

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/272149015>

Kristalsed kivimid Lõuna–Soomes ja Eestis

Book · February 2007

CITATIONS

3

READS

281

2 authors:



[Olav Eklund](#)

Åbo Akademi University

79 PUBLICATIONS 1,231 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



[Alvar Soesoo](#)

University of Tartu

120 PUBLICATIONS 963 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Educational Time Trek (Educational Time Trek (eTimeTrek): a Digital Travel through Deep Time, the Universe and the Earth [View project](#)



PhD Thesis [View project](#)



KRISTALSED KIVIMID LÕUNA-SOOMES JA EESTIS

Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut
Turu Ülikooli geoloogiaosakond

KRISTALSED KIVIMID LÕUNA-SOOMES JA EESTIS

Tallinn 2007

**Kristalsed kivimid Lõuna-Soomes ja Eestis.
MTÜ GEOGuide Baltoscandia. Tallinn, 2007.**

ISBN 9985-9675-0-X

Koostajad: Olav Eklund
Alvar Soesoo

Täname: Ari Linna
Ari Brozinski
Heikki Bauert
Paul Reuter
Leena Laurila

Toimetaja: MTÜ GEOGuide Baltoscandia

Kujundus: Andres Abe

Joonised: Olav Eklund

Esikaas: Tugevasti deformeeritud (kurrutatud) graniitne soon metavulkaniitides, Edela-Soomes. Sellist struktuuri nimetatakse kuulsa Soome geoloogi J.J.Sederholmi ettepanekul (1907) ptigmatiidiks (sõna tuleneb kreeka keelest)

Tagakaas: Edela-Soomes geoloogiline kaart

© MTÜ GEOGuide Baltoscandia, 2007



Raamatu väljaandmist kaasfinantseerisid: Euroopa Regionaalarengu Fond, Eesti Vabariigi Siseministeerium ja TTÜ Geoloogia Instituut INTERREG IIIA Lõuna-Soomes ja Eesti programmi raames.

Edela-Soome aluskorrakivimite geoloogia

Iga kivimipala kannab endas osa Maa geoloogilisest ajaloost. Kui asute Lõuna-Soomes, Raahe-Laadoga joonest lõunapool, siis iga kivimitükk, mille leiaste (väga väheste eranditega), on moodustunud ajavahemikus 1,920 kuni 1,575 miljardit aastat tagasi. Nimetatud joonest põhjapoolse jäävad aga Arhaikumi vanusega kivimid, mis tekkisid enam kui 2,5 miljardit aastat tagasi. Kõik need kivimid on moodustunud kas Maa sügavuses magma kristalliseerumise käigus või maapinnal vulkaanidest väljavoolanud laava tahkumisel, või siis ka merepõhja settinud savi, liiva või muudest setetest. Valdav enamus Lõuna-Soome kivimitest on oma arengu jooksul läbi teinud intensiivse deformatsiooni kõrge temperatuuri ja rõhu keskkonnas. Seda tüüpi kivimi muutust nimetatakse metamorfismiks (kreeka keelest *meta* – muutus ja *morphos* – vorm). Metamorfism toimub tavaliselt intensiivsetes mäetekkepiirkondades. Lõuna-Soomes on olemas ka kivimeid, mis ei ole metamorfse ehk moondelise tekkega, need on näiteks rabakivigraniidid.

Kivimite tekstuure, struktuure, keemilist ja isotoopkoostist uurides oskavad teadlased määrata kivimite tekkekeskonna ning tekkeaja ehk kivimi vanuse ning rekonstrueerida kivimikehade geoloogilist ajalugu.

Miks Edela-Soomes on tekkinud saarestik?

Miks tekkis Turu saarestik, arhipelaag? Miks ei ole hulgaliselt saari mujal Soome rannikul? Esiteks peame vaatlema kahte põhilist geoloogilist protsessi, mis on kujundanud (ja kujundamas) maapinda Edela-Soomes. Siinne maakoos tekkis pikaajaliste geoloogiliste protsesside toime 1,9 kuni 1,765 miljardit aastat tagasi, mida geoloogid nimetavad Svekofennia orogeneesiks ehk Svekofennia mäetekkeperioodiks. Tekkinud mäeahelik erodeeriti hiljem ning moodustunud laugem maastik kaeti nooremate sette kivimitega, milledest on Soomes tänapäevaks küll väga vähe säilinud, kuid millised on levinud Eestis.

Järgnev geoloogiline periood, mis jättis maapinna kaljudele mitmeid jälgi ning vormis neid, oli umbes 10 000 aastat tagasi lõppenud jää-aeg. Jää kujundavast toimest jäid maha mitmed märgid nagu saarestiku kaljud, millede põhjakülg on ümaraks lihvitud ning lõunakülg on plokiline. Kaljude põhjakülg oli avatud põhjast pealetungivale jäämassile, mis kaljude seda osa lihvis. Moreenid ja eskerid (nagu Jurmo) tekkisid kui jää taandus ning jättis maha erineva terasuurusega setteid.

Turu arhipelaag ongi ala, kus asetseb palju saari. Kui aga reisida Turu

linnast idasuunas kohtame me maastikku, mis koosneb rohketest küngetest ja nendevahelistest põldudest. Nüüd peaksime vaid ette kujutama, et asendame need põllud veega ning nii saamegi arhipelaagile lisa – uusi saari. Tegelikult need põllualad olidki veega kaetud peale mannerjää taandumist ning künkad moodustasidki saarestiku. Hilisema maatõusu tulemusena jäi see ala kuivaks. Künkad ise (sarnaselt arhipelaagi saartele) koosnevad põhiliselt graniidist ning seepärast on nad ka vastupidavad kulutamisele (erosioonile). Kivimid, mille kohal asuvad praegused põllud on aga pehmemad, need on tavaliselt erinevad kildad, mis alluvad kergemini erosioonile. Künkaid moodustavad graniidid tekkisid kunagise Svekofennia mäeaheliku sügavamate osade sulamisel umbes 1,88 kuni 1,82 miljardit aastat tagasi.

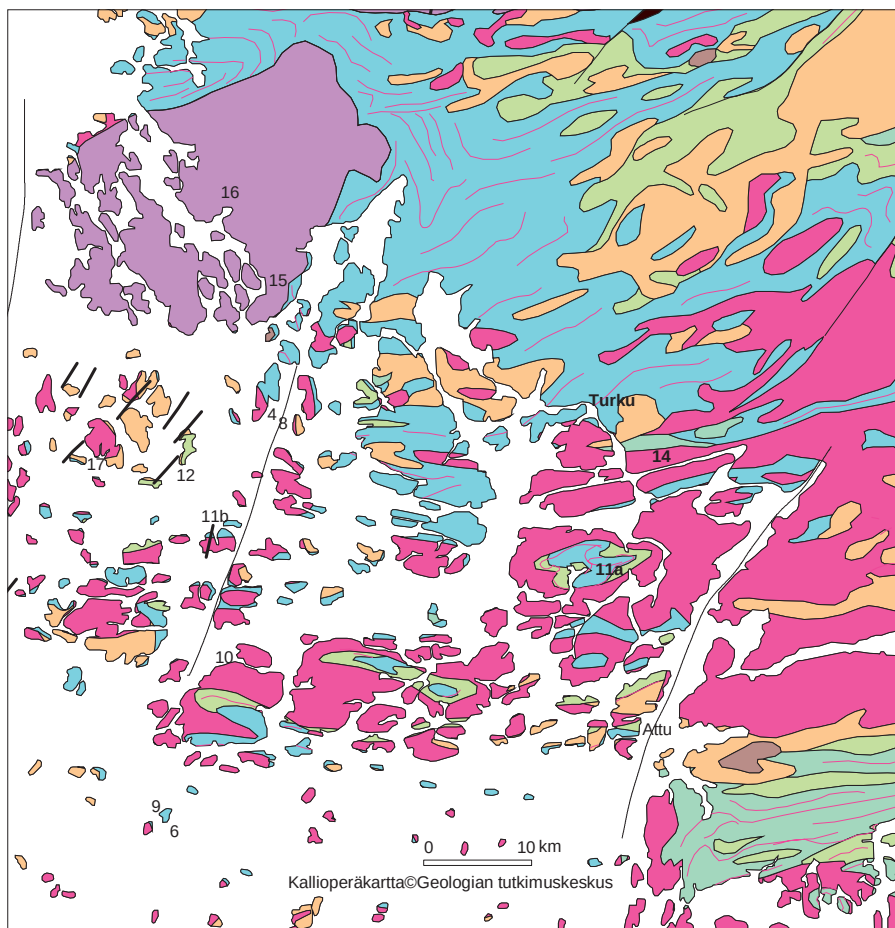
Erinevate kristalsete kivimite tekkimine

Selleks, et taastada Maa geoloogilist ajalugu peame me eeskätt teadma, kuidas toimuvad erinevad geoloogilised protsessid tänapäeval. Põhilisi võtmeteooriad selle mõistmiseks on eelmise sajandi alguses Alfred Wegeneri poolt loodud teooria – laamtektoonika.

Laamtektoonika

Meile on teada, et Maa koor jaguneb kaheksaks gigantseks laamaks (millede koosseisus on veel hulga väiksemaid laamasid), mis liiguvad plastsete omadustega ülemise Maa vahevöö pinnal. See laam, mille koostisosaks on Soome ja ka Eesti, liigub kirde suunas keskmise kiirusega 2 cm aastas (sama kiirusega kasvavad näiteks inimese küüned). Laamade liikumist põhjustavad Maa vahevöö konvektsioonivoolud, viimased on sarnased vee liikumisele keevas teekannus (Joonis 1). Mõned laamad on vanad ja koosnevad kergematest (näiteks graniidid) kontinentaalse koore kivimitest, mõned on nooremad ning koosnevad raskematest (näiteks basaldid) ookeanilise koore kivimitest. Põhja- ja Lõuna-Ameerika kontinendid liiguvadki eemale Euroopa ja Aafrika kontinentidest. Seda tüüpi eemaleliikumise käigus moodustub uus ookeaniline maakoore Atlandi ookeani keskel. Inimestele hästi jälgitav vulkaaniline tegevus Islandi saarel ongi üheks näiteks uue ookeanilise maakoore tekkest laamade äärealadel. Islandi saar nimelt asubki kahe suure laama kokkupuutevööndis, ookeani keskahelikul.

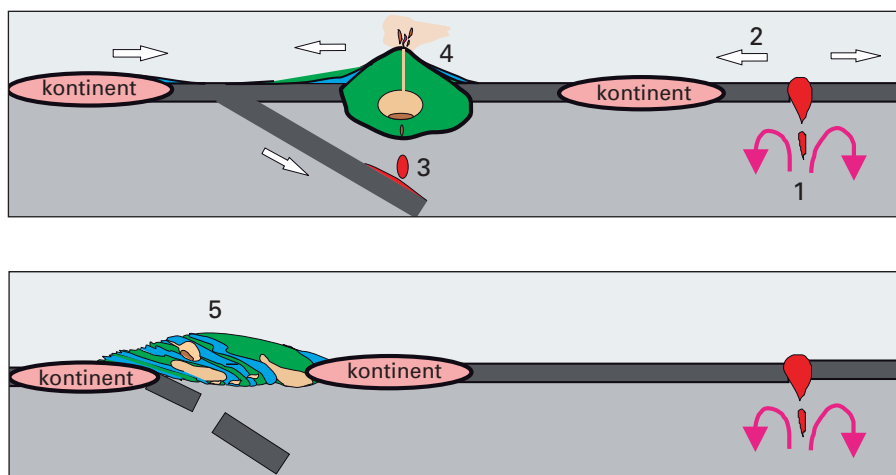
Kuna Maa on enam-vähem kerakujuline, mille koore plokid ehk laamad liiguvad ning uus ookeaniline koor moodustub mitmes ookeanis, siis on ka loogiline oodata, et kusagil peaks



-  Murrangusüsteemid
-  Diabaasdaigid (1590-1570 Ma) joonis 17
-  Rabakivigraniidid (1590-1570 Ma) ... joonised 15 ja 16
-  Mikrokliingraniidid (1840-1820 Ma) ... joonis 14
-  Granodioriidid, tonaliidid ja kvartsdioriidid (1890-1870 Ma) ... joonis 12
-  Gabrod ja dioriidid (1890-1870 Ma) ... joonis 10
-  Vilgukildad ja -gneissid (umbes 1900 Ma) ... joonised 5a ja 13
-  Metamorfiseerunud aluselise koostisega vulkaniidid ja karbonaatsed kivimid (umbes 1900-1885 Ma) ... joonised 3, 4, 8, 11a ja 11b
-  Metamorfiseerunud keskmise ja happelise koostisega vulkaniidid, settekivimid ja karbonaatsed kivimid (umbes 1900-1885 Ma) ... joonis 2

ookeaniline koor vahevöösse tagasi sukelduma. Vastasel juhul peaks Maa paisuma, seda aga ei ole täheldatud. Samas teame, et ookeanilise koore teke on toimunud väga pikka aega, miljardeid aastaid. Ookeanilise koore sukeldumine viib omakorda kontinentide kokkupõrkamiseni. Seda tüüpi kokkupõrkeid on geoloogilise aja jooksul toimunud palju, üheks hilisemaks näiteks on Himaalaja mägede teke. Himaalaja tekkis India ja Euraasia laama omavahelise kokkupõrke tulemusena. Kõikjal, kus me kaardil näeme

suuri mäeahelikke on toimunud kontinentide kokkupõrge või ookeanilise laama sukeldumine. Norra mäed tekisid umbes 500 miljonit aastat tagasi Ameerika ja Euroopa laamade kokkupõrkel. Laamade kokkupõrkel surutakse tihti ookeani põhja katnud setted ja kivimid kõrgele üles ning see on ka põhjuseks miks tihti leiame mägedes settetikivimeid ja vana elu jälgi. Halti mäetipp Soomes (Soome kõrgeim tipp, 1328 m) kuulub Kaledoniidide mäeaheliku koosseisu, viimane ulatub lisaks Norra- ja Soomemaale ka Rootsisse.



Joonis 1. Laamtektoonika põhimõtted. 1. Vahevöö konvektsioonivoolude tõttu tõuseb kuumem materjal sügavamalt vahevööst maapinna suunas ja põhjustab vahevöökivimite ülessulamise. Tekkinud magma kristalliseerub ookeanide keskahelikel moodustades uue maakoore (nagu Islandi saarel). 2. Noolekesed näitavad laamade liikumissuunda. 3. Ookeanilise laama sukeldumine ehk subduktsioon. Sügavamal algab sukeldunud laamaosa ülessulamine, moodustub vulkaaniline saarkaar (4). 5. Kahe kontinendi kollisioonil deformeeritakse laamade äärealad ning suur osa materjali lükatakse kokku mäestikuks. Kujutage, et kaks kontinenti pildil on India ja Euraasia ning tekkinud mäeahelik Himaalaja.

Kui ookeaniline laam sukeldub tagasi vahevöösse, hakkavad kaasaviidud setted ja kivimid sulama. Tekkinud magmad tõusevad maapinna suunas. Kui magma jõuab maapinnale, toimub vulkaanipurse ning võivad moodustuda paljudest vulkaanidest koosnevad vulkaanide ahelikud – saarkaared. Selline laamade sukeldumisprotsess ehk subduktsioon on seotud tihti maavärinatega. Maavärinad on tavalised näiteks Vaikse ookeani tulerõngas, kus toimub erinevate laamade aktiivne subduktsioon. Hea näitena on Tai, Indoneesia ja Filipiinide piirkonnad.

Umbes 1,9 miljardit aastat tagasi meenutas Soome ja Eesti geoloogiline situatsioon seda, mida saame jälgida tänapäeval Kagu-Aasias. Iidne vulkaaniline tegevus praegusel Soome alal produtseeris hulgaliselt vulkaanilisi kivimeid, mida tänapäeval tunneme sealhulgas amfiboliitidena (Joonis 2). Iidsed kivimid kurrutati mäetekkeprotsesside käigus (Joonis 3), kuid kohati on siiski esialgsed vulkaanilistele kivimitele iseloomulikud struktuurid äratuntavad (Joonis 4).

Enne kui asume geoloogilisele ekskursioonile saarestikku, selgitame mõningaid tähtsamaid termineid.



Joonis 2. Eri koostisega iidne vulkaaniline kivim (tume ja hall ala). Paremal on lõikav noorem graniitne soon, Vekara saar, Uusikaupunki. Foto: A. Linna

Millest kivimid koosnevad?

Kivim on tahke materjal, millest maa-koor koosneb. Kivim võib tekkida läbi ühe või mitme erineva geoloogilise protsessi. Kivimid koosnevad mineraalidest. Lõuna-Soome tüüpilisemad mine-

raalid on silikaatsed, so. nad sisaldavad ühe elemendina räni. Mineraale võib omakorda jagada rauda ja magneesiumi sisaldavateks ja mittesisaldavateks mineraalideks:

Tüüpilised rauda ja magneesiumi mittesisaldavad mineraalid on:

(vt ka Joonis 15)

plagioklass $(\text{Na,Ca})(\text{Al,Si})\text{AlSi}_2\text{O}_8$	– paljandis tavaliselt valge
leelispäevakivi $(\text{K,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$	– paljandis tavaliselt punane
kvarts SiO_2	– paljandis tavaliselt läbipaistev

Tüüpilised raua- ja magneesiumirikkad silikaatsed mineraalid on:

oliviin $(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$	
klinopürokseen $\text{Ca}(\text{Fe,Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$	
amfibool $\text{Ca}_3(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
biotiit $\text{KAl}_2(\text{Al,Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	– tüüpilised tumedad liistakud

Joonisel 5a on tumedaks mineraaliks biotiit, joonisel 5b on tumedaks mineraaliks amfibool, joonisel 18b on oliviin.

Mitmed mineraalid on tekkinud kõrge temperatuuril ja rõhul teiste mineraalide ümberkristalliseerumisel – neid

nimetatakse metamorfseteks mineraalideks. Lõuna-Soomes on neist kõige tüüpilisemad:

granaat (almandiin) $(\text{Fe,Mg})_3(\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	– punane (Joonised 5a, 6a, 13)
kordieriit $(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_{18})$	– tumesinine (Joonis 13)
sillimaniit Al_2SiO_5	– valge ja kollane, kiuline

Tüüpilised mittesilikaatsed mineraalid Lõuna-Soomes on esindatud karbonaatide ja oksiididena:

kaltsiit CaCO_3	(Joonis 11)
magnetiit Fe_3O_4	(Joonis 10)



Joonis 3. Iidne vulkaaniline kivim, mis on kurrutatud mäetekkeprotsesside käigus laamade kokkupõrkel, Vekara saar, Uusikaupunki. Foto: A. Linna

Joonis 4. Padilaava Velkua piirkonnast. Padilaava moodustub laava tungimisel veelisse keskkonda. Suure temperatuuri vahe tõttu (laava-1200°C) jahtub laava väga kiiresti moodustades padjasarnaseid eraldisvorme. Joonisel kuhjunud laavapadjad, padjakese läbimõõt 30-50 cm vahemikus. Padilaavad on geoloogilisel kaardil musta poolringina. Foto: A. Linna



Oma tekketingimustest eemal, näiteks maapinnal, hakkavad mineraalid lagunema. Esimesed muutused leiavad aset mineraali pinnal. Erinevate mineraalide lagunemiskiirused on väga erinevad. Näiteks Lõuna-Soome künkaid moodustava graniidi koostismineraalid plagioklass, leelispäevakivi ja kvarts ei allu kergesti lagunemisele.

KIVIMID

Kivimid jagunevad kolme suurde gruppi:

1. Magmakivimid

Magmakivimid kristalliseeruvad magmast. Tavaliselt toimub see protsess sügaval maakoos, kus jahtumine on aeglane ning kivimit moodustavad mineraaliterad saavad seetõttu piisavalt kasvada. Seda tüüpi mineraalid on eristatavad lihtsasti ka palja silmaga. Magmakivimid on joonistel 10, 12, 15 ja 16. Kui aga magma kristalliseerub maapinna lähedal, kus jahtumine on kiire, näiteks daikides (Joonised 10, 17), siis mineraalide terasuurus on tavaliselt väiksem. Kui aga magma purskub maapinnale, siis nimetatakse teda laavaks. Laavad kristalliseeruvad kiiresti ning moodustunud vulkaanilised kivimid on väga peeneteralised (Joonised 2, 3,4).

Magma. Magma on sulanud kivim. Olenevalt magma keemilisest koosti-

sest võib magma temperatuur kõikuda 700 ja 1200 kraadi vahel. Kui magma sisaldab palju räni ja selles lahustunud gaase (tüüpiline on veeaur), võib selle maapinnale jõudmine toimuda plahvatuslikult. Vulkaanipursetel moodustuvad erinevad produktid nagu vulkaaniline tuhk, tefra jm.

Osaline ülessulamine. Temperatuuri kasvamine maasügavuses viib kivimid osalise ülessulamiseni (Joonis 5). Tekkinud sulamagma piisakesed akumuleeruvad ning moodustavad magma, mis on võimeline maakoos liikuma. Maa vahevöös toimuva sulamise käigus tekkinud magmad on tavaliselt magneesiumi- ja rauarikkad ning väikese räni ja leeliselementide sisaldusega. Sellised magmad moodustavad tumedaimelisi kivimeid, kuna koosnevad tumedavärvilistest raua ja magneesiumi silikaatidest (pürokseenid ja oliviin). Maakoos toimuva osalise ülessulamise käigus tekkinud magmad sisaldavad tihti palju räni, kaaliumit ja naatriumit, kusjuures magneesiumi- ja rauarikaste silikaatide osatähtsus on väikene. Sellised magmad kristalliseeruvad kivimiteks, mis sisaldavad palju päevakivisid ja kvartsi. Lõuna-Soomes on jälgitavad ka pilkupüüdvad vööndilised kivimkehad – migmatiidid, mis koosnevad sulanud (hele vöönd) materjalist ja mittedulunud (tume vöönd) kivimist (Joonised 5, 6, 13).

2. Settekivimid

Maapinnal lasuvad kivimid on pidevas kontaktis atmosfääri ja veega, päikese-kiirguse ja temperatuurimuutustega. Nii mehaaniliste kui keemiliste tegurite toimel kivim laguneb, kivimilasum erodeeritakse ning peened kivimitükid kantakse tuulte, jää või vete poolt uude asukohta, näiteks järvedesse ja mere-
desse. Transpordi käigus toimub kivimite moodustunud purdmaterjali edasine lagunemine ning kuhjealale jõuab vaid liiv või savi. Näiteks osa Hollandi setetest on algselt pärit Soome aladelt. Settekivim tekib setete tihendumisel ja kõvastumisel geoloogiliste protsesside käigus. Settest settekivimi, näiteks liivast (Joonis 18) liivakivi teket nimetatakse diageneesiks. Ka lubjakivid ning soolad on settekivimid. Igapäevaelus kasutatav keedusool on geoloogilises mõistes keemiliste protsesside käigus tekkinud sete.

3. Metamorfised ehk moondekivimid

(*meta morphis* tähendab kreeka keeles vormi muutumist)

Metamorfised kivimid tekivad magma- ja settekivimite sattumisel kõrgema rõhu ja temperatuuri tingimustesse, mille tulemusena toimub mineraalide ümberkristalliseerumine metamorfseteks mineraalideks, nn. vormi muutus. Enamus Lõuna-Soome kivimitest (Joonis 6) on tekkinud sette- ja magmakivimite

metamorfismil. Kui metamorfismi käigus temperatuur tõuseb üle teatud väärtuste algab kivimis sulamine ning algab uus geoloogiline tsükkel – magmade ja magmakivimite teke.

Ülalnimetatud kolm kivimitüüpi võtavad osa laiaulatuslikust kivimite elutsüklist. Kontinente moodustavad kivimid erodeeritakse tuule ja vee poolt. Tekkinud setted transporditakse settebasseini-
desse, kus need näiteks merepõhjas moodustavad settekivimeid. Sette- ja magmakivimid metamorfiseeritakse mandrite kokkupõrkevööndites, mille tulemusena moodustub uus kontinentaalne maakoor. Osa setteid kantakse laamade subduktsiooni läbi tagasi vahevöösse, kus need sulama hakkavad ning tekkinud magmad moodustavad omakorda kas vulkaanilisi kivimeid või kristalliseeruvad maakooses magma-
kivimite massiivideks.

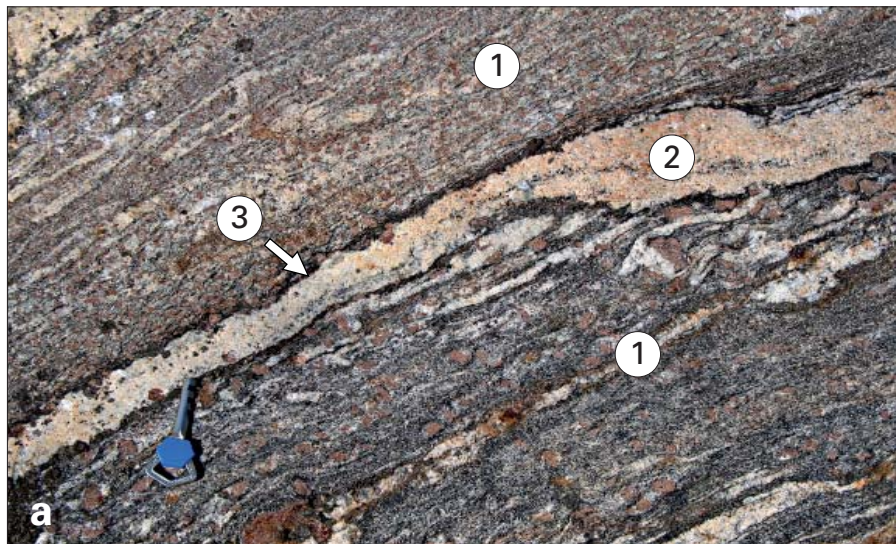
Kuidas saada teada kivimi vanust?

Ühe ja sama elemendi aatomi erinev neutronite arv aatomi tuumas loob võimaluse sama elemendi esinemiseks erinevate isotoopide kujul. Näitena vaatleme lihtsat vesiniku aatomit, mille tuumas on üks prooton ja erinev arv neutroneid (0, 1, 2). Seepärast saame

öelda, et vesinikul on looduses kolm erinevat isotoopi. Mõned isotoobid võivad olla radioaktiivsed, see tähendab, et need isotoobid võivad konstantse kiirusega laguneda teisteks sama või erineva elemendi isotoopideks. Mitmed meie kivimites olevad mineraalid sisaldavad radioaktiivseid isotoope. Üheks tüüpiliseks selliseks mineraaliks on graniitides sagedasti esinev tsirkoon. Tsirkooni kasutatakse tihti ka teiste kivimite vanuse määramiseks. Tsirkooni kristallisatsioonil magmast haaratakse mineraali kristallstruktuuri ka väikeses koguses radioaktiivset uraani. Aja jooksul uraan laguneb plii isotoopideks. Mõõtes ära järelejäänud uraani ja

tekinud plii isotoopide koguse mineraalis ning teades uraani radioaktiivse lagunemise kiirust, saamegi arvutada mineraali tekkeaja. Soomes on sel viisil määratud väga paljude kivimite vanus. Teades kivimimassiivide geoloogilist vanust, saame rekonstrueerida maa-koore teket ja arengut, ning seda tüüpi määrangute poolest on Soome kahtlemata maailmas esirinnas. Soome, aga ka Eesti kristalse aluskorra kivimid kuuluvad oma vanuse poolest planeet Maal nn. keskikka – kivimid on moodustunud Proterozoikumi jooksul ajavahemikus 1,9 kuni 1,575 miljardit aastat tagasi läbi väga mitmekesiste geoloogiliste protsesside.

Joonis 5. Näide metamorfismi käigus toimunud osalisest ülessulamisest Soome lõunaosas umbes 1,8 miljardit aastat tagasi. **a.** Settekivimi ülessulamine. **b.** Vulkaanilise kivimi ülessulamine: 1. vana kivim; 2. tekkinud sulam, magma; 3. materjal, mis ei sulanud üles. Foto: A. Linna



Lõuna-Soome, sealhulgas Turu saarestiku geoloogiline ajalugu

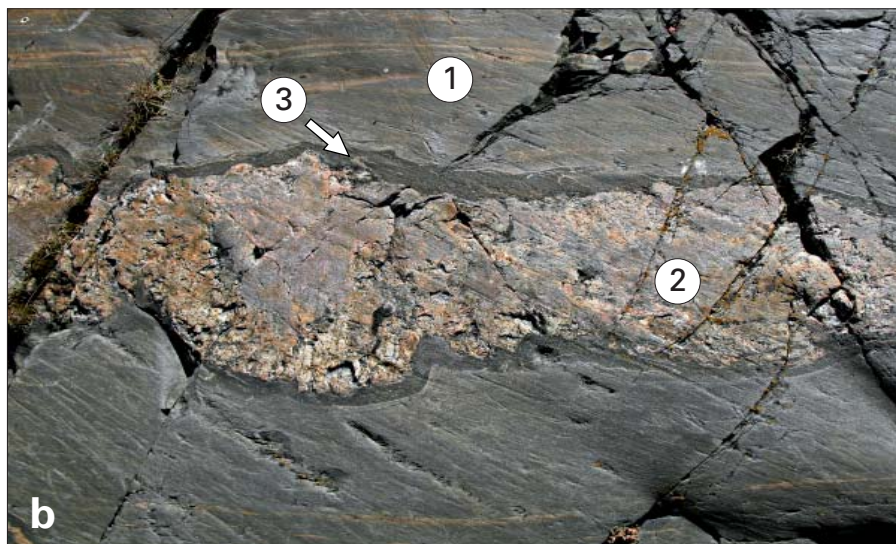
Lõuna-Soome aladel toimus intensiivne metamorfism 1,83 miljardit aastat tagasi. Praegu maapinnal paljanduvad kivimid asusid sel ajajärgul tegelikult ligi 18 km sügavusel maakoos, kus valitsevad temperatuurid ulatusid kuni 800° C. Sellise kõrge temperatuuri juures hakkavad kivimid osaliselt sulama. Vanade vulkaaniliste ja settekivimite sulamisel moodustunud magma kristalliseerub kõrgemal maakoos graniitide ja tonaliitidena (Joonis 5a,b). Sulamisprotsessid on kustutanud suure osa kivimite varasemast (vanem kui 1,83 miljardit aastat) geoloogilisest ajaloost. Üksikutes kohtades võib leida siiski sulamisest ja deformatsioonist vähem-

puudutatud kivimikehasid, mille põhjal geoloogid saavad teha oletusi varasemate geoloogiliste protsesside kohta.

Vaatleme nüüd põhilisi geoloogilisi arenguetappe.

1,9 miljardit aastat tagasi.

Subduktsioonivööndi taga paiknev vulkaaniline saarkaar – midagi sarnast tänapäeva Jaapanile – produtseeris hulgaliselt vulkaanilisi kivimeid (Joonised 1, 7a). Osa laavast purskus veealuses keskkonnas, kus laava kiiresti jahtus ning moodustas omapäraseid hangumismorme – padilaavasid. Joonisel 4 näete Iso Huhmasluoto saare looderannikul Velkua piirkonnas asuvaid padilaavasid. Saare lõunarannikul asub hea näide sellest, kuidas kunagised



laavad tungisid niiskesse lubjarikkasse settesse. Joonisel 8 olev lasundi karbonaatne osa on ära kulutatud ning kulutusele vähetundlikum laava moodustabki kivimipinna reljeefi.

Lisaks võib selle perioodi vulkaanilist tegevust jälgida ka saarestiku lõunaosas, kus maapinnale avanevad amfiboliidid ja happelised gneissid. Amfiboliit on metamorfne kivim, mis on tekkinud siin laavade metamorfiseerumisel ning on ära tuntav oma porsunud pinna järgi. Amfiboliit koosneb põhiliselt kahest mineraalist – amfiboolist ja plagioklassist. Porsunud kivimipinnal paisatab amfibool mustana ja plagioklass valgena, kokku moodustades musta-valgekirju suhkrusarnase tekstuuri.

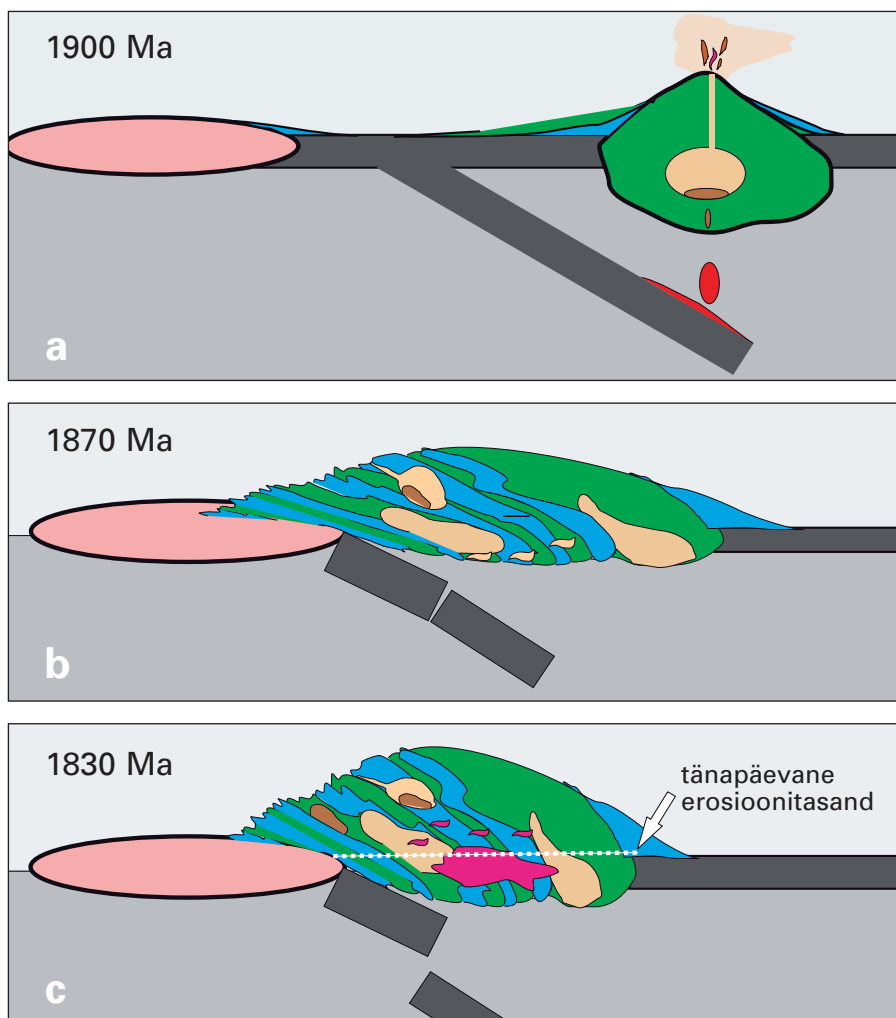
Happeline gneiss on samuti metamorfne, vulkaanilistest kivimitest tekkinud peeneteraline hele kivim. Kivim sisaldab samuti amfibooli. Joonisel 9 on näide sellest kivimitüübist Brunskäris.

Vulkaanide all asuvast magmakambrist moodustusid plutoonilised magmakivimid nagu gabbro, dioriit ja tonaliit. Magmakambri kivimite heaks näiteks on Korpos, Galtby sadamas asuv dioriit (Joonis 10).

Samaaegselt vulkaanilisele tegevusele erodeeriti vulkaanikoonuseid ja laavavälju. Erosiooniproduktid kanti vee poolt piirnevasse ookeani, kus nad settisid erinevate setetena, sealhulgas karbonaatidena (sinine ala geoloogilisel kaardil). Proterozoikumi vanu-

Joonis 6. Lõuna-Soomele iseloomulik tüüpiline metamorfne kivim. Läbilõige vahelduvast settelis-vulkaanilisest kompleksist Brunskäris, Korpo



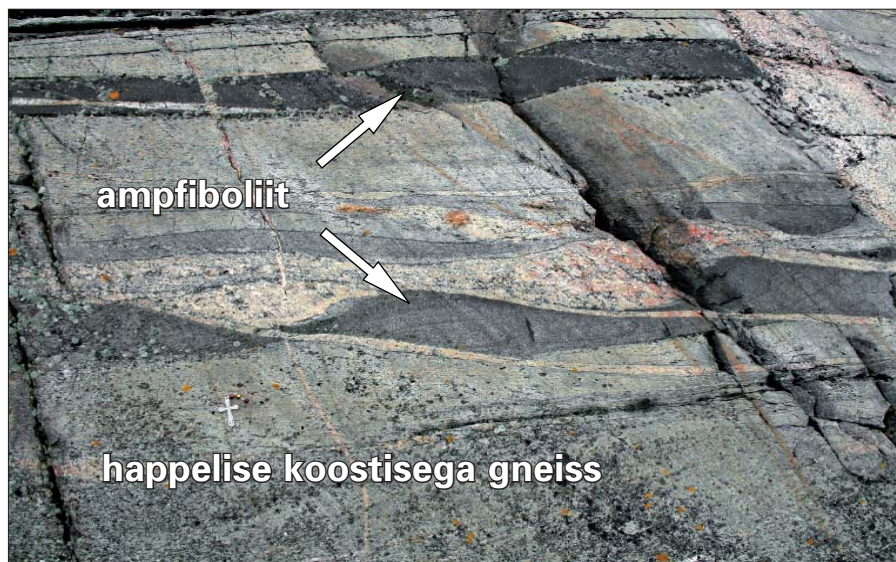


Joonis 7. Läbilõige Lõuna-Soome ala laamtektoonilisest arengumudelist. Põhja-suund joonisel vasakul. **a.** 1,9 miljardit aastat tagasi. Vasakul asub mikrokontinent, mis praegu asub Kesk-Soome alal. Rohelisega tähistatud subduktsioonivööndis tekkinud vulkaanilised kivimid. Sinisega tähistatud vulkaniitide ja kontinentaalse ala erosiooniproduktid – settekivimid. **b.** 1,87 miljardit aastat tagasi. Vulkaanilised saarkaared ja mikrokontinent on kokku põrganud ning kõik kivimid on selle läbi deformeeritud (nn. Svekofennia mäetekkeperiood ehk orogenees). **c.** 1,83 miljardit aastat tagasi. Jätkub intensiivne kivimite deformeerimine (ilmselt mõne teise mikrokontinenti kokkupõrge). Jätkub metamorfism, maakoore sügavamates piirkondades algab kivimite osaline ülessulamine.



Joonis 8. Laava on tunginud niiskettesse lubjarikastesse setettesse. Joonisel paremal on lubisete punakas ja laava tume. Joonise keskosas on laava osakaal suurem, laavat ümbritsev lubjarikas kivim on erodeeritud ning jäänuklaava loob iseloomuliku pinnareljeefi. Foto: A. Linna

Joonis 9. Happeline gneiss Brunskärist





Joonis 10. Magmakamber Galtby's, Korpo. Tumedam kivim on dioriit, mis kristalliseerus sügaval maakoos asuvas magmakambris umbes 1,885 miljardit aastat tagasi. Suure tõenäosusega toetas see magmakamber ka vulkaanilist tegevust. Dioriid on geoloogilisel kaardil pruun. Punakat kivimit, mis daikina lõikab dioriiti, nimetatakse jämedateralise olemuse ja graniitse koostise järgi pegmatiidiks. Pegmatiitne daik tungis maakoos kollisioonijärgse koore kerkimise perioodil, umbes 1,8 miljardit aastat tagasi. Kivim sisaldab magnetilist mineraali magnetiiti. Foto: H. Bauert

sega karbonaatsed kivimid on Lõuna-Soomes levinud. Pargases (Parainen) asuv marmorikarjäär on kahtlemata üks paremaid kohti karbonaatsete kivimite vaatlemiseks. Marmor on lubjakivi metamorfismi produkt.

Karbonaatsed setted settisid laama vulkaaniliselt aktiivsel kontinentaalsel äärealal, ilmselt sügavaveelistes tingimustes, pelaagilises keskkonnas. Vulkaanilise kivimmaterjali erosiooni käigus eraldus kaltsium kaltsiumi-

rikaste mineraalide lagunemisel (porsumisel). Kuna keskkonnas oli ka kõrge CO_2 aktiivsus, settisidki karbonaadid (CaCO_3). Joonisel 11a näidatud marmorikarjääris Pargases on toimunud kaevandamine alates aastast 1898. Joonisel 11b (Åvensori piirkonnas Houtskäris) on selgesti näha, kuidas kulutusele vähemvastupidav marmor on välja lahustatud ning vastupidavam vulkaaniline kivim moodustab kivimipinna reljeefi.

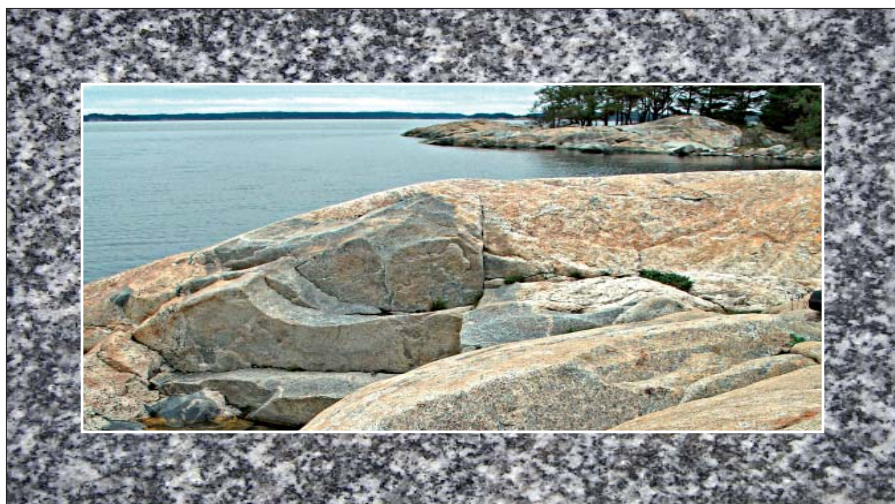


Joonis 11. Pargase (a) ja Åvensori (b) marmor

a. Umbes 1,9 miljardit aastat tagasi settisid vulkaanide lähedal lubisetted. Lubisetted kivistusid ning deformeerusid mäetekkeprotsesside käigus marmoriteks (marmor on metamorfne lubjakivi). Mitmetes kohtades on marmorite levik laialdane, näiteks Pargases. Foto: A. Brozinski

b. Pinna reljeef kujuneb kulutusele pehmema marmori väljakulutamisel vulkaanilisest maatriksist. Hästi on jälgitavad deformatsioonilised struktuurid.





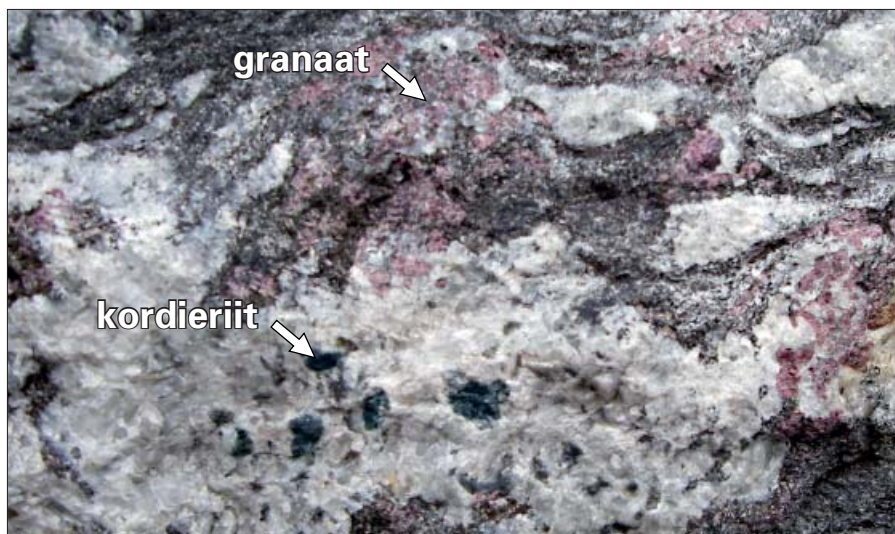
Joonis 12. Näide tonaliidist, Perkalast lõunas asuval saarekesel, Iniö. Foto taustaks on poleeritud kivimiplokk. Kivimitüüp on geoloogilisel kaardil märgitud pruuniga. Foto: A. Linna

1,88-1,87 miljardit aastat tagasi.

Vulkaaniline saarkaar pörkus põhjasuunas paiknenud (tänapäevases geograafilises mõttes) mikrokontinendiga (Joonis 7b). Kokkupõrke ehk kollisiooni tõttu kurrutati ja tõsteti üksteise peale nii vulkaaniliste saarkarte materjal kui ka ookeani põhja settinud setted. Moodustus mäeahelik. Protsessi käigus toimunud maakoore paksenemise tõttu suruti mäeaheliku alumine osa sügavale vahevöösse, kus kivid hakkasid sulama. Nendest magmadest kristalliseerusid maakoore ülemises osas välja tonaliitse koostisega kivimikehad. Selle näitena on Iniö alal, Perkalast lõunas asuval saarel avanevad heledavärvilised tonaliidid (Joonis 12).

1,85-1,81 miljardit aastat tagasi.

Sel ajal läbisid kivid Lõuna-Soomes kõrgeastmelise metamorfismi ehk moonde. Praegu maapinnal avanevad kivid asusid sel ajal umbes 18 km sügavusel, kus valitses 700-800° C temperatuur. Sellistes tingimustes muutub kivi tugevasti. Madalamal temperatuuril ja rõhul stabiilsed olevad mineraalid kristalliseeruvad siin ümber uuteks mineraalideks. Tüüpilised metamorfseid mineraalid nagu punane granaat ja tumesinine kordieriit (Joonis 13) esinevad laialdaselt kogu Lõuna-Soomes territooriumil. Nimetatud mineraalide paar tekkis, kui algkivi tume viik (biotit) reageeris kvartsiga. Metamorfismireaktsioonid lõpevad seal,



Joonis 13. Lõuna-Soomele iseloomulik granaadi- ja kordieriidirikas kivim – granaat-kordieriit-vilgu-gneiss. Kivimitüüp on geoloogilisel kaardil märgitud sinisena.

Joonis 14. S-tüüpi (S tähistab teket settekivimi alusel) graniit, St.Karins. Peaaegu kõik Lõuna-Soome ja saarestiku kõrgendikud koosnevad sellisest graniidist. Graniidid kristalliseerusid magmast, mis tekkis settekivimite sulamisel metamorfismiprotsesside kulminatsioonipunktis umbes 1,8 miljardit aastat tagasi. Foto: O. Eklund



kus kivim hakkab üles sulama. Näiteks vanadest savisetetest tekkinud kivimid hakkasid üles sulama ja moodustunud graniitsed magmad tungisid maakoore ülemisse ossa, kus nad kristalliseerusid graniitsete plutoonidena. Saarestiku suurim saar näiteks koosnebki graniidist. Seda tüüpi graniit paljandub väga laialdasel alal Lõuna-Soomes ning ka enamus künkaid Turu ja Helsinki vahel koosnevad sarnaselt tekkinud punakavärvilisest graniidist. Üheks näiteks on maanteealajand Karina (St. Karins) lähedal (Joonis 14), mida moodustav graniit tekkis 1,83 miljardit aastat tagasi. Küngaste vahele jäävad tasased osad moodustusid graniitsete plutoonide vahele jäänud pehmemate kivimite ärakulutamisel.

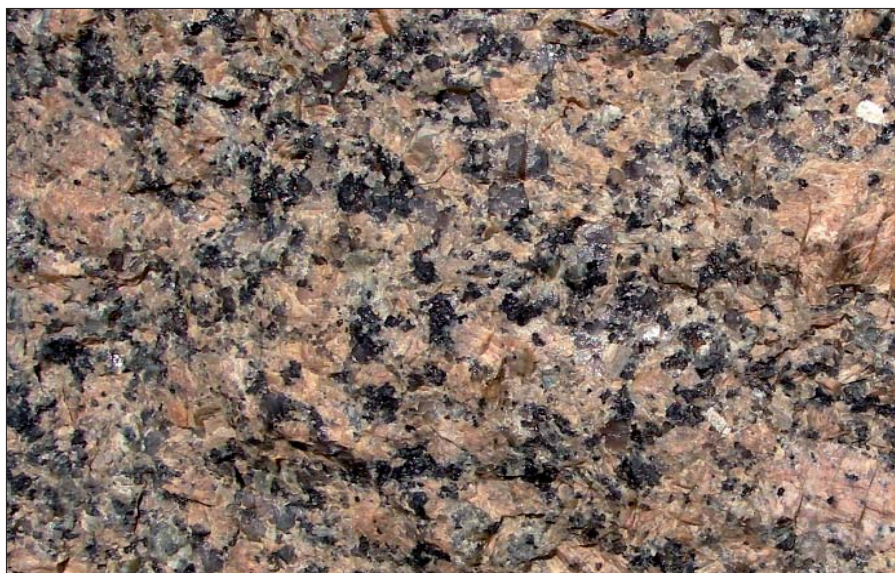
1,8-1,76 miljardit aastat tagasi.

Sellel perioodil toimus post-kollisiooniline maapinna tõus. Maakoore jahtus ning tahkus, andes magmadele võimaluse tõusta ülespoole mööda lõhesid. Selle arenguperioodi magmadel on küllaltki keeruline tekkelugu. Osa magmadest on tekkinud maakoore sügavimates osades, osa aga isegi vahevöös. Sellel perioodil tekkisid saarestikus magnetiiti (rauamineraal) sisaldavast jämedateralisest kivimist – pegmatiidist koosnevad daigid (Joonis 10) ja karbonatiidid. Karbonatiidid on kaltsiiti sisaldavad kivimid, mis on kristalliseerunud magmast. Näiteks karbonatiitne daik

on vaadeldav Naantali alal just enne Ukko-Pekka tunnelit. Kogu Naantali Kupaivuori kõrgendik on intensiivselt mõjutatud karbonatiitsetest fluididest, mis on kivimile andnud ka teatud punaka varjundi.

1,575 miljardit aastat tagasi.

Sellest ajast on teada lokaalne temperatuuri tõus vahevöös, mis viis vahevöö kivimite sulamiseni. Temperatuuri tõusu põhjus ei ole siiani teadlastel ühemõtteliselt selge. Vahevöö kuumad magmad tõusid ehk intrudeerusid maakoore, kus nad omakorda sulatasid üles ümbritsevat kivimit üsna suurel maa-alal. Selle mehhanismi järgi tekkisid kuulsad rabakivid ja ilmselt ka rabakividega seonduvad happelised kivimid. Rabakivigraniidid paljanduvad laialdasel alal Lõuna-Soomes: Ålandi saar, Kõkarist lõunasse jääv ala, Fläkäri laht, Vehmaa ja Laitila koosnevad rabakivist (vaata ka tagakaant). Rabakivigraniit on graniitse kivimi eritüüp, mis nii tekstuuri kui ka keemilise koostise poolest erineb teistest graniitidest. Rabakivi nimetuse all tuntakse mitmeid alatüüpe, Vehmaa rabakivigraniidi viiburgiidi kutsutud alatüüpi võib leida Marjuksenrantas, Taivassalo alal asuvas karjääris (Joonis 15), aga selle porfüürlisest alatüüpi Helsinginranta karjääris (Joonis 16). Rabakivide tekkega samaaegselt

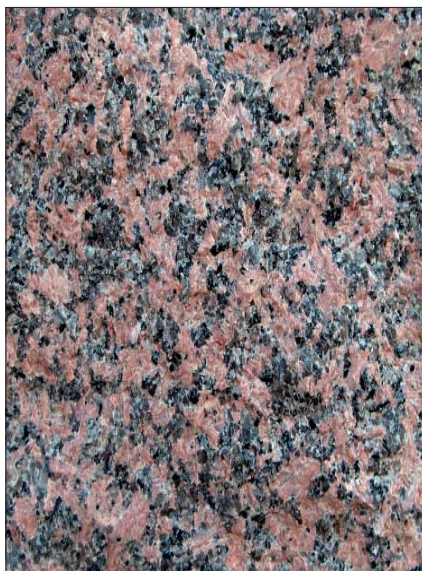


Joonis 15. Viiburgiidne rabakivigraniit, Marjuksenranta, Vehmaa. Värske kivimi pind ülal, murenenud pind all. Murenenud pinnal on kerge märgata põhilisi koostismineraale. Kivim sisaldab rabakivigraniitidele tüüpilist plagioklassiga ümbritsetud kaalium-päevakivi ümaraid ovoide. Geoloogilisel kaardil on rabakivi tumelilla. Foto: O. Eklund





Joonis 16. Porfüriitne rabakivi daik, Helsinginranta, Vehmaa. Ülal vaade karjäärile, milles kaevandatakse graniiti ehituskiviks; selle kivimi lihvitud plokkide võib leida paljudes ehitistes üle kogu maailma. All – lähivaade porfüriitsest kivimist. Foto: O. Eklund





Joonis 17. Diabaasi daigid Lõuna-Keistiõlt, Iniö. Geoloogilisel kaardil on need tähistatud mustade joontena

a. diabaasi daik mikroskoobis. Valged ja hallid plagioklassi kristallid moodustavad 3-mõõtmelise maatriksi, mille sees värvilised raua ja magneesiumirikkad oliiviini kristallid. Foto: A. Peltola

b. umbes 30 cm laiune diabaasi daik lõikab ümbriskivimit. Foto: A. Linna

c. 2,5 m laiune diabaasi daik. Foto: A. Linna

tungisid mööda lõhesid maakoode vahevöös tekkinud magmad (Joonis 17). Need magmad kristalliseerusid tumedateks diabaasi daikideks (Joonis 17c). Diabaas on hea materjal näiteks saunakerise kivideks. Diabaasi koostis-mineraalid (oliviin ja pürokseen) paistavad silma kõrge magneesiumi ja raua sisalduse poolest ning on suure soojusmahtuvusega. Koostises olev plagioklass annab kivimile suure murenemis- ja porsumiskindluse (Joonis 17).

Kui liigume ranniku edelaosast põhja, Satakunda suunas, võime kohata veelgi nooremaid kivimeid. Pori ümbruse maastik on üsna tasane. Selle põhjuseks on asjaolu, et siin avanevad tavalistest kristalsetest kivimitest pehmemad Jotnia liivakivid. Jotnia liivakive moodus-

tanud liiv settis madal mere tingimustes peale rabakivide massilist teket. Liivakivi saab näha näiteks Kokemäenjoki jõe põhjas Harjavalta elektrijaama lähistel. Mitmel pool Soome lõunaosas võime kohata liivakivi rahnusid, mida ilmestavad lainevired (Joonis 18). Kui jalutada liivarannas madalas vees, võib tunda jalaga tänapäeva laineviresid. Jotnia liivakivi lainevired tekkisid täpselt samamoodi kui need, mida me kohtame tänapäeval. See kinnitab ideed, et tänapäeval nähtavad ja tuntavad geoloogilised protsessid on olnud aktiivsed ka iidsetel geoloogilistel aegadel miljardeid aastaid tagasi.

Umbes 1,275 miljardit aastat tagasi toimus järjekordne magmalise aktiivsuse periood, mille vältel kristalliseerusid



Joonis 18. Nelja-aastase jalakesed seisavad 1,3-1,5 miljardit aastat vanadel Jotnia liivakivi laineviredel. Geoloogilisel kaardil on Jotnia liivakivi tähistatud sinise värviga (Pori lähedal). Foto: O. Eklund

siin-seal Lõuna-Soome maakoores oli viin-diabaasi koostisega daigid. Seda tüüpi kivimit võib vaadelda Pori lähedal Siikaranta kämpingukohas Reposaaris. Daike moodustav kivim on sarnane 1,585 miljardi aasta vanustele daikidele lõunapool (Joonis 17). Tagakaanel asuval geoloogilisel kaardil on need kivimid Satakunta alal tähistatud tumerohelise värviga.

Metalsed maagid

Fluidide all mõistetakse geoloogias tavaliselt kuuma vesilahust, mis sisaldab erinevaid ioone nagu kloor, floor ja väävel. Kuumad fluidid on maakoores tüüpilised koostisosad, seda eriti aktiivse magmatismi perioodidel. Kuumad fluidid reageerivad ümbris-

kivimitega lahustades välja erinevaid elemente ning kannavad neid mööda lõhesid või mikropragusid maakoores edasi. Temperatuuri alanedes ning hüdraulise või keemilise gradiendi alanedes settivad fluididest välja elemendid mineraalide kujul. Sel viisil tekivad enamus tähtsaid maagimineraale. Kui maagimineraalide kontsentratsioon ruumalaühikus on kõrge, saame kõneleda maakidest. Kuna fluidid liiguvad tihti mööda lõhesüsteeme, on ka maagimineraalide väljasetteala tihti ruumiliselt väljavenitatud kujuga. Paraineni linnast 12 km kaugusel lõunas Attu saarel asub üks sarnaseid maagikehasid, mis rahvale teada juba alates 17.

Joonis 19. Arsenopüriit Tartu Ülikooli geoloogiamuuseumi kogust. Foto: M. Isakar



sajandist. Siit on võimalik kaevandada tsinki, vaske, hõbedat ja pliid. Need maagid on Attu saarel esindatud mitmete maakmineraalidena nagu pürroitiin, sfaleriit, galeniit, püriit ja kalkopüriit. Väiksemates kogustes esinevad veel teisedki huvitavate nimede ja keerulise keemilise koostisega maagimineraalid: arsenopüriit, magnetiit, markasiit, löllingiit, tetraedriit, boulangeriit, tennantiit, bournoniit, pürargüriit, kesteriit, sinneriit, ilmeniit, makinaviit, hessiit, breithaptiit, rutiil, molübdeniit, elektrum, ning ehe vismut, hõbe ja kuld.

Maakoore hilisem areng

Lõuna-Soome kristalsed kivimid on olnud kaetud nooremate Paleozoikumi settekivimitega, mille vanus ulatus kuni

Devoni ajastuni (ligi 400 miljonit aastat tagasi). Näiteks Eesti alal katavad need settekivimid kõikjal kristalseid kivimeid. Soomes aga on Paleozoikumi settekivimeid leitud peamiselt lõhede täidena kristalsetes kivimites või üksikute rahnudena. Näiteks mikrofossiile sisaldav Kambriumi (542-488 miljonit aastat) liivakivi täidab daigi-sarnast lõhet (Joonis 19). Ordoviitsiumi vanusega (488-443 miljonit aastat) fossiile sisaldavaid lubjakivirahne võib leida mitmel pool saarestikus Edela-Soomes. Eestis seevastu on Kambriumi, Ordoviitsiumi, Siluri ja Devoni settekivimid hästi jälgitavad ning need moodustavad Eesti aluspõhja.

Joonis 20. Kambriumi liivakiviga täidetud lõhed. Vasakul: lõhe suures plaanis. Foto: O. Eklund



Eesti aluskorra Proterozoikumi vanusega kristalsed kivimid

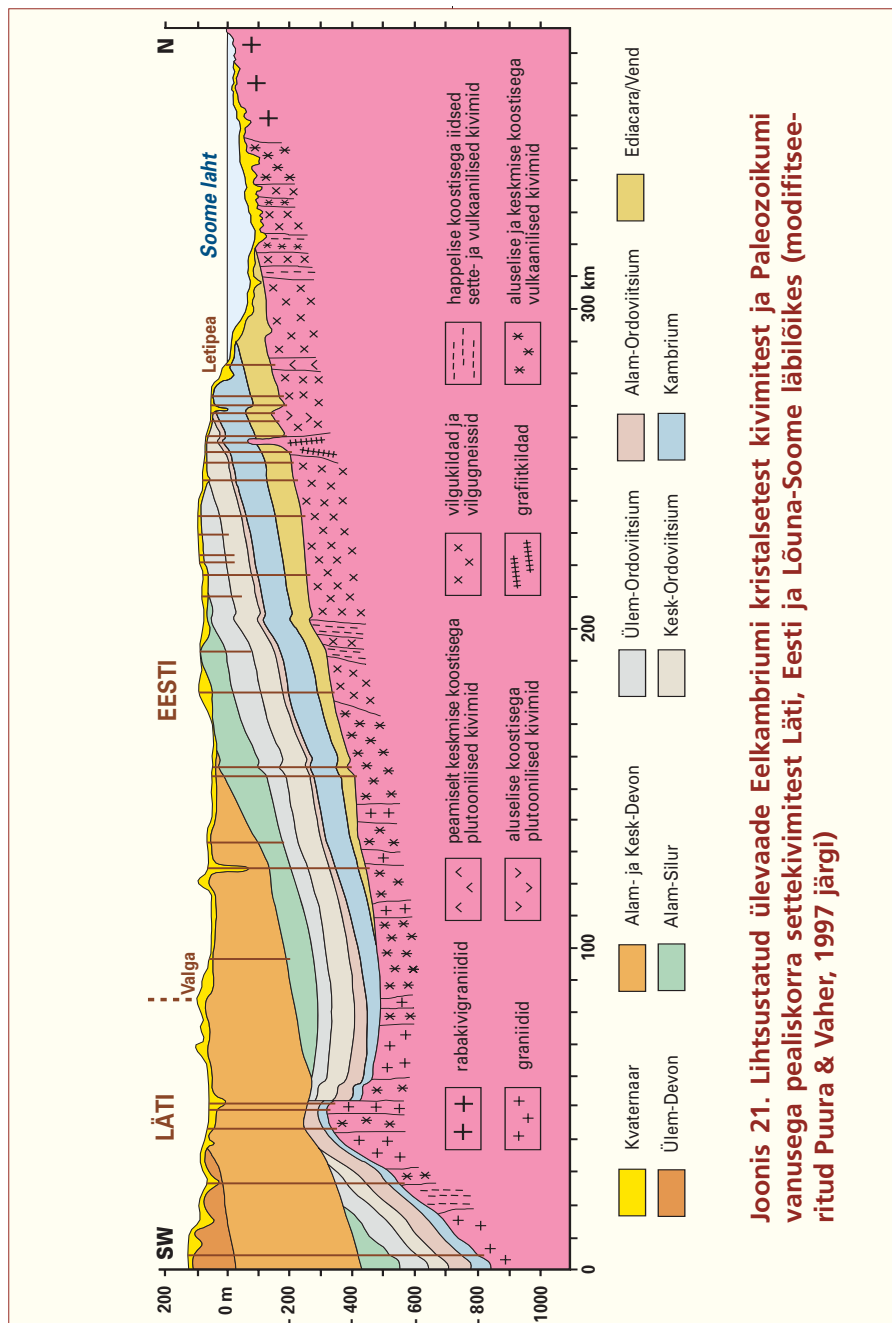
Erinevalt Soomest, ei paljandu kristalsed kivimid kusagil Eestis. Ainukesed kristalsete kivimite "näidised" Eestis on kunagi jää-ajal põhja poolt, peamiselt Soomest jääga kantud rändkivid. Eesti magmalised ja metamorfsed kristalsed kivimid on kaetud 200-780 m paksuse Paleozoikumi sette kivimite lasundiga. Kristalsete kivimite paljandite puudust kompenseerivad mõneti ulatuslike süvapuurimiste käigus maapinnale toodud puursüdamikud. Informatsiooni Eesti aluskorda moodustavate kristalsete kivimite kohta on saadud ka nn. kaugmeetoditel – uurides geofüüsikalisi välju ning kivimite keemilist koostist ning mineraloogiat. Puurimistulemused on näidanud, et Eesti aluskorra kivimite ülemise osa moodustab kaoliniitne (savimineraal) murenemiskoorik, mille paksus kõigub mõnest meetrist kuni 150 meetrini. Hilisproterozoikumis toimunud ulatusliku denutatsiooni käigus kulutati tollased mäeahelikud (mis ilmselt moodustas koos Lõuna-Soomega ühtse süsteemi) tasandikuks. Eesti alukorrakivimite pind ongi nüüd lõuna suunas kaldu, moodustades niimoodi iidse, Eelkambriumi vanusega Fennoskandia kristalse kilbi lõunanõlva. Pinna kallakus ei ole suur, ulatudes 2-4

meetrit kilomeetri kohta. Kui näiteks Vaindloo saarel Soome lahes on kristalsete kivimite sügavus vaid 67,5 meetrit, siis Edela-Eestis Hääde-meestel on see 629 meetrit ning Ruhnu saarel Riia lahes kogunisti 784,1 meetrit (Joonis 21).

Eesti soost, hiljem Austraalias töötanud geoloog Armin Öpik oli ilmselt esimene teadlane, kes vaatles Eesti aluskorrakivimeid Fennoskandia kilbi Svekofennia mäetekkevööndi osana. Tänapäeval me teame, et vähemasti Põhja-Eesti kristalsed kivimid on väga sarnased Lõuna-Soomes paljanduvatele kivimitele. Seeläbi on ilmne, et mõlemad regioonid on jaganud Proterozoikumis (1,9-1,6 miljardit aastat tagasi) toimunud peamisi geoloogilisi protsesse.

Eesti aluskorra kivimite tüübid

Eelmise sajandi 60-80ndatel aastatel valitses arusaam, et Eesti aluskorra kivimid on tekkinud nii Proterozoikumis (1,9-1,6 miljardit aastat; Põhja-Eesti osas) kui ka Arhaikumis (vanemad kui 2,5 miljardit; Lõuna-Eesti osas). Hilisemad radioaktiivsete isotoopide uuringud veensid teadlasi, et Eesti aluskorrakivimid on siiski Paleoproterozoilise vanusega (1,9-1,6 miljardit) ning vanemate kivimikehade olemasolu kohta puuduvad siiani andmed.



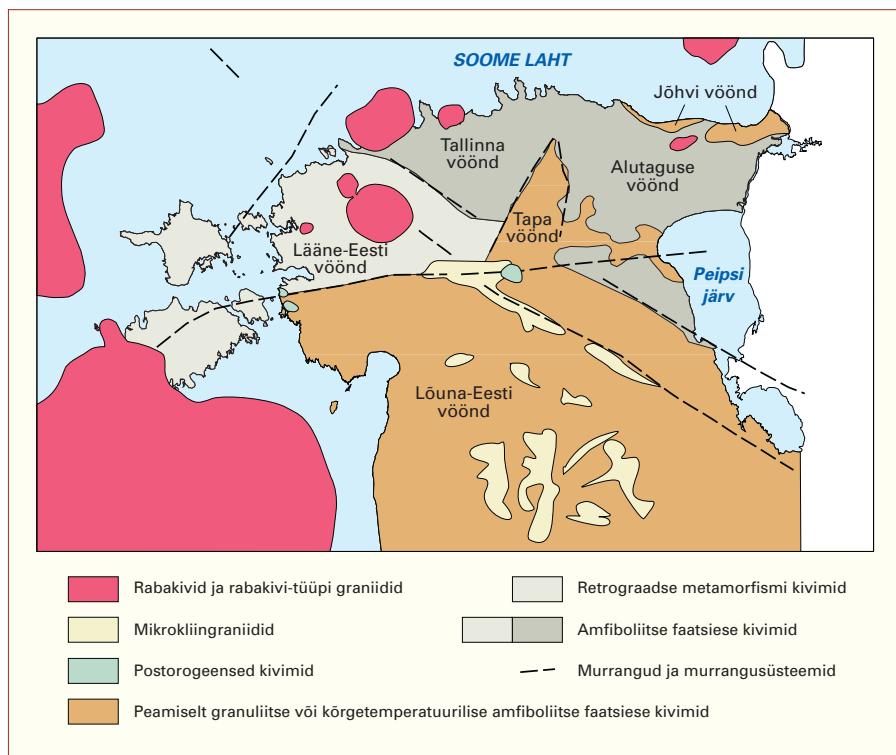
Joonis 21. Lihtsustatud ülevaade Eelkambriumi kristalsetest kivimitest ja Paleozoikumini vanusega pealiskorra settekivimitest Läti, Eesti ja Lõuna-Soome läbilõikes (modifitseeritud Puura & Vaher, 1997 järgi)

Eesti kristalne aluskord jaguneb kahte suurde geoloogilisse üksusesse – Põhja-Eesti amfiboliitseks vööndiks ja Lõuna-Eesti granuliitseks vööndiks. Vööndid on teineteisest eraldatud tektoonilise Paldiski-Pihkva süvamurrangute süsteemiga. Vööndid jagunevad geoloogiliste ja petrooloogiliste omaduste alusel veel kuueks tsooniks või alavööndiks: Tallinna, Alutaguse, Lõuna-Eesti, Lääne-Eesti, Tapa ja Jõhvi alavööndiks (Joonis 22). Alavööndid erinevad kivimitüüpide (iidsed sette- või vulkaanilised kivimid), metamorfismiastme ja muude keemilis-geofüüsikaliste omaduste poolest.

Lõuna-Eesti vööndi kivimid moodustavad ulatusliku, umbes 1000 km pikkuse Valgevene-Balti granuliitide vööndi põhjaosa; kogu vöönd koosneb peamiselt metamorfiseerunud magma- ja settekivimitest. Kivimite metamorfism toimus suhteliselt kõrgel rõhul – 6-7 kilobaari (so. umbes 18-25 kilomeetri sügavusel) ning kõrgel temperatuuril (700-800 °C).

Lääne-Eesti aluskorra põhiliseks kivimitüübiks on amfiboliidid ja erine-

Joonis 22. Eesti kristalse aluskorra jaotus arenguliselt ja kivimiliselt erinevatesse üksustesse.



vad gneissid. Gneissid on tüüpilised keskastme metamorfismi kivimid. Tapa alavöönd koosneb pürokseeni ja amfibooli gneissidest, amfiboliitidest, biotiit-plagioklass- ja kvarts-päevakivi gneissidest. Kitsalt väljavenitatud kujuga Jõhvi alavöönd koosneb sarnastest gneissidest, millele lisanduvad granaat-kordieriitgneissid ja magnetiit-kvartsiidid. Viimased kivimid põhjustavad ka tugeva magnetanomaalia. See alavöönd on eraldatud Lõuna-Eesti alavööndist Alutaguse vööndiga, mis koosneb valdavalt algselt settelistest kivimitest, mis nüüd on metamorfiseeritud alumiiniumi-sisaldavateks gneissideks. Tallinna alavööndile on iseloomulikud nii iidset vulkaniidid kui ka settelised kivimid, mis on samuti metamorfiseeritud erinevateks gneissideks. Uuringutest järeldub, et Tallinna ja Alutaguse alavööndite kivimid on tunda saanud siiski pisut madalamat rõhku ja temperatuuri kui Eesti teiste alavööndite kivimid. See on ka põhiline erinevus Põhja- ja Lõuna-Eesti vööndite vahel. Nii kivimitüüpide kui ka kivimite vanuse seisukohast on Eesti aluskorrakivimid sarnased ülalkirjeldatud Soome kivimitele. Enamus Eesti kristalseid kivimeid on metamorfsed kivimid, näiteks Lõuna-Eesti kivimid (granuliidid) on tekkinud rõhkude juures, mis vastavad umbes 18-20 km sügavusel olevatele rõhkudele. Siit järeldub, et ka see kivimimaterjal, mida me saame maapin-

nale tuua puurimise abil, on tegelikult tekkinud sügaval maapõues ning hiljem ulatuslike kulutuste ja muude geoloogiliste protsesside käigus maapinnale toodud. Geoloogilised protsessid on võimsad oma olemuselt!

Lisaks metamorfsetele kivimitele leiame Eesti aluskorrast ka magmakivimeid. Viimased on vanuselt nooremad ning seetõttu lõikavad metamorfsed kivimikomplekse. Väga tihti on tegu väikeste graniitsete kivimikehadega. Tihti on nende teke seotud lokaalsete maakoorakivimite ülessulamisega, aga on ka keerulisema regionaalse tekkega kivimikehasid. Viimaste hulgas võiks nimetada umbes 1,6 miljardi aasta vanuseid kaaliumi-rikkaid graniite, mida võib käsitleda ühe osana suuremast rabakivimagmatismist. Selliseid plutoone on meil teada viis: Naissaare, Märjamaa, Taebla, Neeme, Ereda ja neile lisandub pisut aluselisema koostisega Abja kvarts-dioriitne platoon. Saaremaani ulatub ka suure Riia rabakivibatoliidi põhjaserv, seega on tinglikult ka meil olemas oma rabakivi. Puurimiste ja geofüüsikaliste tööde käigus on leitud veel mõned väikesed aluselisema koostisega (SiO_2 sisaldus kivimis on väiksem kui 60%) kivimikehad.

Metalsed maagid Eesti aluskorras

Nõukogude Liidu aegadel toimus Eestis ulatuslik puurimine ja maakide otsimine, taasiseseisvumisejärgsel perioodil ei ole sellele aga kahjuks rõhku enam pööratud. Juba eelmise sajandi esimesest poolest on teada Jõhvi lähedal paiknevad magnetiit-kvartsiidid, mis sisuliselt kujutavad endast rauamaaki, aga samast kandist on teada ka sulfiid-

seid maagiilminguid. Magnetiid-kvartsiidide kiht on umbes 100 meetri paksune ning sukeldub järsu nurga all sügavusse. Rauamaagi varusid on hinnatud 355 miljoni tonnini, kui kaevandada sügavuseni kuni 500 meetrit, kui aga sügavuseni 700 m, on varude suuruseks 630 miljonit tonni. Sulfiidset mineralisatsiooni on avastatud ka mitmel pool mujal Eesti aluskorras, kuid hetkeseisuga ei ole sel-
lel ilmselt veel majanduslikku väärtust.

KIRJANDUST

Karhunen, R. 2004. Explanation of maps of Pre-Quaternary rocks of the Iniö and Turku map sheet areas, sheets 1041 Iniö and 1043 Turku. Geological Survey of Finland. 76 lk.

Koppelmaa, H. 1998. (Toim.) Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart 1:200 000 / Geological map of the crystalline basement of Northern Estonia. Eesti Geoloogiakeskus.

Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. 1998. (Toim.). Suomen kallioperä – 3000 vuosimiljoonaa. Geological Society of Finland.

Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. 2005. (Toim.). Precambrian geology of Finland. Key to the evolution of the Fennoscandian shield. Developments in Precambrian Geology 14. Elsevier. 736 lk.

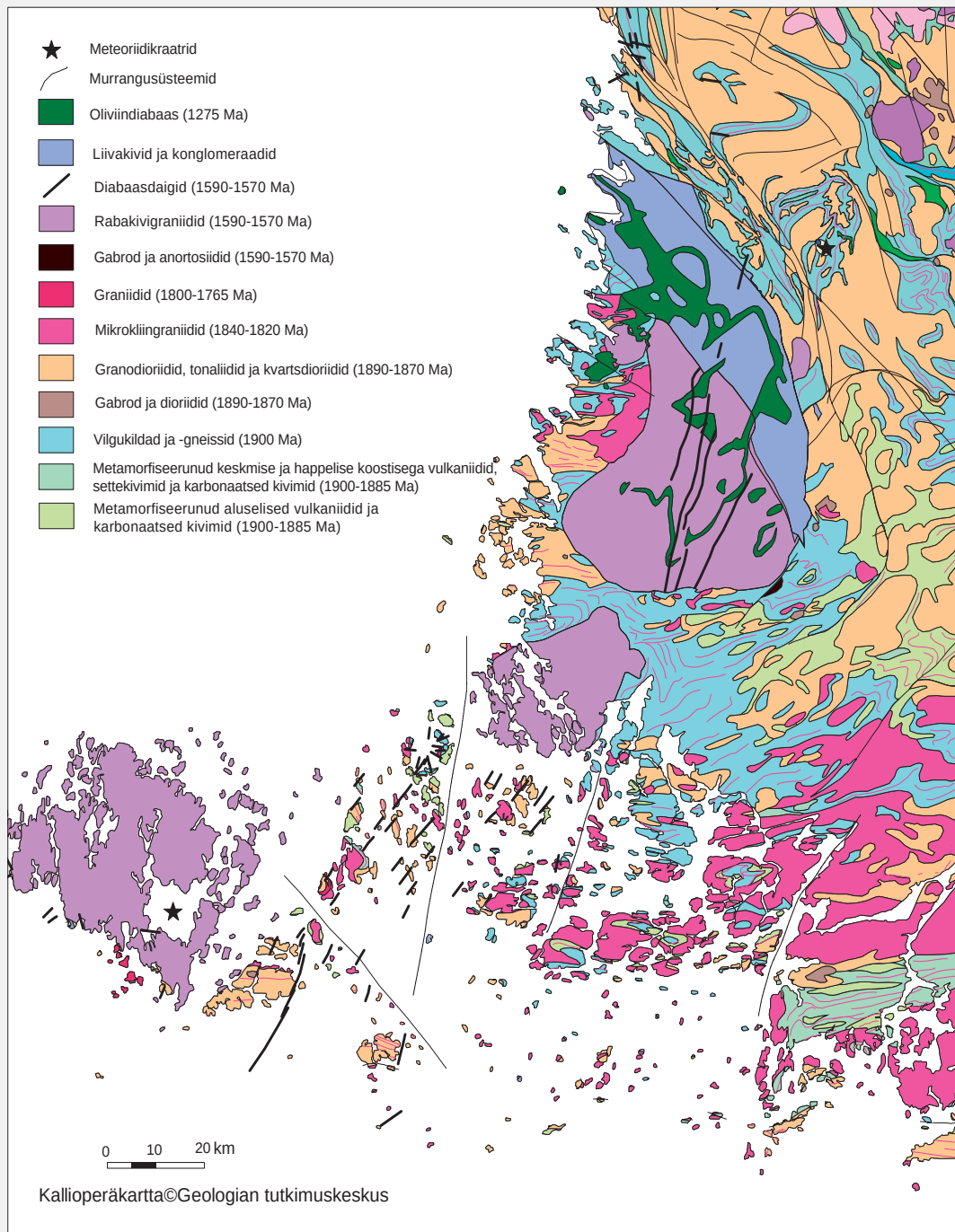
Puura, V., Hints, R., Huhma, H., Klein, V., Konsa, M., Kuldkepp, R., Mänttari, I., Soesoo, A. 2004. Svecofennian metamorphic zones in the basement of Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 53(3), 190 - 209.

Raukas, A., Teedumäe, A. 1997. (eds.). Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn. 436 lk.

Soesoo, A.; Puura, V.; Kirs, J.; Petersell, V.; Niin, M.; All, T. 2004. Outlines of the Precambrian basement of Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 53 (3), 149 - 164.

Suominen, V. 1991. The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabbases. Geological Survey of Finland, Bulletin 356, 100 lk.

Väisänen, M. 2002. Tectonic evolution of the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Southwestern Finland. Annales Universitatis Turkuensis, A II 154, 143 lk.



ISBN 9985-9675-0-X