

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/272149137>

Eesti rändkivid

Book · July 2007

CITATIONS

0

READS

201

2 authors, including:



[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:



GeoResources Europe [View project](#)



Magmatic Processes [View project](#)



EESTI RÄNDKIVID

Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut
Turu Ülikooli geoloogiaosakond

EESTI RÄNDKIVID

Tallinn 2007

**Eesti rändkivid.
MTÜ GEOGuide Baltoscandia.
Tallinn, 2007.**

ISBN 978-9985-9834-5-4

Koostajad: Alvar Soesoo
Avo Miidel

Täname: Anto Raukas
Ethel Uibopuu

Kujundus: Andres Abe

Joonised: Heikki Bauert

Fotod: Heikki Bauert

Esikaas: Ellandvahe rändrahn asub Jõelähtme golfiväljaku kõrval

Tagakaane sisekülj: lähivõtteid rändkivide kivimtüüpidest (fotod: A. Soesoo)

© MTÜ GEOGuide Baltoscandia, 2007



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

Mis on rändkivi?

Rändkivid on Eestis eelkõige seotud liustike toimega. ~~Neid~~ on siin tavalised nii maapinnal kui ka setteis. Eesti ühe tuntuma rändkivide uurija Herbert Viidingu järgi on rändkivid võõra päritoluga kristalsed kivimid (näiteks graniidid ja gneisid), mis Eestis maapinnal aluspõhjajana ei paljandu. Kuid tegelikult Põhja-Eestist pärit lubjakivid ja dolomiidid Lõuna-Eesti tasandikel ja kuplites on sisuliselt rändkivid. Rändkivid on ka Soome lahes Neugrundi meteoriidikraatrist lahtimurtud kivid.

Rändrahnud Purrekari neemel

Rändkive on väikseid ja suuri. Aga, kui suur on suur ja kui väike on väike? Ega kindlat piiri pole. Üldiselt on võimalik erinevaid kivimeid eristada umbes ühe kuni kahe sentimeetrilise läbimõõduga veeriste puhul, mida võikski pidada rändkivide suuruse alampiiriks. Ent, ülempiir? See küsimus tuleneb sellest, et mandriliustik on kandnud kaugele "võõrriikidesse" suuri kivimplokkke – rändpangaseid, mille kõrgus (paksus) ulatub kümnete ja pikkus sadade meetriteni, isegi kilomeetriteni. Suurte rahnude ja rändpangaste eristamine on subjektiivne, kokkulepet selles osas pole. Eesti hiidrahnude pikkus ei ületa 20 meetrit ja kõrgus 8 meetrit.

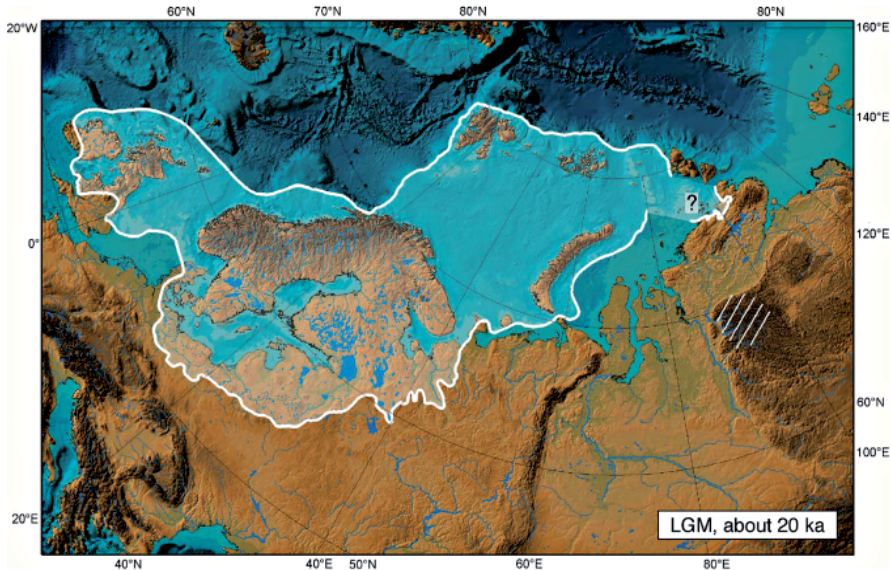


Rändkivide teke ja transport

Liustik on nagu elus keha, mis liigub. Liustik liigub raskusjõu ehk gravitatsiooni poolt tekitatud rõhu mõjul, sõltuvalt pealispinna kallakusest. See liikumine võib toimida libisemise või aeglase roomamisena. Esimene on omane "soojadele" liustikele, mille põhjal temperatuur on nulli lähedane. Liustiku ja aluspõhja vahele tekib liikumist soodustav õhuke (kuni paar millimeetrit paks) veekiht. Tõenäoliselt selline oli ka kunagi Eestit katnud liustik. Teist tüüpi liikumine on rohkem iseloomulik "külmadele" liustikele, mille põhi on kas täielikult või osaliselt külmunud.

Tegelikult on kõik siiski esitatust keerulisem, sest soojusrežiim liustiku all on muutuv.

Liikumise käigus liustik kulutab maapinda, haarates pinnasest liustikujäasse mitmesuguse suurusega kivimosakesi, mis satuvad liustikku tänu aluspõhja ebatasasustest põhjustatud rõhu ja temperatuuri muutustele. Seda protsessi soodustavad aluspõhjas olevad ja liikumise ajal tekkivad lõhed. Liustiku kulutus toimub mitmel viisil. Üks neist on liustiku lihviv tegevus. Selles osaleb peen materjal (möll, liiv, kruus). Liustiku alumisse ossa haaratud külmunud kivid võivad kergesti kriimustada kivimipinda, millel liustik liigub. Selle



Mandrijää maksimaalne levik Hilis-Weichseli jääajal umbes 20 000 aastat tagasi (J.I. Svendsen jt., 2004, joonis 16)

tagajärjel tekivad näiteks jääkriimud. Suurte rändrahnude tekke seisukohalt on oluline ka protsess, mis viib suu-remate kivimtükkide lahti murdmisele aluspõhjust. Sel puhul on olulised rõhu ja temperatuuri muutused aluspõhja ebatasasuste ees ja taga, millega kaasneb sulamisvee teke ja järgnev kül- mumine ebatasasuste distaalsel (kau- gemal, liustikualusel) küljel olevates lõhedes ja süvendites. Niisuguse prot- sessi tulemusel on piklike kaljuvoorte distaalsed nõlvad tugevalt purustatud ja järsud, vastupidiselt proksimaalsetele (lähematele, liustikupealsetele) arvu- kate jääkriimude ja vaonditega kaetud siledatele nõlvadele.

Liustikku sattunud purdmaterjal kan- takse edasi selle all ja sees, vähe- mal määral liustiku pinnal. Liustiku all moodustub purdu sisaldavatest ja puhta jää kihtidest muutuva paksu- sega kiht. Tavaliselt on purdmater- jal sellesse kihti külmunud. Transpordi käigus purdmaterjal settib liustiku serval või selle lähedal, kus liustiku liikumine aeglustub või lakkab. Ei ole täpselt teada, kuidas toimub suurte rändrahnude edasikanne. Arvatakse, et neid kantakse liustiku poolt jässe kül- munult, nagu seda oletatakse toimu- vat ka ülisuurte rändpangaste puhul. Tõenäoliselt suurte rahnude ja pan- gaste asend liustikus oluliselt ei muutu, samal ajal kui peen materjal võib üks-

teisega pörkuda, pöörelda ja kordu- valt oma asendit muuta. Eestist leitud suurtel rändrahnudel ei ole otseseid liustikuerosiooni jälgi – jääkriime jms, mis viitab sellele, et nad kandusid edasi mitte mööda aluspõhja, vaid kõrgemal. Mandrijää sulamisel ladestusidki lius- tiku poolt kantud rahnud mandrijää põhisesse – moreeni. Edasiste geo- loogiliste protsesside käigus kulutati ümbritsevad setted ning rahnud jäid ilmestama meie maastikku iseseisvate maastikuelementidena.

Tulnukad Soomest ja Läänemere põhjast

Juba XIX sajandi teadlased, kes panid aluse mandrijäätumise teooriale, kinni- tasid, et Eesti alalt leitud võõraste kris- talsete kivimite kodumaaks on Soome. Näiteks väitis väljapaistev vene mine- raloog Vassili Severgin aastal 1815, et Põhja-Eesti rändrahnud on pärit Soomest, kust need kanti jääga meie aladele. 1869. aastal avaldas Tartumaal sündinud, hilisem Venemaa Teaduste Akadeemia akadeemik Gregor von Helmersen oma sisuka töö Baltikumi pinnakattest, mis sisaldas suurepä- raseid joonistusi Eesti suurtest ränd- rahnudest. Helmersen seletas nii ränd- rahnude päritolu kui ka Eesti maas- tikupildi üldist kujunemist maismaa jäätumise, ujuvjäämägede ja maismaal

toimuvate erosiooniprotsesside ühistoi-
mega. Kaks aastat hiljem – 1871. aastal
tõestas Pärnumaal, Kaismas sündinud
Vene Teaduste Akadeemia akadeemik
Carl Friedrich Schmidt, et jääaja algul
Läänemerd veel ei eksisteerinud ning
paks jääkate ulatus Soomest Eestisse,
mis võimaldas rahnude transporti lähte-
alalt lõuna poole.

Tegelikult kõik rändrahnud, mis ilmes-
tavad alates Loode-Venemaast kuni
Taanini Läänemere äärsete riikide maas-
tikke, ja ka kaugel sisemaal seisvad
suured kivid Dnepri jõest Hollandini,
pärinevad Soome aladelt. Hiljem leiti,
et osa kivimeid pärineb ka Läänemere
põhjast.

Gregor von Helmerseni joonistused
rändkividest: Ruila Ukukivi (ülal),
Palmse Kloostrikivid (all)



Rändkivide levik

Fakt, et Soomest pärit rändkive leiame Eestist ja kaugemaltki, näitab, et neid on kantud üsna pika maa taha. Eestis olevad rändkivid on kantud 100 – 500 km kaugusele oma avamusalalt. Soome teadlase J. J. Donneri väitel on viimase jääaja liustik Soomest toodud rändkivid viinud kuni 700 km kaugusele, ulatudes Paleozoiliste kivimite avamuse põhjapiirilt Soome lahes viimase jäätumise piirini Leedus. Teatavasti viimase jäätumise aegne liustik ei olnud Pleistotseenis kõige ulatuslikum, sest Kesk-Pleistotseenis levinud Saale liustik ulatus palju kaugemale, mistõttu Soomest transporditud rändkive on leitud kaugemaltki kui 700 km. Uurimused näitavad siiski, et isegi Soomes enamik kivimaterjalist kandus oma "kodust" harva kaugemale kui 10 km (V.-P. Saarinen). Ka Eestis tehtud uurimused näitavad kivimaterjali väga lühikest transporti: moreenis 5 – 8 km, oosides kuni 20 km.

Eestit on õigusega nimetatud gigantsete rändkivide maaks. Herbert Viidingu järgi on ligi 90% Euroopa jäätumisalal levivatest hiidrahnudest (übermöödt üle 25 m või suurim läbimöödt üle 10 m) koondunud Eestisse. Übermöödult on suurim Kabelikivi (übermöödt 58 m, pikkus 19,3; laius 14,9 ja kõrgus 6,4 m,

maht 728 m³). Mahult peetakse suuri maks Ehalkivi (maht 930 m³, übermöödt 49,6; pikkus 16,5; laius 14,3 ja kõrgus 7,6 m). Väljaspool Eestit on suurim kas Dammsteni hiidrahn Fyni saarel Taanis, mille maht on 500 m³, übermöödt 44–46 m ja kõrgus 12 m, või Buskami hiidrahn Saksamaal Rügeni saare idarannikul meres (maht 500 – 600 m³, laius 5 – 6 m ja kõrgus üle 1,5 m). Praeguseks on teada, et Nõva lähedal vee all olev Toodrikivi ületab oma suuruselt seni kõik teadaolevad kivid. Vello Mässi andmetel on hiiglaste maht ligi 1500 m³, übermöödt 54 m ja kõrgus 10,5 m. Praegu on Enn Pirruse uusimate andmete järgi Eestis 87 hiidrahn, suurte rahnude (übermöödt 10 – 25 m) hulk küünib ligi 1800-ni. Veel väiksemate rahnude arvu ei tea keegi. Kui arvestada seda, missugune teadmata hulk rahne on talletatud arvukate ehitiste müüridesse, laotud kiviaedadeks ja munakiviteedeks, koristatud põldudelt ja purustatud killustikuks, siis on kerge ette kujutada, et vahetult pärast mandrijää sulamist oli Eesti maapind palju kivisem.

Huvitav on hiidrahnude levik. Uurimused näitavad, et nende hulk kahaneb selgelt lõuna suunas. Rändkivide paiknemine Eesti alal on oluliselt seotud Põhja-Eesti klindi ida-lääne suunalise asendiga. Klindi piir langeb tihti kokku mere rannajoonega, kuid kohati jääb

merest jällegi mitme kilomeetri kaugusele. Nii on jätanud mandriliustikud lugematul hulgal rändkive kaugele merre ulatuvatele Viimsi, Juminda, Pärисpea ja Käsmu poolsaarele. Põhja-Eesti lavamaa põhjapoolsemal klindiga külgneval alal leidub rändkive samuti arvukalt. Liustik on küll kivimürakad klindiastangust üles kandnud, kuid neid enesega edasi viia enam ei suutnud ja nii jäid rahnud maha. Samuti on mõneti hämmastav, et isegi Pandivere kõrgustik suhtelise kõrgusega 50 meetrit oli liustiku liikumisteele ületamatuks takistuseks – ainsatki hiidrahnude sellest otse lõunasuunas ei leitud. Ligi 70% hiidrahnudest paiknebki Põhja-Eesti klindis ja sellega külgneva lavamaa serval. Lisaks hulgale väheneb lõuna suunas ka nende suurus. Lõuna-Eestis leidub ainult alla 100 m³ ruumalaga rahne. Uurimistulemused näitavad, et järsk rahnude ruumala kahanemine toimub panga ja lavamaa piiril.

Põhilised rändkivide kivimitüübid

Esmapiilgul võib tunduda, et Eesti rändrahnud on oma välimuse ja koostise järgi üsnagi mitmekesised. Asja lähedamalt uurides avastame aga, et kivimiliselt on tegu enamasti 5 – 6 põhitüübiga. Valdav osa hiidrahnudest on rabakivigraniidid (64%), järgnevad peeneteralised graniidid (15%), mig-

matiidid (10%), teisi kivimitüüpe (gneissid, pegmatiidid jm) on vähem.

Rabakivigraniit on Lõuna-Soomes üsnailaialt levinud – tema suurimad massiivid paiknevad Ahvenamaal ja Viiburi ümbruses. Kõrvuti rabakividega kohtame rahnude hulgas ka rohkesti peeneteralisi graniite. Sõltuvalt päevakivide koostisest võivad nad olla kord roosakad, kord hallid – mõnikord ka ebamääraselt kirjuvärvilised. Moondekivimid on rändrahnude hulgas tavaliselt esindatud gneisside ja vöödilate migmatiitidega. Aluselise koostisega magma- ja moondekivimeid, nagu gabrosid, amfiboliite või dioriite, leidub Eestimaa rändrahnude hulgas vähe. Viimased on esindatud pigem muna-kate ja veeristena, ehk teisisõnu palju väiksemate kividenä. Hästi on ära tuntavad ka punase värvusega Läänemere kvartsporfüürid, milliseid leidub Lääne-Saaremaal, ja Neugrundi bretša, mida võib kohata Loode-Eestis. Soome lahesuudmes paikneva Neugrundi madala piirkonnas umbes 535 miljonit aastat tagasi meteoriidiplahvatusel moodustunud neugrund-bretša rahnud on teada Nõva-Osmussaare piirkonnast. Toomanina neeme lähedases rannikumeres lebab 10,5 meetri kõrgune ja 54 meetrise ümbermõõduga neugrund-bretšast koosnev Toodrikivi on teadaolevalt Eesti suurim rändrahn. Tegelikult küll, hoopis Letipea neemel asuvat

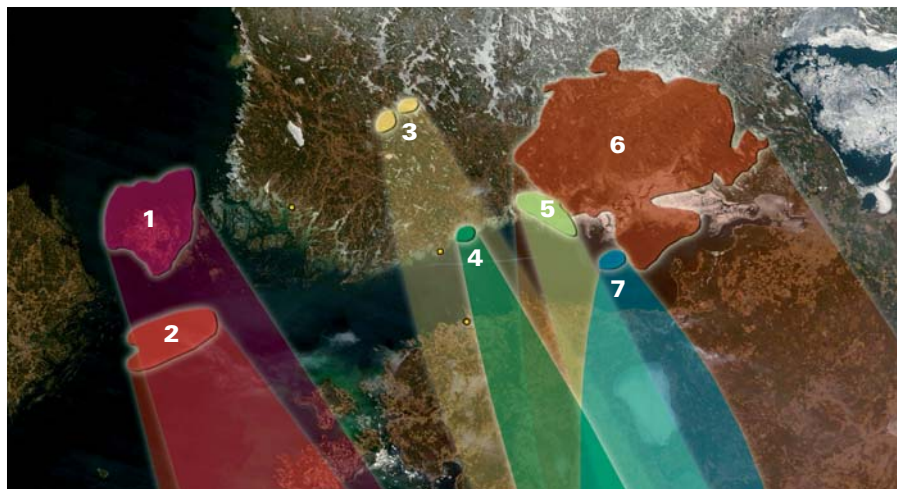
Ehalkivi peetakse Eesti ja kogu Põhja-Euroopa jäätumisala suurimaks maismaal asuvaks rändkiviks. Neugrundi meteoriidikraatri ringvallilt mandrijääga lahtikistud väiksemate rändkivide hajumislehvik ulatub ligi 200 kilomeetrit lõuna suunas kuni Eesti-Läti piirini.

Juhträndkivid

Üsna varsti said teadlased aru, et rändkivide seas on mõned erilised hästi äratuntavad piiratud avamusel esinevad kivid, mida hakati nimetama juht-rändkivideks. Herbert Viidingu tabava väljenduse järgi on nad nagu märgitud aatomid. Ühendades nende avamus- ja levikuala, saadakse lõunasse kaarjalt laienevad levikulehvikud, mis näita-

vad mandrijää liikumise üldist suunda. Algul kasutati "lehvikute" koostamisel pindmisi rändkive, kuid hiljem hakati uurima veeriste (kivid läbimõõduga 1 – 10 cm) levikut ka moreenis ja teistes liustiku setetes.

Esimesed Eesti ala hõlmavad juhträndkivimite levikuskeemid koostati soome geoloogide J. J. Söderholmi ja H. Hauseni poolt XX sajandi esimesel poolel. Uurides maapinnal kümne juht-rändkivi (Viiburi rabakivi, Läänemere punane kvartsporfüür jt) levikut, koostas Herbert Viiding 1955. aastal veel praegugi sageli kasutatava skeemi, mille järgi liustik liikus viimasel jääajal Eestis kas loodest kagusse või põhjast lõunasse, sõltuvalt liustiku paksusest ja jäätumiskeskuse asendist.



Juhträndkivide levikuareaalid: 1 - Ahvenamaa rabakivi, 2 - Läänemere punane kvartsporfüür, 3 - Tammela uraliitporfüriit, 4 - helsingiit, 5 - Pellinge uraliitporfüriit, 6 - Viiburi rabakivi, 6 - Suursaare kvartsporfüür

Veidi hiljem hakkas Anto Raukas uurima rändkive moreenis ja täpsustas viimase jääaja liustike liikumist. Ta uuris ka juhträndkive erivanuselistes moreenides ja näitas, et liustikud on erinevate jäätumiste ja staadiumite ajal liikunud erinevalt. Selgus ka, et veeriste seas valdavad samuti graniitsed kivimid (ligi 77%), suhteliselt palju on moondekivimeid (ligi 12%), palju vähem aga kvartsiite ja veel vähem aluselisi ja ultraluselisi kivimeid ning vulkaniite.

Liustiku liikumissuunda saab määrata veel piklike veeriste orientatsiooni mõõtmisega, kuna sellised veerised asetuvad liikuvast liustikust oma pikema teljega paralleelselt liustiku liikumissuunaga. Pärast liustiku sulamist veeriste suund moreenis tavaliselt säilib.

Arvukad uurimused on tõestanud, et need andmed peegeldavad liustiku liikumise sõltuvust aluspõhja pinnamoest, eriti selle suurvormidest – kõrgustikest ja nõgudest.

Millest kivimid koosnevad?

Erinevad kivimitüübid moodustavad maakoore. Kivim võib tekkida läbi ühe või mitme erineva geoloogilise protsessi. Kivimid koosnevad mineraalidest. Mineraale võib jagada rauda ja magneesiumi sisaldavateks ja mittesisaldavateks mineraalideks. Mitmed mineraalid on tekkinud kõrgel temperatuuril ja rõhul teiste mineraalide ümberkristalliseerumisel – neid nimetatakse metamorfseteks mineraalideks.

Tüüpilised rauda ja magneesiumi mittesisaldavad mineraalid:

plagioklass	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Si})\text{AlSi}_2\text{O}_8$	kivimis tavaliselt hele
leelispäevakivi	$(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$	kivimis tavaliselt punane/roosa, harvem valkjas
kvarts	SiO_2	kivimis tavaliselt läbipaistev, hallikas

Tüüpilised tumedad raua- ja magneesiumirikkad silikaatsed mineraalid:

oliivin	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4$	
klinopürokseen	$\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$	
amfibool	$\text{Ca}_3(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
biotiit	$\text{KAl}_2(\text{Al}, \text{Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	esineb tumedate õhukeste liistakutena

Tüüpilisemad mineraalid Eestis leiduvates metamorfsetes rändkivides:

Granaat	$(\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	kivimis punane
Kordieriid	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_{18})$	kivimis tumesinine
amfibool	$\text{Ca}_3(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	

Oma tekketingimustest eemal, näiteks maapinnal, hakkavad mineraalid lagunema. Esimesed muutused leiavad aset mineraali pinnal. Erinevate mineraalide lagunemiskiirused on väga erinevad. Eri astmetega lagunemisprotsessid annavad ka meie rändkividele erineva ilme ning isegi üks ja sama mineraal võib seetõttu paista erineva värvusega. Porsunud vilk muutub näiteks kuld-kollaseks „kassikullaks“, mida paljud peavadki ekslikult kullaks.

Kuidas on kivid tekkinud?

Kivid jagatakse tavaliselt kolme suurde gruppi: magma-, moonde- ja settekivid.

1. Magmakivid

Magmakivid kristalliseeruvad magmast. Magma on sulanud kivim. Olenevalt magma keemilisest koostisest võib tema temperatuur kõikuda 700 ja 1200 kraadi vahel. Tavaliselt toimub kristalliseerumisprotsess sügaval maakoos, kus jahtumine on aeglane ning kivit moodustavad mineraaliterad saavad seetõttu piisavalt kasvada. Seda tüüpi mineraalid on eristatavad lihtsasti ka palja silmaga. Kui aga magma kristalliseerub maapinna lähedal, kus jahtumine on kiire, siis mineraalide terasuurus on palju väiksem, vahel pole mineraaliterad silmaga eristata-

vad. Magma, mis purskub maapinnale nimetatakse laavaks. Laavad kristalliseeruvad kiiresti ning moodustunud vulkaanilised kivid on väga peeneteralised. Seda tüüpi rändkivid on Eestis haruldased. Põhilised esindajad magmakivimitest rändkividena on rabakivigraniit, erineva terasuuruse ja värvusega graniidid, diabaasid ja gabrod.

2. Metamorfset ehk moondekivid (*meta morphis* tähendab kreeka keeles vormi muutumist)

Moondekivid tekivad magma- ja settekivimite sattumisel kõrgema rõhu ja temperatuuri tingimustesse, mille tulemusena toimub mineraalide ümberkristalliseerumine metamorfseteks mineraalideks, millega kaasneb "vormi muutus".

Üks tähtsamaid protsesse magmade tekkeks sügaval (25–40 km) maakoos on osaline ülessulamine. Temperatuuri tõus (või ka rõhu vähenemine) maasügavuses viib kivid osalise ülessulamiseni. Tekkinud sulamagma piisakesed akumuleeruvad ning moodustavad magma, mis on võimeline maakoos liikuma. Maakoos toimuva osalise ülessulamise käigus tekkinud magmad sisaldavad tihti palju räni, kaaliumit ja naatriumit, kusjuures magneesiumi- ja rauarikaste mineraalide osatähtsus on väike. Sellised magmad kristalliseeru-

vad kivimiteks, mis sisaldavad palju päevakive ja kvartsi. Seda tüüpi osaliselt ülessulanud kivimid on leitavad meil ka rändkividenä. Neid nimetatakse migmatiitideks ning Eesti hiidrahnude hulgas ulatub nende osakaal 10 protsendini. Migmatiidid on äratuntavad pilkupüüdva välisilmega – kivim koosneb vahelduvatest heledatest ja tumedatest vöönditest. Hele vöönd on osaliselt ülessulanud osa ja tume mittesulanud kivimi osa. Seda tüüpi kivimite tekkesügevuseks on tavaliselt 25 – 30 km. See on maakoore osa, kus leiab aset kivimite metamorfism ehk moone.

Enamus seda tüüpi rändkive on tekkinud sette- ja magmakivimite moondel. Rändkividenä kuuluvad sellesse gruppi erinevad gneisid ja migmatiidid. Kui metamorfismi käigus temperatuur tõuseb üle teatud väärtuste, sulab kivim täielikult ning algab uus geoloogiline tsükkel – uute magmade ja magma-kivimite teke.

3. 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 tuule, jää või vee poolt uude

asukohta, näiteks järvedesse ja meredesse. Transpordi käigus toimub kivimite moodustunud purdmaterjali edasine lagunemine ning kuhjealale jõuab vaid liiv või savi. Settekivim tekib setete tihendumisel ja kõvastumisel geoloogiliste protsesside käigus. Eestile kõige omasemad settekivimid on lubjakivi, dolokivi ja liivakivi. Teatud mõttes rändkividenä võib käsitleda Lõuna-Eestis esinevaid lubja- ja dolokive, mis algselt pärinevad Põhja-Eesti regioonist. Kuna lubja- ja dolokivid alluvad kergesti kulutamisele, on selliste kivide suurus moreenis või eraldiseisvatena küllaltki väike, eriti kui võrrelda kristalsete rändkividega.

Eesti aluskorra kristalsed kivimid on sarnased Lõuna-Soome kivimitelega!

Erinevalt Soomest, kristalsed kivimid Eestis ei paljandu. Eesti magmalised ja metamorfised kristalsed kivimid on kaetud 200 – 780 m paksuse Paleozoikumi (tekkinud umbes 600 – 350 miljonit aastat tagasi) settekivimite lasundiga. Kristalsete kivimite paljandite puudust kompenseerivad mõnети ulatuslike süvapuurseimiste käigus maapinnale toodud puursüdamikud. Hilisproterozoikumis (umbes 1000-700 miljonit aastat tagasi) toimunud ula-

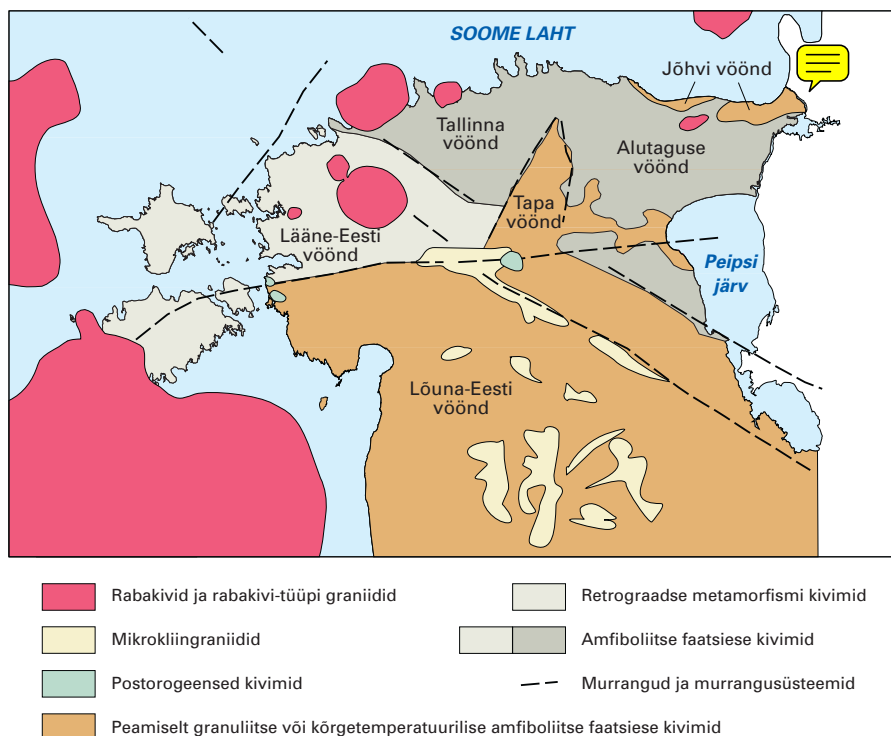
tusliku denutatsiooni käigus kulutati siin asunud mäeahelikud (mis ilmselt moodustas koos Lõuna-Soomega ühtse süsteemi) tasandikuks. Eesti alukorralvivimite pind ongi nüüd lõuna suunas kaldu, moodustades niimoodi iidse, Eelkambriumi vanusega Fennoskandia kristalse kilbi lõunanõlva.

Eelmise sajandi 60-80ndatel aastatel valitses arusaam, et Eesti aluskorralvivimid 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 aluskorralvivimid on siiski Paleoproterozoilise vanusega (1,9 – 1,6 miljardit) ning vanemate kivimikehade olemasolu kohta puuduvad siiani andmed.

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.

Eesti kristalse aluskorra jaotus arenguliselt ja kivimiliselt erinevatesse üksustesse



Lääne-Eesti aluskorra põhiliseks kivimitüübiks on amfiboliidid ja gneissid. Gneissid on tüüpilised keskastme metamorfismi kivimid. Tapa alavöönd koosneb pürokseen- ja amfiboolgneissidest, amfiboliitidest ning biotiit-plagioklass- ja kvarts-päevakivigneissidest. Kitsalt väljavenitatud kujuga Jõhvi alavöönd koosneb sarnastest gneissidest, millele lisanduvad granaat-kordieriidigneissid ja magnetiitkvartsiidid. Viimased kivimid põhjustavad kohati tugeva magnetanomaalia.

Põhja-Eesti idapoolne osa koosneb valdavalt settelise päritoluga metamorfsetest kivimitest – alumiiniumi-sisaldavatest gneissidest. Põhja-Eesti kesk- ja lääneosale on aga iseloomulikud nii liidsed vulkaniidid kui ka settelised kivimid, mis on samuti moondunud erinevateks gneissideks. Lisaks moondetud kivimitele leiame Eesti aluskorrast ka magmakivimeid. Viimased on vanuselt nooremad ning seetõttu lõikavad metamorfseid kivimikomplekse. Väga tihti on tegu väikeste graniitsete kivimikehadega. Tihti on nende teke seotud lokaalsete maakoorekivimite 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.

Seega vähemasti Põhja-Eesti aluskor-
rakivimid on väga sarnased kivimitele,

mis paljanduvad Lõuna-Soomes, ning mis on nn. kodus meie põhilistele rändkividele. Seetõttu võib väita, et rändkivid on justkui geoloogilised näidised Eesti aluskorda moodustavatest kivimitest.

Miks rändkive (rändrahne) väär- tustatakse ja kaitstakse?

Teadlastele on olnud rändkivid hindamatuks uurimisobjektiks mitme sajandi vältel. Esialgu oli kummaline nende leidumine seal, kus aluspõhjaks lubjakivi või liivakivi. Just tänu rändkivide uurimisele töötati välja jäätumisteesooria. Enne seda seletati võõra päritoluga kivide transporti kas katastroofiliste üleujutustega, so diluviaalhüpoteesiga, või hoovuste mõjul ujuvate jäämägedega, so driftihüpoteesiga. Hiiglaslikke rändkive on peetud ka osakesteks purunenud planeetidest või siis Kuul toimunud vulkaanipursete produktideks.

Esimesena selgitati realistlikult Alpi rändkivide pärinemist. Nimelt väitis James Hutton 1795. aastal, et aegu tagasi on Alpide nõlvu katnud märksa suuremad ja ulatuslikumad liustikud kui meie päevil ning need on kandnud mäestikke ümbritsevatele tasandikele suuri rändrahne. Sama hüpotees Põhja-Euroopa rändrahnude päritolu kohta formuleeriti märksa hiljem, kui 1815. aastal V. Severgin esimesena avaldas

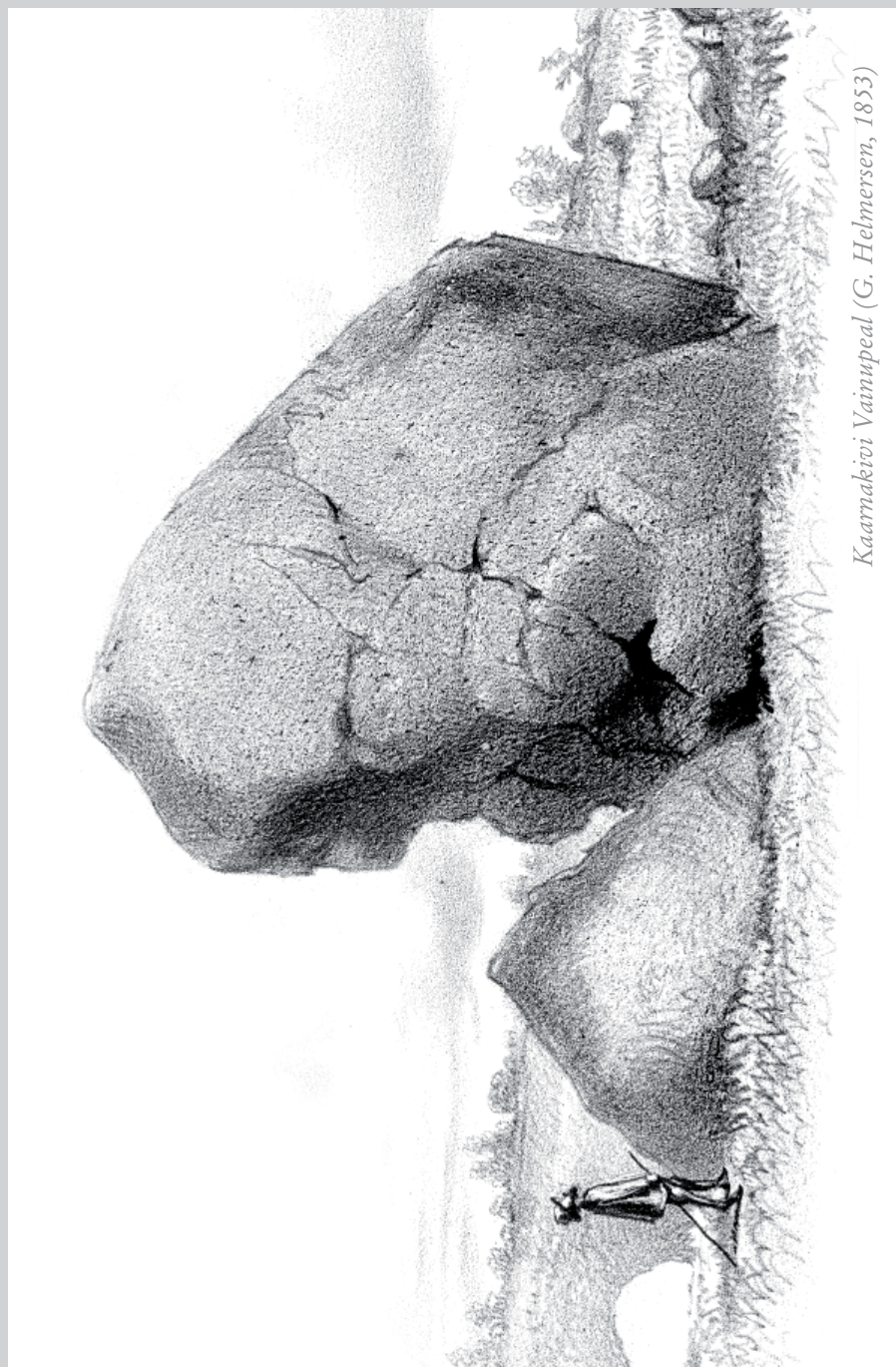
arvamuse, et kogu Põhja-Euroopa on olnud mandrijäätumise mõju all ja tohutud mandriliustikud on kandnud kivirahne mäestikest kaugele. Tol ajal Severgini ideed naeruvääristati ja kulus 50 aastat, enne kui neid siiski tunnustama hakati.

XIX sajandi lõpuks sai valitsevaks mandrijäätumise teooria, mille väljatöötamisele andsid oma osa ka Eestis töötanud või külastanud geoloogid V. Severgin, E. Eichwald, G. Helmersen ja Fr. Schmidt. Nagu eespool mainisime, aitab rändkivide uurimine selgitada mandrijää liikumissuundi, purdmaterjali transporti ja settimist liustiku sees ja all ning pinnavormide teket. Rändkivide abil on täpsustatud Läänemere geo-

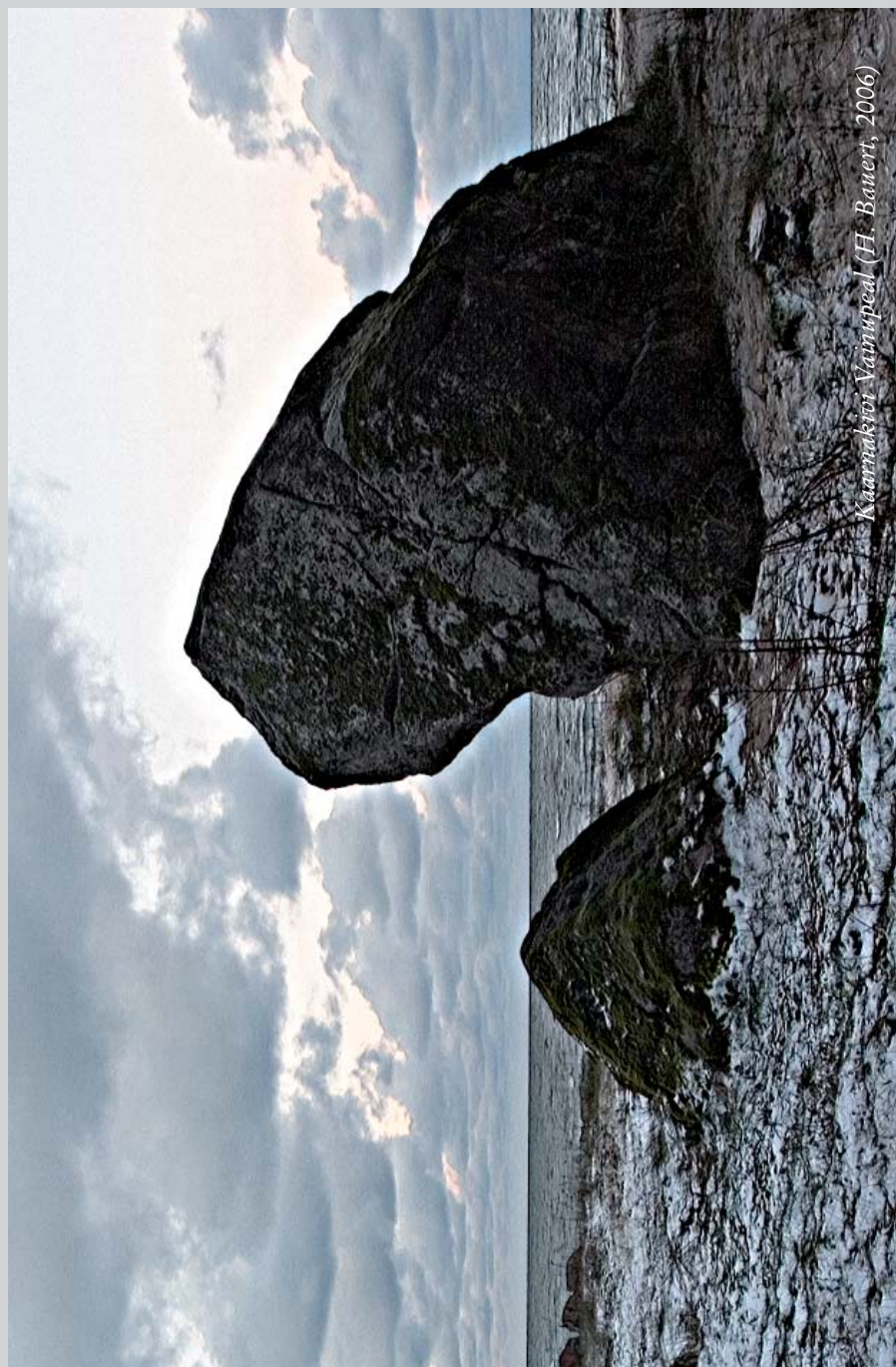
loogilist ehitust. Nende levikut kasutatakse maavarade otsimisel. Üsna üllatavale tulemusele viis Põhja-Saksamaalt leitud Eestist ja Läänemere põhjast pärit rändkivides olevate mikrokivististe uurimine. Saksa teadlane A. Eisenack kirjeldas neist esmakordselt kitiiniku-tena tuntud mikrokivistisi, mida praegu laialdaselt kasutatakse mitmesuguste geoloogiliste probleemide lahendamisel. Hindamatu väärtus on rändkividel geoloogiaüliõpilaste õpetamisel Eestis, kus kristalsed kivimid maapinnal ei avane. Rändkivide seas on kümneid erinevaid kivimitüüpe, mida saab õppetöös kasutada käsipaladena või mikroskoobi all õhikutena.

Väikelohkudega Assaku Nõiakivi





Kaarnakivi Vainupeat (G. Helmersen, 1853)



Kaunakivi Vainpää (H. Bauer, 2006)

Rändrahnud kui kivist hiiglased, mis on püsinud liikumatult ühel ja samal kohal aastatuhandeid, on jätnud sügava jälje inimeste teadvusse. Selle tõttu on rändrahnudega seotud arvukalt muistendeid, rahvajutte, kombeid ja traditsioone. Rändrahnude teket ja asukohta seletatakse sageli kuradi, sortsi, sarviku, vanapagana jt tegevusega. Paljud hiidrahnud on tuntud Kalevipoja või Suure Tõllu viskekividena. Suurte kivide alla olevat maetud rahapadasid. Sageli pole legendid seotud kivimi suurusega, nende tekke ajendiks võisid olla rahnu kuju või koostisest tingitud pinna iseärasused. Mõnel juhul on kive nimetatud kuninga- või kindralikivideks, kuid nende sidumine konkreetsete isikute ja ajalooliste sündmustega on enamasti võimatu. Suured kivid on olnud ka headeks orientiirideks meresõitjatele, rannakaluritele ja kasvõi seenelistele ning marjulistele.

Paljud kivid on olnud kultusekivideks. Eriti tuntud on lohukestega kultuse- ja ohvrikivid. Nendeks ei pruukinud olla suured kivid. Oluline oli kivimi pealispind ja koostis, mis võimaldas uuristada lohukesi kivimisse. Assaku Nõiakivil on neid üle 400. Ohvrikividel olevate lohkude läbimõõt võib ületada pool meetrit, kultusekividel jääb alla kümne sentimeetri. Enamik kultuse- ja ohvrikive on muinsuskaitse all.

Seega, rändkivide (rändrahnude) kaitsemine ja säilitamine tulevastele põlvedele on tähtis mitmest aspektist. Sellest saadi Eestis aru juba väga kaua aega tagasi, mistõttu on praegu-seks Eesti Ürglooduse Raamatus neid arvele võetud koos kivikülvidega 1600. Möödunud sajandi lõpul oli looduskaitse all 192 suurt rändrahnud, 18 rahnude rühma ja 10 kivikülvi. Ent tööd jätkub, sest isegi hiidrahnudest (87) on veel viiendik kaitse alla võtmata.

Rändkivide uurimisest Eestis

Kuigi suurtest rändrahnudest Eestis kirjutasid XIX sajandi esimesel poolel mitmed teadlased, peetakse õigustatult akadeemik Gregor Helmerseni rändrahnude süstemaatilise uurimise algatajaks. Ta avaldas mitu mahukat uurimust, esitas andmeid umbes 60 rahnu kohta, mitmetest tegi suurepäraseid joonistusi. Veelgi enam, G. Helmersen tõstatas mõtte suurte rändrahnude kui geoloogiliste mälestusmärkide kaitse alla võtmisest.

1913. aastal trükkis soome geoloog Hans Magnus Hausen esimese Eesti territooriumi hõlmava juhträndkivide leviku kaardi, millele viidati ikka ja jälle ligi poole sajandi jooksul.

Eesti Vabariigis hoogustus rändrahnude uurimine pärast looduskaitse

sektsooni asutamist 1920. aastal Eesti Looduseuurijate Seltsi juures. Aktiivselt tegeleti nende registreerimisega ka Eesti Kirjanduse Seltsi kodu-uurimise toimkonnas.

Pärast looduskaitse seaduse kehtestamist 1935. aastal hakati akadeemik Karl Orviku eestvõttel Eesti Looduseuurijate Seltsi geoloogia-geograafisektsoonis pidama suurte rändrahnude arhiivkataloogi. Aastail 1932–1940 tegelesid vastavate andmete kogumisega paljud loodusteadlased, nagu Gustav Vilbaste, Paul Kents, Evald Möls, Endel Varep jt. Rohkesti laekus uusi andmeid ka looduskaitse usaldusmeestelt, eriti Jüri Ehrenpreisilt ja Joosep Eplikult. 1940. aastal olid Eesti Looduseuurijate Seltsi suurte rahnude arhiivkataloogis andmed 901 rahnu kohta.

Pärast Teist maailmasõda see töö jätkus, kuid faktide kogumisele lisandus rändkivide teaduslik uurimine, ja seda mitmest aspektist. Herbert Viiding, uurides pindmiste rändkivide levikut ja koostist, avaldas loodushuvilistele mõeldud suurte rändkivide kirjeldamise juhendi. Lisaks ilmus temalt arvukalt populaarteaduslikke artikleid, milles ta rõhutas rändrahnude kui loodusmälestiste kaitsmise vajadust. Möödunud sajandi 80ndate aastate algul esitas ta idee koostada analoogselt elusa looduse punasele raamatule ülevaade eluta looduse tähelepanuväärsetest



Herbert Viiding

objektidest, mida ta nimetas Eesti Ürglooduse Raamatuks.

Samal ajal jätkus süstemaatiline andmete kogumine rändkivide kohta, milles paistsid silma Sulev Künnapuu, Karl Müürisepp ja Aadu Kumari. See töö hoogustus, kui asuti Eesti Ürglooduse Raamatu koostamisele, mida üle kümne aasta on juhtinud Enn Pirrus, kes on avaldanud ka palju artikleid sellest ulatuslikust ettevõtmisest ja suurte rändrahnude uurimisest. Mõned aastad tagasi oli ürglooduse raamatus arvel 1600 rändrahn ja kivi külvi. Olgu meenutatud, et Herbert Viiding prognoosis suurte rändrahnude tõenäoliseks hulgaks Eestis vähemalt 2500.

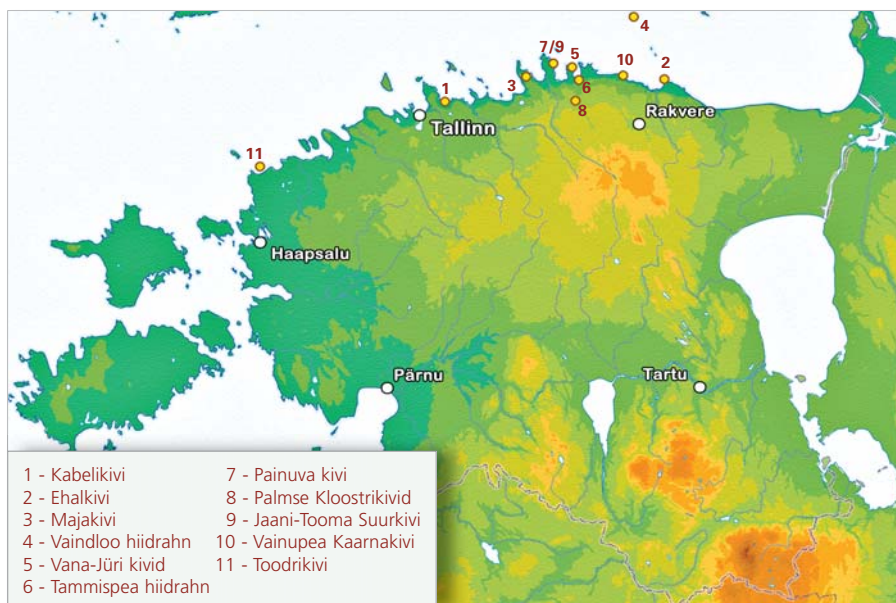
Huvitavaid rändrahne Põhja-Eestist

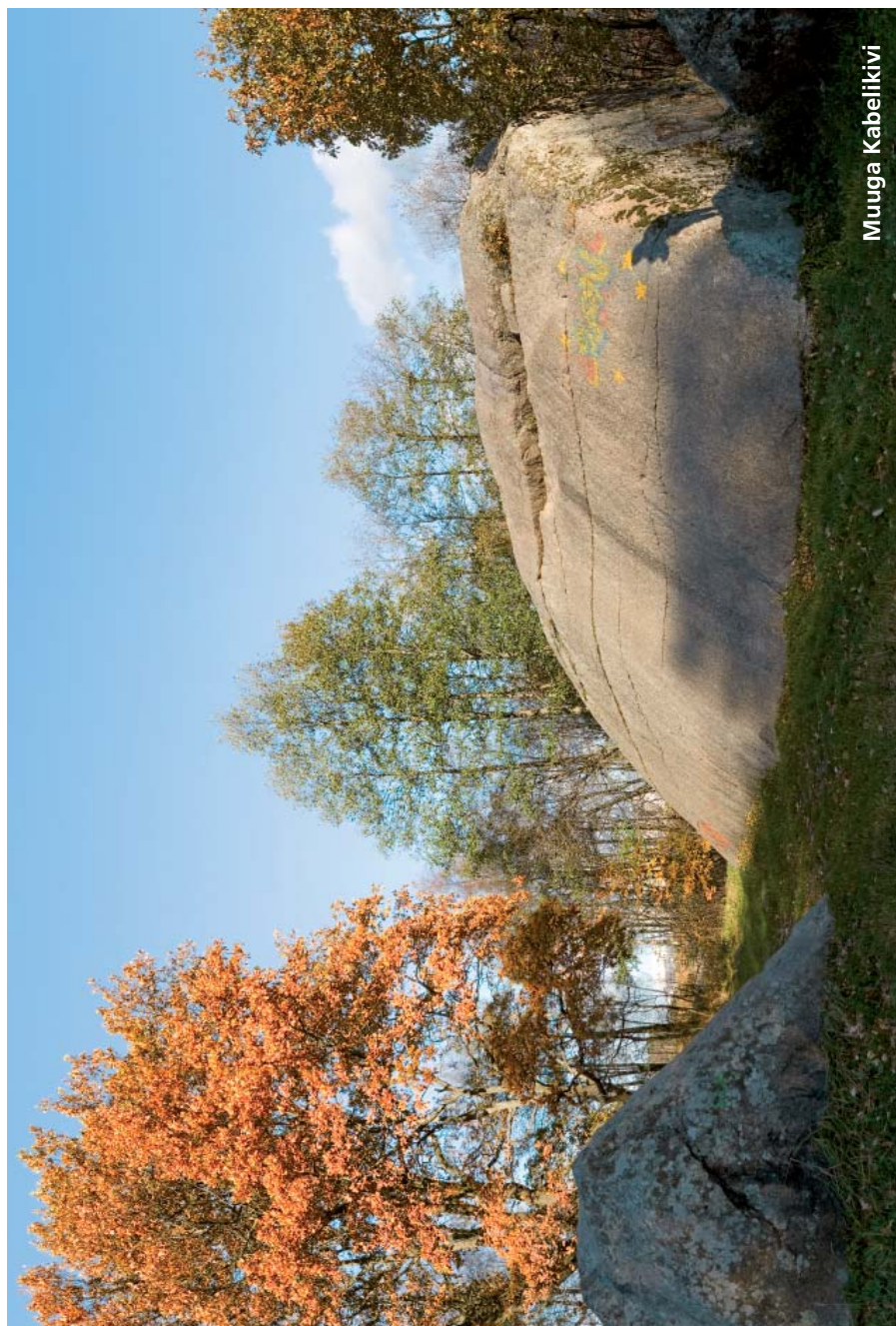
1. Kabelikivi

Kabelikivi asub mõnisada meetrit Muuga sadama värvast lääne pool. Kabelikivi on rabakivigraniit. Rahnu maapealse osa maht ulatub 728 m^3 (1978), übertööduks on 58,0 m (pikkus 19,3 m; laius 14,9 m) ja kõrguseks 6,4 m. Mahu poolest jääb Kabelikivi Eesti rändkivide hulgas suuruse poolest teisele kohale. Kuna rahnust on ligi 2 m pinnasess mattunud, siis pole tema tegelik maht teada ja uued mõõtmised võivad teda tõsta Ehalkivist isegi ettepoole.

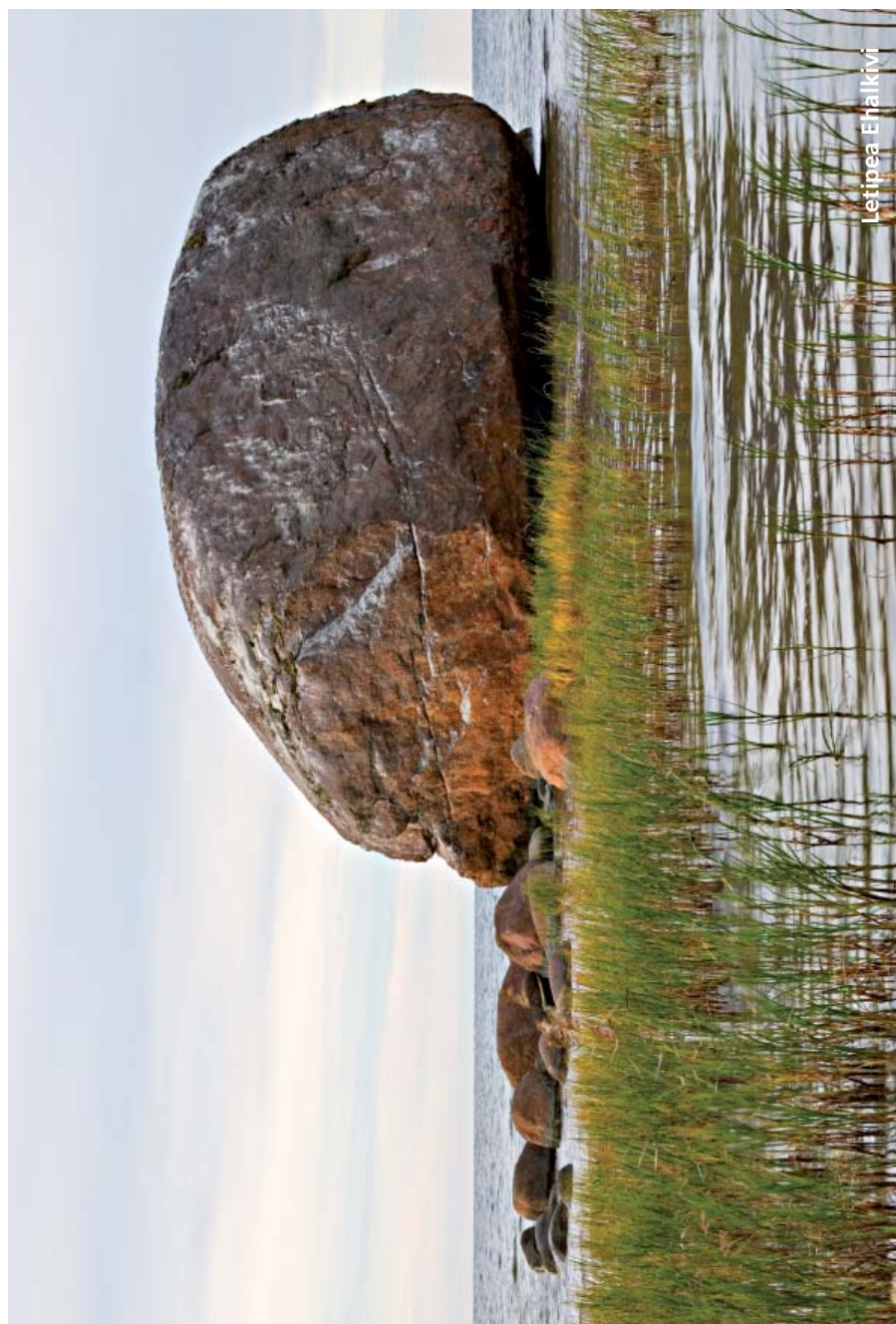
2. Ehalkivi

Ehalkivi asub Lääne-Virumaal Letipea neemest umbes 1 km ida pool mere-rannas Letipea külas. Rändrahnu juurde jõudmiseks tuleb Kunda sadamasse viiavlt teelt keerata paremale Lontova teele ning Malla lähistel enne teetõusu klindijärsakule teha järsk vasakpöõre Letipea küla teele. Külatee viib õht-lasi ka mererannani ning juba kau-gelt eemalt märkab võimsat (930 m^3) rahnu. Ehalkivi on mahult Eesti suurim, kui jätta arvestamata Läänemaal Nõva lahes merepõhjas paiknev 1200 m^3 mahuga (ligikaudsetel mõõtmisand-metel) Toodrikivi. Ehalkivi übertööõt ulatub 49,6 meetrini (pikkus 16,6 m ja laius 14,3 m) ja kõrgus 7,6 meetrini ning koosneb migmatiit-graniidist.





Muuga Kabelikivi



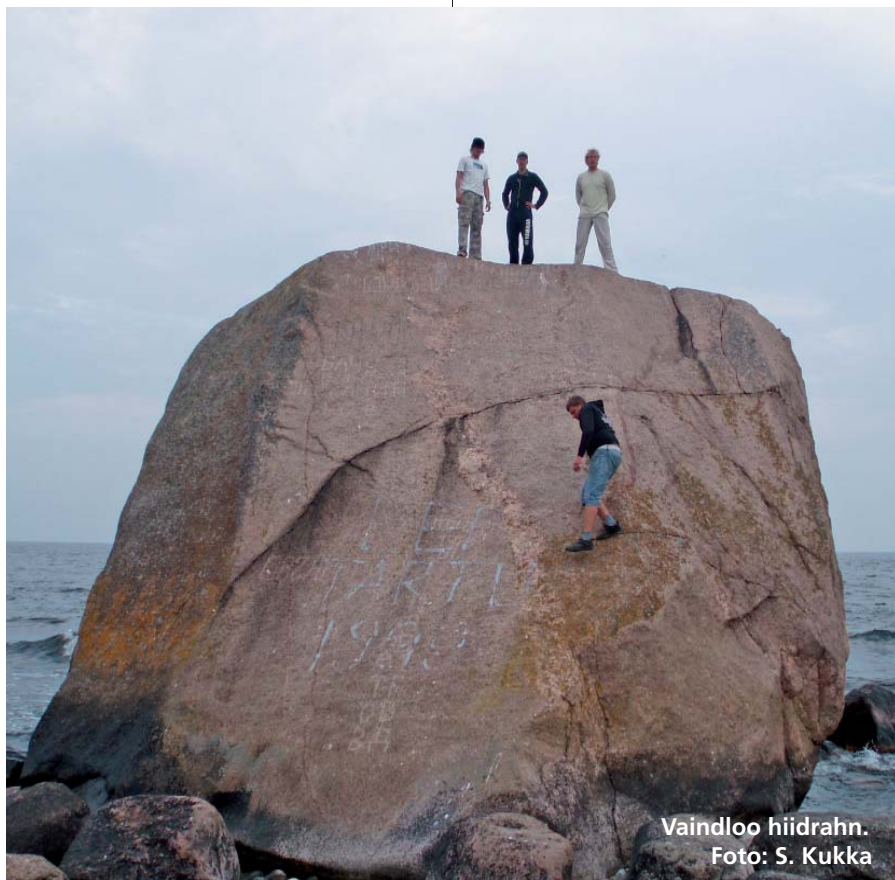
Leitepa Ehalkivi

3. Majakivi

Majakivi asub Juminda poolsaarel Virve ja Hara küla vahelises rabamännikus. Rahnuni jõuab minnes piki Loksa – Leesi maanteelt Virve külast algavat hästi tähistatud metsateed ning 1,5 km pikust laudteed mööda. Majakivi ümbermõõt on 40,9 m (pikkus 15,1 m ja laius 11,0 m), kõrgus 7 m ja maapealse osa maht 584 m^3 , koosneb migmatiit-graniidist.

4. Vaindloo hiidrahn

XXXXXXXXX



Vaindloo hiidrahn.
Foto: S. Kukka



Majakivi Jumindal

5. Vana-Jüri kivid

Vana-Jüri kivideks kutsutakse kivikülvi, mis asub Lääne-Virumaal Käsma poolsaarel mererannas Vana-Jüri maasäärel. Neli ligistikku asetsevat suurt rändrahn ja veel hulk väiksemaidki kive on kõik rabakivigraniidid ja suure tõenäosusega on need tekkinud liustiku jää poolt siia kantud ühe suurema hiidrahnu lagunemisel. Suurima rahnu maht ulatub 117 m³, ümbermõõt on 21,8 m (pikkus 7,5 m ja laius 7,2 m) ja kõrgus 6,2 m.

Vana-Jüri kivid Käsma poolsaare tipus

6. Tammispea hiidrahnud

Tammispea hiidrahnud asuvad Tammispea külas Suurekivi talu karjamaal kuusemetsa ääres. Rahnudeni jõuab kui pöörata Loksale viivald maanteelt Kotka teeristist Võsu suunas ja seejärel 9 km pärast Tammispea külas keerata Vihasoo küla tee. Peatselt märkab suure rabakivirahnu lõhenemisel moodustunud kahte kivihiiglast. Suurima, Tammispea I maapealne osa on 262 m³, ümbermõõt 27,8 m (pikkus 11,2 m ja laius 7,1 m) ja kõrgus 7,8 m. Tammispea I on Eesti kõrgeim maapealne rahn. Kivimiliselt on tegu rabakivigraniidiga.





Tammispea hüdahn I

7. Painuva kivi

Painuva kivi asub Harjumaal Pärисpea poolsaarel Turbuneeme külas Painuva talu lähedal, rannajoonest 100 m kaugusel meres. Painuva kivi on umbes 340 m³ mahuga rabakivigraniit, mille ümbermõõt on 34,1 m (pikkus 12,2 m; laius 11,1 m) ja kõrgus 5,2 m.

8. Palmse Kloostrikivid

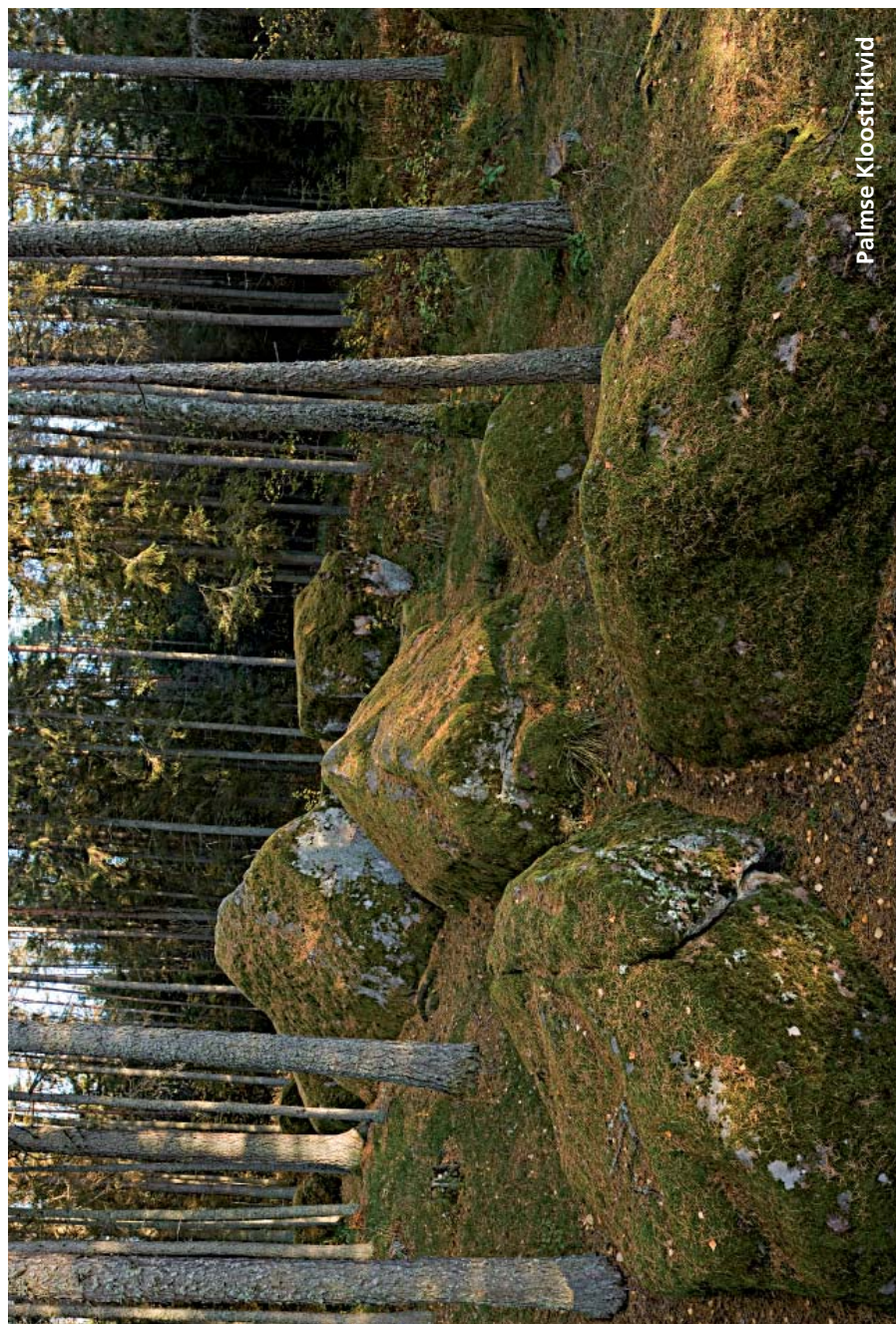
Palmse Kloostrikivid asuvad Lääne-Virumaal Palmises mõisakompleksi aida taga metsas lagendiku ääres. Tõenäoliselt suure hiidrahn purunemisel moodustunud 13 rabakivigraniidist rahnutükki paiknevad lähestikku ja on teravaservalised.

9. Jaani-Tooma Suurkivi

XXXXX



Painuva kivi



Palmse Kloostrikivid



Jaani-Tooma Suurkivi

Peamiste Eesti rändkivide lühikirjeldus

Graniit – tavaliselt punaka või hallika tooniga magmakivim, mis koosneb kvartsist, päevakividest (punase- ja roosatooniline) ja vilkudest (tavaliselt tumedate leheliste agregaatidena esinev biotiit). Graniit on tüüpiline maakoore ülemise osa kivim. Suur osa rändkividena esinevaid graniite on aga tekkinud maakoore keskmise osa ülesulamisel ja neid nimetatakse migmatiit-graniitideks. Migmatiit-graniit võib sisaldada ka punasevärvilist mineraali granaati ning kivimi tumedamad osad on materjalist, mis on otsesest sulamisprotsessist säilinud. Eesti suured rändkivid – rabakivigraniidid – on samuti graniidi eritüüpe.

Rabakivi e. rabakivigraniit – tavaliselt punasevärviline graniit, mis on hästi äratuntav heledavärviliste, kuni ligi 10 cm läbimõõduga ovoidide järgi. Ovoidid koosnevad kesksest punase- või roosailmelisest kaaliumpäevakivi kristallidest, mille ümber on moodustunud plagioklassist koosnev ääris. Viimane on murenenud kivimipinnal tavaliselt hele ning sellise värvikонтрастuse abil ongi rabakivi hästi äratuntav. Mitmed rabakivi tüübid on aga ovoididevabad ning meenutavad esialgsel pilgul tüüpilist graniiti. Rabakivid pärinevad nii Kagu-Soomest (Viiburi plu-

toon) kui ka Edela-Soomest (Laitila ja Vehma plutoonid) ning on Eestis kõige enam levinud rändkivi.

Läänemere kvartsporfüür – tavaliselt hästi äratuntav oma punase või telliskivipunase värvuse järgi, kus peeneteralises kivimis on üksikud suured kristallid (kvarts) või teisi vulkaanilise kivimi tükikesi. See kivim on pärit Ahvenamaa saartest lõunasse jääva ala merepõhjast. Mandrijää poolt toodud kvartsporfüüri rahnud ja veerised ilmestavad Lääne-Eesti saari, eeskätt Lääne-Saaremaad.

Diabaas – tavaliselt üsna peeneteraline rohekasmust kivim, mis on magmast kristalliseerunud maakoore lõhedes. Tihti on diabaasis silmaga eristatavad valge plagioklassi tulpjad kristallid. Juhträndkivina tuntud Satakunta oliiviindiabaas on levinud väikeste muna-katena Lääne-Eestis ning ta on jää poolt toodud Edela-Soomes aladelt.

Gneiss – moondekivim, milles vahelduvad heledad ja tumedad võõndid. Kivim on tekkinud umbes 20 – 30 km sügavusel kõrge temperatuuri juures. Tume osa koosneb raua- ja magneesiumirikastest mineraalidest nagu amfibool, pürokseen, biotiit ning heleda osa moodustavad alumiiniumi sisaldavad mineraalid: kaaliumpäevakivi ja plagioklass ning kvarts. Gneissid võivad olla tekkinud kas kunagiste settekivimite või siis magmakivimite

baasil. Settekivimitest tekkinud gneisid sisaldavad tihti punakat mineraali granaati. Sageli on gneisside moodustumise protsess viinud kivimi osalise ülessulamiseni, mille märgiks on gneisis laiemad heledamad graniitsed soonekesed. Sellised soonekesed ongi osa sulanud materjalist, mis mingil põhjusel kivimisse kohale on jäänud. Sellist gneisi tüüpi võib nimetada migmatiidiks või migmatiit-gneisiks. Viimased on üsna tüüpilised ka Eesti rändkivide hulgas.

Migmatiit – moondekivim, mis on allunud osalisele ülessulamisele, mille jälgedeks on tumedate ja heledate vööndite vaheldumine kivimis. Tume vöönd koosneb raua- ja magneesiumi silikaatsetest mineraalidest ja esindab osalisest ülessulamisest järelejäänud või puutumata kivimit ning hele osa esindab graniitse koostisega sulamit. Migmatiit ongi sisuliselt piirikivim kahe suure kiviperekonna – magmakivimite ja moondekivimite vahel. Suhteliselt tüüpiline rändkivide hulgas (migmatiit-gneissid).

Pegmatiit – suurekristalliline (tavaliselt on kristallide läbimõõt suurem kui 2 cm) kivim, mis koosneb graniidile tüüpilistest mineraalidest kaaliumpäevakivist, kvartsist ja vilkudest. Võib esineda massiivse kivimirahnuna, kuid enamasti siiski laiade soontena mitmesugustes gneissides ja graniitides.

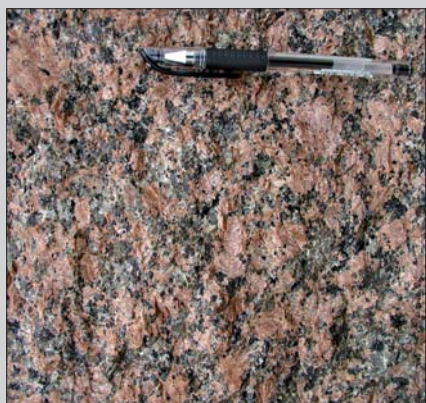
Pegmatiit tekib magma kristalliseerumise hilises staadiumis, kus magma sisaldab palju gaase. Pegmatiitsed sooned on Eesti rändkivides levinud.

Amfiboliit – moondekivim, mis on tekkinud kas varasemate magmakivimite (näiteks basalt ja gabro) või tumedate settekivimite ümberkristalliseerumisel suurel rõhul ja temperatuuril 15 – 25 km sügavusel. Kivim sisaldab amfibooli (tume) ja plagioklassi (hele).

Peab siiski mainima, et looduses kivimite tüübi täpsem määramine vajab kogemust ja head silma. Mittespetsialistidele on lihtsamini äratuntavad Läänemere kvartsporfüürid (telliskivipunane), rabaivid (puna-valged ovoidid) ja graniidid (punakad, suhteliselt ühtlaseteralised kivimid). Mis puutub moondekivimite täpsemasse nimetamisse, siis siin on geoloogidelgi tihti raskusi "selle kõige täpsema" nimetuse leidmisel. Looduses ei ole piirid alati selged. Nii võib loodusesõber seista ühe tumedavärvilise viirulise-joonelise rändkivi ees ja leida sealt nii gneissi, pegmatiiti ja migmatiiti, ja seda kõike ühes rahnus.

KIRJANDUST

- Donner, J. 1989. Transport distances of Finnish crystalline erratics during the Weichselian glaciation. - Geological Survey of Finland, Special Paper 7, 7 – 13.
- Eklund, O. & Soesoo, A. 2007. Kristalsed kivimid Lõuna-Soomes ja Eestis. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.
- Kirs, J. & Pirrus, E. 1998. Erratic boulders as natural monuments in Estonia. In: A. Miidel (ed.). ProGeo '97 Estonia Proceedings. Geological Survey of Estonia, 31 – 34.
- Kumari, A. 1979. Kümme suuremat rändrahn. - Eesti Loodus, 7, 462 – 465.
- Kumari, A. 1981. Suurte rändrahnude teine kümme. - Eesti Loodus, 10, 670 – 676.
- Mäss, V. 2000. Hiidrahn Soome lahe väraval.- Eesti Maaparandajate Selts, Toimetised, 4, 84 – 85.
- Pirrus, E. 1996. Suured rändrahnud akvatooriumigeoloogia uurimisel. - Eesti Geoloogia Seltsi Bülletään, 2, 42 – 45.
- Pirrus, E. 2003. Eesti Ürglooduse Raamat – geoloogiliste loodusmälestiste üleriigiline andmebaas. Rmt.: E. Pirrus (toim.). Eluta loodusmälestiste uurimine ja kaitse. Tartu – Tallinn, 7 – 18.
- Pirrus, E. 2003. Hiidrahnud loodusmälestisena. Rmt.: E. Pirrus (toim.). Eluta loodusmälestiste uurimine ja kaitse. Tartu – Tallinn, 75 – 88.
- Raukas, A. 1963. Juhtkivimite levik viimase mandrijäätumise moreenides Eesti NSV-s.- Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Füüsika – matemaatika ja tehnikateaduste seeria, 12, 2, 198 – 211 (vene keeles).
- Raukas, A. 1978. Pleistotseeni setted Eesti NSV-s. Tallinn, 310 lk. (vene keeles).
- Raukas, A. 1988. Eestimaa viimastel aastamiljonitel. Tallinn, 280 lk.
- Raukas, A. 1995. Estonia – a land of big boulders and rafts. - Quaestiones Geographicae, Special issue, 4, 247 – 253.
- Saarinen, V.-P. 1986. Glacial transport distance distributions of surface boulders in Finland. - Geological Survey of Finland, Bulletin 338, 57 lk.
- Suuroja, K. & Suuroja, M. 2006. Eesti 100 rändrahn. Tallinn, 109 lk.
- Svensden, J.I et al. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia.- Quaternary Science Reviews 23 (2004), 1229–1271.
- Viiding, H. 1955. Eesti NSV rändkivide petrograafiast.- Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1955. Tallinn, 377 – 389.
- Viiding, H. 1957. Rändrahnud loodusmälestistena. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1957. Tallinn, 169 -182.
- Viiding, H. 1976. Andmete kogumisest Eesti suurte rändrahnude kohta. Rmt.: H. Viiding (toim.). Eesti NSV maapõue kaitsest. Tallinn, 148 – 161.
- Viiding, H. 1984. Eesti mineraalid ja kivimid. Tallinn, 248 lk.
- Viiding, H. 1986. Suurte rändrahnude kirjeldamise juhend. Abiks loodusvaatlejale nr. 86. Tartu, 104 lk.



Graniit



Rabakivi



Punane kvartsporfüür



Pegmatiit



Migmatiit



Migmatiidistunud gneiss

