubjakivide ja dolomiitide vahepealseid kivimeid, mida olenevalt ühe või teise komponendi 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 dolomidist või üheaegselt mõlemast) ja saviosadest (enamasti hüdrovilgud). Muid mineraale - kvartsi, päevakivisid, vilke, glaukoniiiti, 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 lubjakivi, 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 rühmkonda 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 kipsiks, kusjuures protsessiga kaasneva ruumala tunduva suurenemise tõttu muutub kivim 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. Kloriidised 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 osasid. Kivisool on soolase maitsega, värvusetu, valge, hallikas, mõnikord punane (hematiidi lisand) ja harva ka sinine (metalse Na lisand) peenekihtiline 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 permia 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 kivimeid nagu 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 jäänustest ning nende seas võib olenevalt lagunemisstaadiumist eraldada järgmisi kivimeid: turvas, pruunsüsi, kivisüsi ja antratsiit.

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

Kui maapinna vajumise tõttu turvasoo pind kattub merevõi 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 kivisõeks siis, kui lasund vajub niivõrd suurde sügavusse, et seda hakkab mõjutama maasisene soojus, mis tingib süsinikusisalduse suurenemise 75-92%-ni. Erinevalt pruunsüttest on kivisõed tumehallid või mustad, enamasti läikivad, kihilised kivimid. Kui kivisüte süsinikusisaldus ületab 92%, nimetatakse neid antratsiidideks. Antratsiidid on kõige kõvemad, sageli metalliläikega humooliidid.

Sapropeliidid on tekkinud peamiselt vetikate, loomse planktoni ja muude organismide jäämustest, mis akumulereuvad 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 kivisõed, millel harva on iseseisev praktiline tähtsus, või põlevkivid, mis mõnikord moodustavad suuri tööstuslikke maardlaid.

Põlevkivideks 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 karbonaatne aine (kaltsiit), mistõttu kukersiit reageerib lahjale soolhappele nagu lubjakivi. Karbonaatse aine olemasolu kukersiidis on ka silmaga nähtav rohkete organismide kodade näol.

MOONDEKIVIMID

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

milisel 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 moondu mine kivimi ja sellesse imbunud magmaliste lahuste koosmõjul, kusjuures moondu mist 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 (rõhumoonde) puhul on peamiseks moondu mist 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. graniitisaiooni, 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 idiomorfsed 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 isomeetiline, 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 kujuga mineraalid, mille paralleelne asend on hästi märgatav. Kildalisuse tekkimine on tingitud ühesuunalisest rõhust, mille mõjul mineraalid kasvavad väikesema 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 nähtus on eriti selge siis, kui kivimis on rohkesti vilke, mille lõhenevus on paralleelne plaatide pindadega.

Kõrvuti kildalise tekstuuriga esineb moondekivimeis päris 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 tardkivimeil, tuleb tähelepanelikult jälgida kivimi struktuuri, mis moondekivimeil on kristalloblastiline, tardkivimeil aga hüpidiomorfne.

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

2. Moondekivimite kirjeldus

=====

Moondekivimite klassifitseerimine toimub põhiliselt geneetiliste tunnuste põhjal, mis arvestavad nii metamorfismi 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, tekstuuri-erinevasse rühma: kristalsed kildad ja massiivsed moondekivimid.

Kristalsed kildad

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

Gneisid 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 mainimisväärsel hulgal künnekivi (amfiboolgneiss), granaate, grafiiti jt. mineraale. Vilgud paiknevad gneissides paralleelsetel pindadel või moodustavad omaette võõd. Vilkkiltadest erinevad gneisid ebaühtlase värvuse (heledad ribad või läätsed vahelduvad tumedamatega), suure päevakivide sisalduse ja omapärase läätseliskildalise 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 massiividenäidena leidub gneisse Karjalas, Ukrainas, Uraalides, Kasahstanis, Siberis ja mujal. Ka Eesti rändkivide seas on palju gneisse, gneissgraniite ja graniitgneisse.

Füüsikalis-mehhaaniliste omaduste poolest sarnanevad gneisid graniitidega, kuid nende omadused pole kõigis suundades võrdsed. Gneisse kasutatakse ehituskividena ja kiltlustiku valmistamiseks.

Vilkkildad 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.

Fülliidid on suhteliselt madala moondumisastmega väga peeneteralised ja -kildalised kivimid, milles terad on nähtavad ainult mikroskoobi all. Savikiltadest, mille edasiseks moondumisastmeks 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 nimetamisväärsel osa vaid üksikutes rajoonides.

A m f i b o l i i d i d on sageli massiivsed, märgata-va kildalisuseta kivimid, kuid kuuluvad siiski kristalsete kiltade rühma, olles viimastega geneetiliselt seotud. Amfiboolgneissidest erinevad amfiboliidid tumedama värvuse poolest, koosnedes peamiselt amfiboolidest (kõige sagedamini küünekiivist) 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 enam-vähem paralleelset orientatsiooni. Ainult amfiboolidest koosnevatel kivimitel (amfiboolkiltadel), mille näiteks on selgelt nematoblastilise struktuuriga rohelist aktinoliitkildad, väljendub kildalisus selgemini.

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

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

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

Kloriitkildad ja -kivid tekivad aluseliste tardkivimite moondumisel. 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). Suure talgisisaldusega erimeid kasutatakse tule- ja happekindlate materjalide tootmisel.

Kahe viimati mainitud kivimite rühmaga sarnanevad analoogilise tekke, peene-, sageli mikroteralise struktuuriga päevakivist (albiidist), kvartsist, epidoodist, kloriididest ja amfiboolidest koosnevad kildalised või massiivsed roheline värvusega nn. rohekivimid. Kloriit- ja talkkiltadest (-kividest) erinevad rohekivimid suurema kõvaduse poolest (arves tamata 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 kvartslivakividest) puudub tsement, on kvartsiidi mured peaaegu sile ja karpjas (livakividel on see tavaliselt tsemendi väiksema kõvaduse tõttu teraline).

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

Kvartsiidid tekivad kvartslivakivide moondu misel. Neid leidub koos kristalsete kiltadega Karjalas, Ukrainas, Uraalis ja mujal, rändkividenä ka Eestis.

Kuigi kvartsiidid on kõige kõvemad kivimid looduses, ei kasutata neid ehituskivina peaaegu üldse, sest nende töötlemine on liiga kallis. Mõned kvartsiidi liigid sobivad kôva tulekindla materjali - dinasi tootmiseks (dinaskvartsiidid). Raudkvartsiidid, mis mõnedes eelpaleosoolistes massiivides 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 (mineeraalid 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 toimetel). 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 ühtlaseteralise granoblastilise struktuuriga ega sisalda kunagi kivistisi.

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

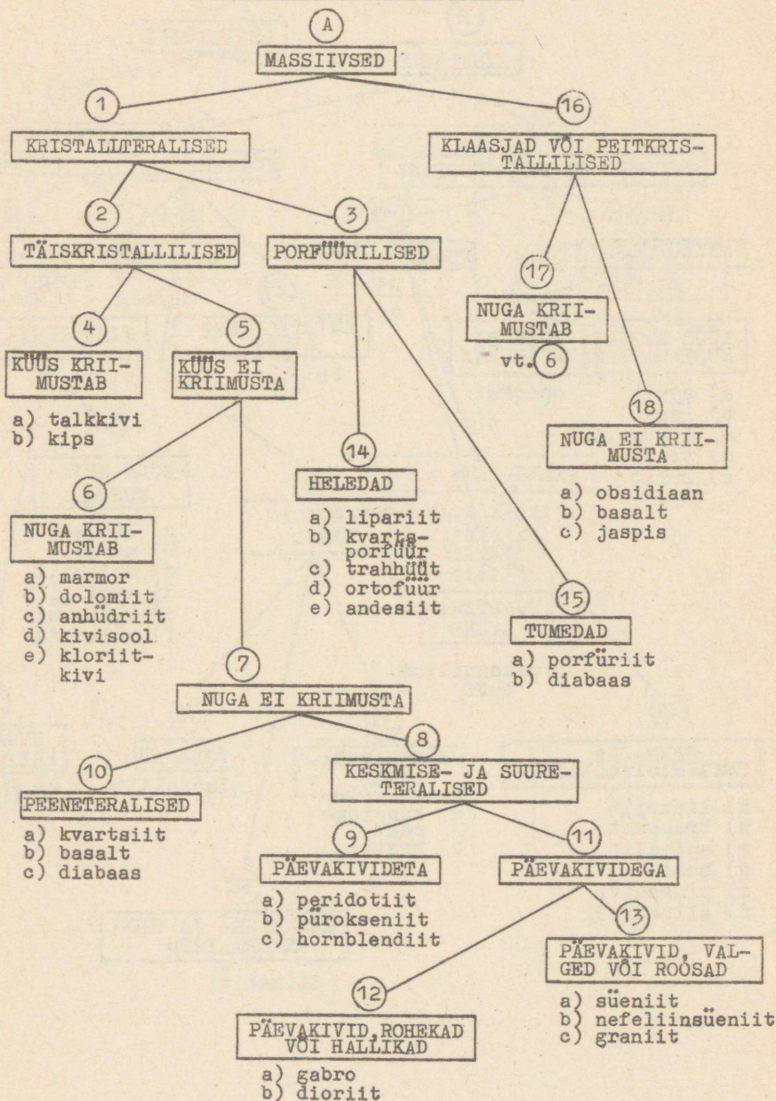
Marmorid on hästi töödeldavad ja poleeritavad ning küllaltki suure mehhaanilise tugevusega, mistõttu neid kasutatakse ehitus- ja dekoratiivkivina peamiselt sisetöödel. Välisõhu ja niiskuse käes pole marmorid kaltsiidi suhteliselt kerge lahustuvuse tõttu kuigi püsivad. Peeneteralist valget marmorit kasutatakse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

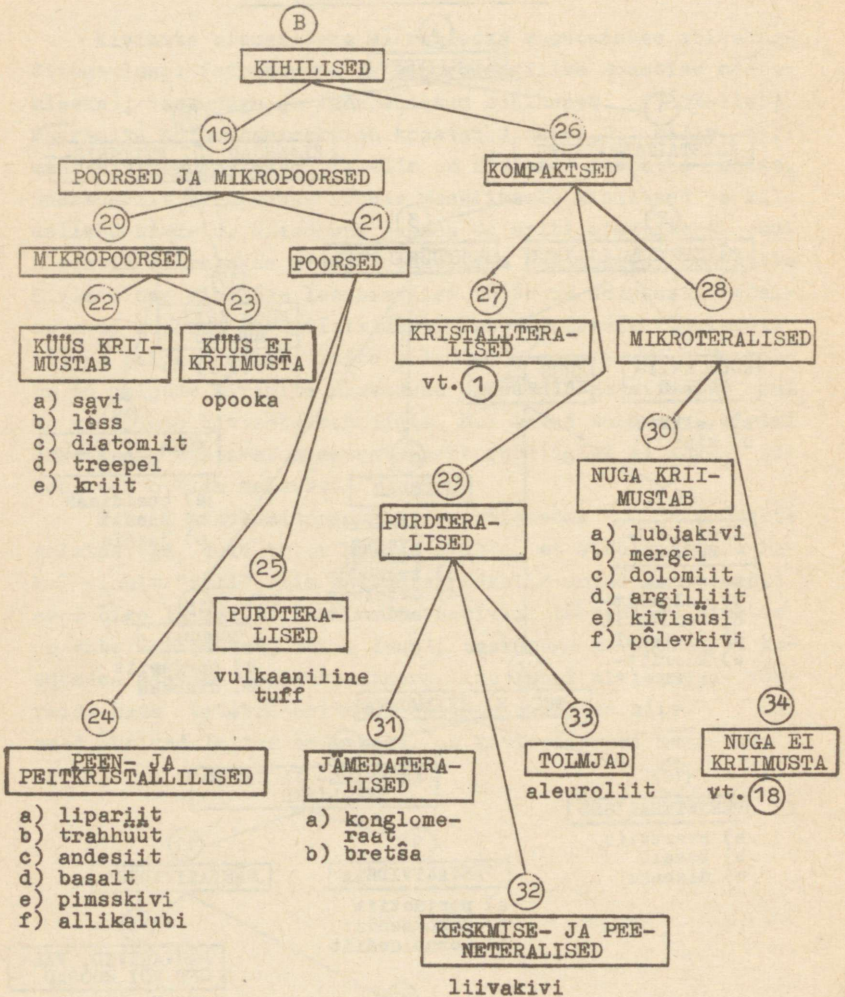
KIVIMITE MÄÄRAMINE

Kivimite visuaalseks määramiseks kasutatakse abivahenditena luupi (struktuuri ja mineraloogilise koostise määramiseks), taskunuga ja lahejendatud 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 kilдалised kivimid. Niisugune jaotus on eriti efektiivne, kui kivimeid määratakse nende looduslikes paljandeis, kus settekivimid oma kihilise lasumisviisi tõttu on hõlpsasti eraldatavad muudest kivimiliikidest. Laboratoorseis tingimusi 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.

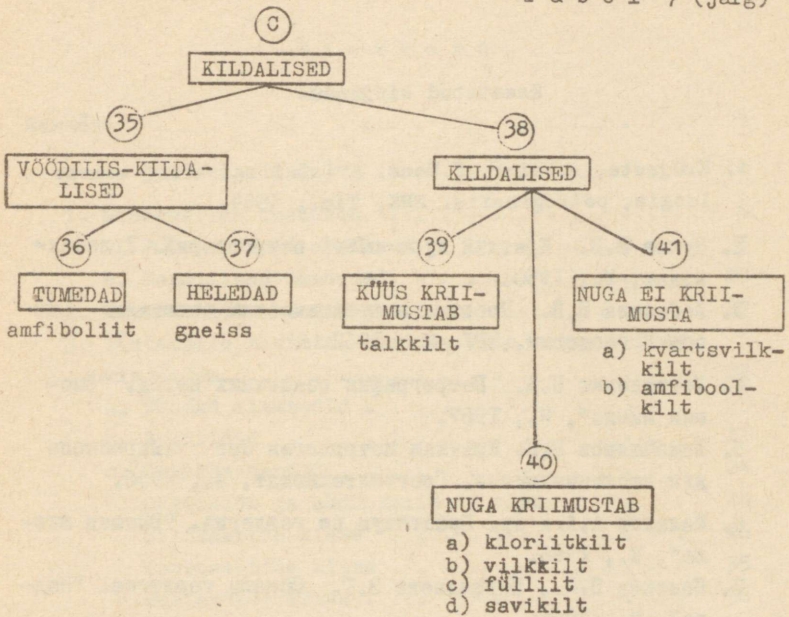
Tabeli kasutamispriintsiip on mõistetak täiendavate seletustega, kuid tuleb silmas pidada, et sisuliselt on tabel ainult "võti", mis hõlbustab tekstis antud kirjelduste seas õige leidmist. Kui uuritava kivimi tõenäoline nimetus on tabelist leitud, tuleb luupi, taskunuga ja soolhapet kasutades määrata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

Tabel kivimite määramiseks





Tabel 7 (järg)



Kasutatud kirjandus

1. K.Ojaste, A.Reier, K.Mens. Kristallograafia, mineraalooogia, petrograafia. ERK, Tln., 1964.
2. Зуков 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. Füüsikalised omadused	5
b. Keemilised omadused	20
2. Mineraalide klassifikatsioon	22
3. Tähtsamate kivimit moodustavate mineraalide kirjeldus	22
a. Ehedad elemendid	23
b. Sulfiidid	23
c. Hapnikuühendid	24
Oksiidide ja hüdroksiidide klass	24
Silikaatide klass	26
Karbonaatide klass	35
Sulfaatide klass	36
Fosfaatide klass	36
Halogeniidide klass	37
4. Mineraalide määramise tabel	37
II. P E T R O G R A A F I A	42
TARDKIVIMID	44
1. Tardkivimite mineraloogiline koostis, struktuur ja tekstuur	44
2. Tardkivimite klassifikatsioon	46
3. Tardkivimite lasumisviis	47
4. Tardkivimite eralduvus	47
5. Tardkivimite kirjeldus	49
a. Ultraaluseliste kivimite klass	49
b. Aluseliste kivimite klass	51
c. Keskmiste kivimite klass	53

Süeniidi rühm	53
Dioriidi rühm	55
d. Happeliste kivimite klass	57
e. Leeliskivimid	60
SETTEKIVIMID	61
1. Settekivimite klassifikatsioon	63
2. Settekivimite koostis, struktuur ja tekstuur	63
3. Settekivimite kirjeldus	68
a. Purdkivimid	68
Jämedapurrulised kivimid e. psefiidid	68
Liivkivimid e. psammiidid	70
Tolmkivimid e. aleuriidid	72
Segakoostisega purdkivimid	73
Püroklastilised kivimid	73
b. Savikivimid	74
c. Keemilised ja biokeemilised kivimid	77
Ränikivimid e. silitsiidid	77
Karbonaatsed kivimid	78
Soolkivimid	82
Kaustobioliidid	83
MOONDEKIVIMID	84
1. Moondekivimite struktuur, tekstuur ja koostis	85
2. Moondekivimite kirjeldus	86
Kristalsed kildad	87
Massiivsed moondekivimid	90
KIVIMITE MÄÄRAMINE	92
Kasutatud kirjandus	96