

ISSN 0494-7304 0082-1756

TARTU ÜL IK O O L I
TOIMETISED

ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS

956

EESTI GEOLOOGILISE
EHITUSE KÜSIMUSI

Töid geologia alalt

XIII



TARTU 1992

TARTU ÜLIKOOLI TOIMETISED
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS
ALUSTATUD 1893. a. VIHIK 956

EESTI GEOLOOGILISE
EHITUSE KÜSIMUSI

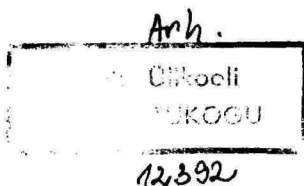
Töid geoloogia alalt

XIII

Tartu 1992

Toimetuskolleegium:

Volli Kalm (vastutav toimetaja), Aadu Loog, Asta Oraspõld,
Arvo Rõõmusoks



ESIMENE EESTI GEOLOOGIAPROFESSOR HENDRIK BEKKER

Arvo Röömusoks

Pärast kuulsalt baltisaksa geoloogi, Eesti aluspõhja geoloogia rajaja Friedrich Schmidt'i põhjanevaid töid ajavahemikust 1858–1908 jätkus meie kodumaa ordoviitsiumi, siluri ja devoni ladestu stratigraafiline uurimine ning kivististe kirjeldamine uuesti Hendrik Bekkeri lühiajalise, kuid seda tulemusrikkama tegevusega Tartu Ülikoolis aastail 1918–1925. Talle langes osaks olla paljudes töösuundades teerajajaks, olla esimene. H. Bekkeri sajanda sünniaastapäeva puhul meenutame teda kui ühte tähtsamat Eesti geoloogilise uurimise järjepidevuse kandjat, esimest eestlasest geoloogiaõppejõudu ja Geoloogia Muuseumi korraldajat Tartu Ülikoolis, esimeste eestikeelsete geoloogia oskussõnade loojat ja paleontoloogi.

H. Bekker sündis 29. detsembril 1891. a. isale kuulunud Pühajärve-äärses väikeses võorastemajas.* Tema isa oli Hans Bekker, ema Emilie-Katariina (neiuna Helder). Hiljem sündis perre teine poeg, kes kahekümnendate aastate alguses oli veel alaealine koolilaps. Tema edaspidisest elust pole meil andmeid. H. Bekkeri alghariduse kohta on teada, et see oli osalt kodune, osalt saadud Pühajärve valla- ja Valga linnakoolis [Audova, 1926]. Pärast võorastemaja hävimist tulekahjus asusid tema vanemad aastal 1902 või 1903 elama Tartusse. Siin õppis H. Bekker 1904–1912 vene õppekeelega Aleksandri poeglastegümnaasiumis. Koolis huvitanud teda loodusteadus ja kunstiaandelise õpilasena ka maalimine. Kaks suvist koolivaheaega veetis H. Bekker Soomes, elades seal looduslähedast elu [Audova, 1926]. Pärast gümnaasiumi lõpetamist soovis ta alguses hakata Peterburis õppima arhitektuuri, mis aga ei läinud korda. Seejärel asus ta sügisel 1912 õppima Tartu Ülikooli füüsika-matemaatikateaduskonna matemaatikaosakonnas matemaatikat (matrikkel 24517). Kevadsemestril siirdus H. Bekker siiski lõpuks sama teaduskonna loodusteaduse osakonda, kus spetsialiseerus hiljem geoloogiale [Audova, 1926; Luha, 1926 b]. Nagu

* H. Bekkeri sünnipäeva kohta on olemas kaheksa andmeid. Tema enda kirjutatud esimeses eluloos on selleks 30. detsember, hilisemas elulookirjelduses aga 29. detsember. Ka A. Luhal (1926b) on märgitud 30. detsember, A. Audoval (1926) siiski 29. detsember. Nii ka entsüklopeedias.

selgub teadaolevaist vähestest andmetest, ei olnud tulevase eriala leidmine H. Bekkeril just eriti sirgjooneline. Seda rohkem aga peame hindama tema õnnestunud valikut geoloogia õppimise kasuks.

H. Bekkeri õpinguaastatest üliõpilasena on vähe andmeid. Siiski on tuntud tema aktiivne tegutsemine Eesti Üliõpilaste Seltsi loodusteaduse osakonnas, milles ta oli ka üheks juhatause liikmeks. Selles osakonnas osales H. Bekker eestikeelsete taimenimedega ja botaanika oskussõnade loomisel ning käis nii ükski kui ka kaaslastega ekskursionidel — enamasti Lõuna-Eestis [Audova, 1926]. Üheks otsustava tähtsusega sündmuseks oli tulevasele paleontoloogile praktika 1915. a. suvel zooloogiaprofessori Konstantin Saint-Hilaire'i juhendamisel Valge mere Kandalakša lahe rannikul paiknevas Kovda bioloogiajaamas. Seal oli H. Bekkeril võimalik uurida retsentseid mereloomi, nende seas ilmselt ka sammalloomi. Tõenäoliselt tutvus ta sellel praktilikal lähemalt oma pärastise sõbra ja kolleegi Artur Luhaga. EÜS-i koosolekuil pidas H. Bekker kaasüliõpilastele mitu ettekannet, neist märkimisväärseim novembris 1917 "Läänemere-maade geoloogilisest kujunemisest" [Audova, 1926]. Küllap oli ta selleks ajaks teinud oma lõpliku otsuse tulevase eriala suhtes.

Geoloogias oli H. Bekkeri õpetaja eeskätt tollane dekaan, professor Vassili Tarassenko, kelle paljude erikursuste loenguist kuulas ta kindlasti mineraloogiat, kristallograafiat ja petrograafiat. Paleontoloogia ja ajaloolise geoloogia kursuseid luges professor Nikolai Bogoljubov. Väga tõenäoliselt võis just V. Bogoljubov äratada H. Bekkeris põhjalikuma huvi fossiilsete sammalloomadega uurimise vastu. 1917. a. suvel oli H. Bekker koduõpetajaks ühes Toila kandi talus. Seal käis ta uurimas Martsa paekallast ja kogumas kivistisi Kohtla-Järve ning Kukruse põlevkivikaevandustes. Leitud sammalloomi hakkas H. Bekker määrama ning kirjeldama juba sama aasta talvel. Nii algas siis üliõpilase H. Bekkeri teadustegevus, mida kroonis ülikooli kandidaadikraadiga lõpetamiseks ettenähtud venekeelne töö "Esialgised andmed *Bryozoa*'de fauna kohta Kukruse horisondis Eestimaal". Kahjuks ei leidus seda käsikirja ülikooli raamatukogu dissertatsioonide fondis. Küll on teada, et H. Bekker kirjutas lõputöö kolme väga pingelise nädalaga 1918. a. alguses [Audova, 1926]. Ta pidi ülikooli lõpetamisega kiirustama, sest juba oli teatavaks saanud ülikooli tegevuse peatne katkestamine ja õppejõudude evakueerimine Venemaale. Loodusteaduste kandidaadi diplomi sai H. Bekker 16. aprillil 1918. a. juba saksa okupatsioonivõimude poolt ülevõetud Tartu ülikoolilt. Nagu selgub eksamilehelt, oli H. Bekkeri stuudium väga edukas: kaksteistkümmend eksamit on väärinud väga hea hinde. Prof. N. Bogoljubov hindas dunaamilise geoloogia, ajaloolise geoloogia ja paleontoloogia väga heaks. Sama hinde sai H. Bekker petrograafia eksamil ka professor V. Tarassenkolt. Nii oli H. Bekker ülikooli lõpetanud. Kuivõrd mõlemad professorid olid

vahepeal Tartust lahkunud, määrati H. Bekker geoloogia kabineti (kateedri) nooremassistendi kohusetäitjaks. Sellena sai ta töötada siiski vaid poolteist kuud, kuni 31. maini 1918, mil vene ülikooli tegevus sakslaste poolt ametlikult lõpetati. H. Bekkeri esimene töökoht — geoloogia kabinet — paiknes sellal veel ülikooli peahoone vasakpoolse tiiva teisel korrusel. Kahjuks ei jõudnud H. Bekkeriga samal ajal ülikooli astunud A. Luha kõiki ettenähtud eksameid anda ja lõpetas ülikooli alles 1922. aastal [Röömusoks, 1982].

Suvel 1918 oli H. Bekker koos oma teise kaasvõitlejaga EÜS-ist, hilisema füsioloogi Aleksander Audovaga Pühajärve ja veel kahte selle lähedal asetsevat järve uurimas. Mõõdeti järvede sügavust, võeti põhjasetete proove ja kirjeldati kallaste iseloomu, saari, ümbruse taimestikku ning järvede planktonit [Audova, 1926]. Sügisel siirdus H. Bekker elatise teenimiseks loodusteaduse õpetajaks Põltsamaa reaalgümnaasiumi, kus töötas detsembrikuu alguseni. Tema koorumus koolis oli algaja õpetaja kohta väga suur — 34–38 tundi nädalas. Peale loodusteaduse õpetas H. Bekker veel kodumaa tundmist ja isegi füüsikat [Audova, 1926]. Nii võis H. Bekker omandada esimesi kogemusi tööks pedagoogina. Detsembris formeeriti Tartus Vabadussõjast osavõtmiseks Kalevlaste Maleva üksust, kuhu kohe siirdus ka H. Bekker. Ta tegi läbi lühikese sõjalise õppuse, kuid rindele teda ei lubatud tervislikel põhjustel ja vabastati malevast [Audova, 1926].

1919. a. jaanuaris määrati H. Bekker ainuvõimaliku isikuna ülikooli mineraloogia ja geoloogia kabineti ajutiseks juhatajaks. Nüüd sai ta jätkata oma varasemat uurimistööd sammalloomade paleontoloogia alal ja lõpetada Pühajärve uurimise tulemuste kokkuvõtmise. Lühemat aega töötas ta ka H. Treffneri gümnaasiumi õpetajana.

Ülikool vajas uut geoloogiaõppejõudu. Seepärast lähetati H. Bekker õppetöök ettevalmistamiseks ja doktoritöö kirjutamiseks maikuu lõpust kuni augusti alguseni Inglismaale. Mõistagi oli see välismaale sõitmine noorele vähese keeleoskusega Eestimaa mehele erakordseks ja vastutusrikkaks ülesandeks. Tal tuli töötada peamiselt Briti Muuseumi geoloogia osakonnas, kus leiduvad paljudest maadest pärinevad rikkalikud ordoviitsiumi sammalloomade ja teiste kivististe gruppide kollektsioonid. Pingelise töö tulemusel valmis H. Bekkeril esimese teadusartikli “New Bryozoa from the Kuckers Stage in Esthonia” käsikiri, mis erakordselt kiiresti, juba novembrikuus, Londonis trükiti [Bekker, 1919]. Selles, tõsi küll, üpris vähenõudlikus paleontoloogilises uurimuses esitatakse kuulsa Ameerika sammalloomade eriteadlase R. Bassleri [1911] ja H. Bekkeri enda andmetele tuginedes Eesti ordoviitsiumi sammalloomade stratigraafilise leviku tabel ning kahe uue liigi — *Nematopora bogoljubovi* ja *Pachydictya kuckersensis* — kirjeldused. Viimaseid illustreerib H. Bekkeri joonistega tahvel. See tagasihoidlik kirjutis on esimene eesti paleontoloogide avaldatud teadustöö. Nüüd selgus

H. Bekkerile, et tema paleontoloogiline materjal on ulatuslikuma töö kirjutamiseks ebapiisav, seetõttu peaks ta kollektiooni täiendamiseks naasma kodumaale. Juba septembrikuus kogus H. Bekker uut materjali Kohtla-Järvel, Tallinnas ja Paldiskis, asudes seejärel (oktoobrist detsembrini 1919) seda kollektiooni läbi töötama. Olles vaimustatud sammalloomade liigirikkusest ja tunnetades vajadust oma materjali võrdlemiseks R. Bassleri suure monograafia originaalidega, palub H. Bekker nüüd ülikooli valitsuselt toetust sõitmiseks Washingtoni, Ühendriikide Rahvusmuuseumi R. Bassleri juurde. Kahjuks ei olnud ülikoolil võimalik H. Bekkeri palvet rahuldada. Küll aga saab ta toetust viibimaks 1920. a. jaanuarist juulini uuesti Londonis. Seekord töötas ta Londoni Ülikooli *Imperial College*'i geoloogia osakonnas kui uurija-üliõpilane ja siseüliõpilane ning kirjutas doktoriväitekirja. Aprillis viibis H. Bekker ligi kolm nädalat koos inglise üliõpilastega geoloogilisel ekskursioonil Cardiffis karboni ladestu avamusel ja Gloucesteris siluri ladestu paljandeis. Hiljem töötas ta Plymouthi bioloogiajaamas, kogudes ookeani rannikult retsentsete sammalloomade kolooniaid. Vahepeal võeti H. Bekker vastu Londoni Geoloogia Seltsi liikmeks.

Kodumaale tagasi jõudnud, kogub H. Bekker septembris-oktoobris innukalt paleontoloogilist materjali Paldiski ja Jõhvi vahemikus asetsevatest ordoviitsiumi paljanditest. Hiljem joonistas ta Eesti geoloogilise ülevaatekaardi, mille lisas oma ajaloolise geoloogia õpikule [Audova, 1926].

Järgmine, aasta 1921, oli H. Bekkerile äärmiselt töörohke. Tänu ülikooli toetusele võis ta kolmandat korda sõita Inglismaale. Esmalt, jaanuarist juunini, kuulus ta *Imperial College*'is kolme erikursuse loenguid. Need olid prof. W. W. Wattsi füüsikaline geoloogia, sama õppejõu stratigraafiline geoloogia ja prof. A. M. Davise struktuurigeoloogia (koos praktikumiga). Kuna väitekirja kaitsmise eelduseks oli ülikool seadnud ka ordoviitsiumi geoloogia eksami, tuli H. Bekkeril selleks ettevalmistumise käigus läbi töötada palju raamatukogudes leiduvaid teadustöid. Põhilise osa tema ajast võttis aga väitekirja "The Kuckers Stage of the Ordovician rocks of NE Estonia" täiendamine ja viimistlemine. Valminud käsikirja tõi H. Bekker suvevaheajaks Eestisse kaasa. Seda hakati Tartus kohe trükkima ning ilmus veel samal aastal Ülikooli Toimetistes [Bekker, 1921]. See on H. Bekkeri kõige mahukam teadustöö, mis jaguneb kaheks osaks. Esimene osa käsitleb Kirde-Eesti Kukruse lademe stratigraafiat, kukersiidi tekkimist ja Kukruse lademe korrelatsiooni teiste alade samavanuseliste kihtidega. Esitatakse Kohtla-Järve kaevanduses paljanduva põlevkivi tootusa osa profilli esimene detailne kirjeldus ning esmakordne Kirde- ja Lääne-Eesti profiilide korrelatsioon. Kukruse lademe piiride suhtes polnud H. Bekkeril mingit seisukohta. See tulenes asjaolust, et Põhja-Eestis ei olnud tollal

puuritud veel ühtki puurauku, mis andnuksid puursüdamikü näol ülevaate tervest Kukruse lademe profiilist. Dissertatsiooni teises osas kirjeldatakse Kukruse lademest kogutud kivististe uurimisel selgunud uusi või varem tundud liike. Valdavalt on kirjeldatud sammalloomi (21 liiki ja alamliiki) ning brahhiopoodide (27 liiki ja alamliiki). Tõsi küll, osa H. Bekkeri kirjeldatud uutest liikidest on hilisemate revideerimiste tulemusel osutunud sünonüümideks ja mõne liigi puhul on ta eksinud perekondliku kuuluvuse määramisega. Ometi jääb H. Bekkeri teeneks eriti krüptostomaatsete sammalloomade uute liikide kirjeldamine. Täni kehtivad 7 sammallooma, 9 brahhiopoodi, 2 karbi ja 1 vetika liigid. Nii võime H. Bekkerit pidada täie õigusega esimeseks eestlasest paleontoloogiks, eeskätt sammalloomade ja stromeniidsete brahhiopoodide alal. Tema nime järgi on hiljem nimetatud 2 brahhiopoodiperekonda (*Bekkerella* Reed, 1936; *Bekkeromena* Rõõmusoks, 1963), 1 nautiloiidi liik (*Nybyoceras bekkeri* Troedsson, 1926), 3 brahhiopoodi liiki [*Leptoptilum bekkeri* Öpik, 1930; *Rafinesquina bekkeri* Öpik, 1930; *Elsaella bekkeri* (Rosenstein, 1943)], 1 graptoliit (*Climacograptus bekkeri* Öpik, 1927), 1 skolekodont (*Eunicites bekkeri* Öpik, 1927), 1 rugoosiliik (*Kodonophyllum bekkeri* Kaljo, 1957), 1 trilobiidiliik (*Estoniops bekkeri* Männil, 1958) ja 1 stromatoporaat (*Stromatopora bekkeri* Nestor, 1966). Eks ole see meie esikpaleontoloogi teenetest lugupidamise näitaja.

Juba 1920. a. koliti geoloogia ja mineraloogia kabinetid ülikooli peahoonest vahetult enne Esimese maailmasõja algust valminud uude õppehoonesse Aia (Vanemuise) tänaval. Geoloogia auditorium sisustati Loodusuurijate Seltsi mõõbliiga, mistõttu sellel seltsil oli õigus kasutada auditoriumi oma koosolekute korraldamiseks [vt. Jahresbericht für das Jahr 1921; Tartu Ülikooli Loodusuurijate Seltsi aruanded, 1921, XXVIII, (1-4), Tartu, 1922].

1921. a. suvel kodumaal viibides uuris H. Bekker geoloogia muuseumile ostetud Arved Wahli kivististe kogu. Oktoobris sõitis ta jälle Inglismaale, seekord viimast korda. Sel korral käis H. Bekker Shropshire's, mis on teatavasti ordoviitsiumi Caradoci ladejõrgu stratotüüpseks rajooniks ja töötas hiljem Cambridge'i Sedgwicki Muuseumis. Seejärel kirjutas *Imperial College*'is artikli uuest brahhiopoodiperekonnast *Leptestia* [Bekker, 1922 a] ning uuris kaasatoodud Kukruse lademe graptoliite. 29. novembril toimus *Imperial College*'is lõpuks H. Bekkeri väitekirja kaitsmine. Tema oponendiks oli Manchesteri Ülikooli geoloogiaprofessor O. T. Jones — üks tolaeagseid paremaid plektambonütsete brahhiopoodide eriteadlasi. Väitekirja kaitsmine oli kõigiti edukas: 14. novembril 1921. a. tunnistas Londoni Ülikooli senat H. Bekkeri filosoofiadoktoriks loodusteaduste alal.

Alates 1. jaanuarist 1922 võeti H. Bekker Tartu Ülikooli teenistusse geoloogia kabineti ajutise abijõuna vanemassistendi palgaga. Teda ootas ees suur töö: tuli välja pakkida ja kappidesse paigutada

juba jaanuari alguses Tartusse saabunud sadakond kasti Venemaalt evakuatsioonist tagasisaadud geoloogia kabineti ning muuseumi paleontoloogilist materjali. Samal ajal pidi H. Bekker valmistuma oma habilitatsiooniloenguks, mis oli dotsendi kutse omistamise eelduseks. See loeng toimus 22. veebruaril 1922 ülikooli aulas. Teemaks oli valitud "Uus brahhiopoodide perekond ja kriitiline ülevaade geoloogilistest uurimistest Eestimaa kohta". Uueks brahhiopoodiperekonnaks oli mõistagi *Leptestia* (nimi on tuletatud ladinakeelsest nimest *Leptella* ja Eestist). Loengule oponeerisid zooloogiaprofessor J. Piiper ja mineraloogiaprofessor H. Scupin [Loodus. 1922. Nr. 3]. Loengu mõnevõrra muudetud tekst trükiti hiljem ajakirjas "Loodus" [Bekker, 1922 b]. Eesti ordoviitsium liigestatakse kolmeks ladestikuks. Lademete nimed on eestipärased. Uue üksusena eraldas H. Bekker endise ehinosfaerites-lubjakivi alumisest osast iseseisva Aseri lademe. Loeng oli suurel määral programmiline edasise uurimistöö jaoks. 31. märtsil toimunud ülikooli nõukogu koosolekul valiti H. Bekker üksmeelselt geoloogia dotsendiks (arvates 1. juulist; vt. [Postimees, 1922. Nr. 77]). Ühtlasi kinnitati ta geoloogia kabineti juhatajaks. Samal ajal töötas ülikoolis veel varemvalitud mineraloogiaprofessor H. Scupin, kes luges saksa keeles. Geoloogia professor oli vakantne.

Nüüd otsustas H. Bekker aegaviitmata seada geoloogia muuseumi keskmises saalis üles Eesti aluspõhja stratigraafilise ekspositsiooni, mida saaks kasutada ka tema samal semestril ettenähtud esimese loengukursuse "Kodumaa geoloogia" näitlikustamiseks. Sellist vaatekogu veneaegses muuseumis ei olnudki. Mõistagi võttis muuseumi korraldamine ja tulevasteks loenguteks valmistumine palju aega. H. Bekkeri esikloengud olid aga kahel põhjusel väga sümboolsed. Esiteks seepärast, et esmakordselt Tartu Ülikoolis peeti geoloogia loenguid eesti keeles, pealegi Aia (Vanemuise) tänavale enne sõda ehitatud uue õppehoone geoloogia auditoriumis (nüüd prof. H. Bekkeri auditorium), ja teiseks seepärast, et loengukursust Eesti geoloogiast varem ei loetudki. Tõsi küll, juba professor Constantin Grewingki oli lugenud paljude aastate vältel (1869–1887) regionaalgeoloogilist kursust "Baltikumi geoloogia" (õppekavades "Geologie der Ostseeprovinzen"), mis tõenäoliselt haaras Eestimaadki, kuid kindlasti väheste loengutundidega. H. Bekker oli aga tänu isiklikule uurimistööle Eesti geoloogilise ehituse põhijoonte, C. Grewingkiiga võrreldes, vähemasti ordoviitsiumi setendite suhtes tunduvalt parem asjatundja. 1922. a. sügissemestril luges H. Bekker veel üldist geoloogiat.

Varsti pärast dissertatsiooni kirjutamist sai H. Bekker võimaluse uurida Kirde-Eestisse Vanamõisa ja Kukruse vahemikku põlevkivivarude selgitamiseks puuritud puursüdamikke, mis esmakordselt läbisid tervet põlevkivikihtidega lasundit. Nii muutus võimalikuks ka Kukruse lademe piiritlemine litoloogiliste tunnuste alusel. Lademe

alumiseks piiriks pidas H. Bekker kõige alumise paksema kukersiidikihi (kiht I või "A") lamavat pinda, ülemiseks piiriks aga väikese paksusega kukersiidikihikestega kompleksi lasuvat pinda, millest kõrgemal kukersiiditi peaaegu enam ei ole. Kukruse lademe paksus on Kirde-Eestis 5,3–12,5 m. Paksus väheneb lääne suunas. Need uued andmed koos puurprofiilide korrelatsiooniga on esitatud H. Bekkeri ainulaadses keskkooliõpikus "Ajaloolise geoloogia õpperaamat", mille käsikiri valmis 1922. a. maikuus. Raamat jõudis müügile jaanuaris 1923. a. Selles seni ainsas eestikeelses ajaloolise geoloogia õpikus on Eesti aluspõhja geoloogiat meso- ja kainozoikumit puudutavate peatükkidega võrreldes käsitletud tunduvalt põhjalikumalt. Raamat on rikkalikult illustreeritud H. Bekkeri enda joonistega. Tähelepanuväärseid on autori koostatud korrelatsioonitabelid Eesti ja teiste alade (Skandinaavia, Inglismaa, Põhja-Ameerika jt.) ordovütsiumi, siluri ning devoni liigestustega. Raamat oli meie keskkoolides laialdaselt kasutamisel ja sai retsensendilt hea hinnangu [Tammekann, 1923].

1922. a. maikuus osales H. Bekker Eesti Kirjanduse Seltsi kodu-uurimise toimkonna poolt välitöödele saadetavate üliõpilastest stipendiaatide instrueerimisel [Loodus, 1922. Nr 5, lk. 302]. Ilmselt juhendas ta (koos geoloogi A. Wahliga) suvel üliõpilasi geomorfoloogias Võru- ja Põhja-Eestisse [Postimees. 1922. Nr. 111]. Juunikuus sõitis H. Bekker Põhja-Eestisse koguma lisamaterjali geoloogia kabineti paleontoloogia õppekogu jaoks [Postimees, 1922. Nr. 103]. Seda õppekogu täiendas H. Bekker tähtsamate Eesti aluspõhja kivististega üliõpilaste paleontoloogia praktikumi tarbeks 1922. a. sügissemestril.

Jätkus pingeline töö geoloogia muuseumi korraldamisel. 1. juulil lahkus omal soovil geoloogia kabineti senine nooremassistendi kohusetäitja Theodor Henrichson [Postimees. 1922. Nr. 115]. Nüüd pöördus H. Bekker oma sõbra Artur Luha poole, kes tollal oli Rakvere Poeglaste Gümnaasiumi direktor ja loodusloo õpetaja, kutsudes teda vabanenud kohta täitma. A. Luha oli meeleldi nõus ja kinnitati sellele kohale alates 1. augustist 1922. Nii algas hilisema geoloogiaprofessori A. Luha tööperiood Tartu Ülikoolis, mis vaheaegadeka kestis peaaegu kuni tema surmani aastal 1953 [Rõõmusoks, 1982].

Sügisel, pärast muuseumi kolmanda saali üldstratigraafiaie pühendatud vaatekogu valmimist avati muuseum külastajatele 24. septembril kell 16.30. Pidulikul avamisel viibisid ülikooli rektor professor Heinrich Koppel, õppejõud ja külalised. Avakõne pidas muuseumi juhataja dotsent H. Bekker, andes seejärel seletusi muuseumi väljapanekute kohta. Avakõnes märkis ta muuhulgas sedagi, et vene ülikooli kavatsuste kohaselt pidi Aia tänava hoone esimese korruse ruumidest üks pool saama geoloogia kabinetile, teine mineraloogia kabinetile. Kui aga uutesse ruumidesse koliti, tuli mõlemal kabinetil

leppida süiski vaid ühe poolega [Postimees. 1922. Nr. 216, 219, 220]. Kahjuks on see nii jäänud tänapäevani.

1923. a. kevadel luges H. Bekker esimest korda paleontoloogiat ja juhendas ka praktikumi. Aprillikuus (3.-5. aprill) toimus Tallinnas loodusloo ja maateaduse õpetajate esimene üleriiklik kongress, kus H. Bekker esines referaadiga "Uuemad stratigraafilised ja faunistilised andmed Kukruse lademe kohta". Seal näitas ta ka diapositiive [Loodus. 1923. Nr. 3. Lk. 175]. Maikuus oli ta õppepraktikal Irboskas. Osa võtsid üliõpilased Teodor Lippmaa, Karl Janson (Orviku), Armin Öpik jt. Assisteeris ja tegi fotosid A. Luha. Sellist välipraktikat kasutati neil aegadel õppevormina veel väga vähe (vt. Akadeemik Karl Orviku mõtteid ja mälestusi teadlaseteest. Kirja pannud J. Kivi. Noorte Hää. 1970. Nr. 248). Irboska ümbrus paljude ülemdrevoni karbonaatsete kivimite paljanditega ja huvitava geomorfoloogiaga oli valitud teadlikult, sest H. Bekker oli juba eelmisel aastal otsustanud hakata seda piirkonda lähemalt uurima. Hiljem, juulis töötas ta üliõpilase K. Jansoniga uuesti Irboska paljandeis. Kogutud andmestiku ja fossiilide uurimise tulemuseks oli oma aja kohta mitmekülgne, heatasemeline töö [Bekker, 1924 a]. Irboska ümbruses paljanduv karbonaatsetest kivimitest koosnev lasund liigestatakse Gorodištše, Irboska ja Dubniki lademeks, kusjuures Irboska lademele esitatakse biostratigraafiline detailiigestus. Kirjeldatud on ka uus brahhiopoodide perekond *Irboskites* (kahe uue liigiga).

23. märtsil 1923. a. kirjutas H. Bekker ülikooli valitsusele kirja, millest selgub tema tööprogramm tulevikuks: "Minul on käsil paleontoloogiline uurimistöo — brahhiopoodide sugukond *Strophomenidae* Eesti lademetes". Ühtlasi palub ta ülikooli toetust teaduslikul otstarbel Rootsi ja Norrassa sõitmiseks. Sellele palvele vastas ülikool sõiduks vajaliku toetuse (35 700 marka) eraldamisega ja nii viibiski H. Bekker ülikooli nõukogu otsusel 23. maist kuni juunikuu lõpuni Skandinaavias. Sinna sõitis ta Soome kaudu, kus koges ülisuurt lahkust ja vastutulelikkust prof. Gabriel Granö poolt ning tutvus noore Soome geoloogi Pentti Eskolaga. Stockholmis töötas H. Bekker Loodusteaduslikus Riigimuseumis professor Gerhard Holmi ja Stockholmi ülikoolis professor Gerard De Geeri juures ning viibis ka Rootsi Geoloogia Valitsuses. Seejärel sõitis ta Uppsala ülikooli ja töötas sealses muuseumis professor Carl Wimani juhendamisel. Nüüd võimaldati H. Bekkerile ekskursioon Östergötlandi, Västergötlandi ja Skånesse tutvumaks kambriumi, ordoviitsiumi ning siluri setenditega. Lundi ülikoolis kohtus ta dotsentide Assar Haddingi ja G. Troedssoniga [Bekker, 1923 b].

1922. aastal oli H. Bekker saanud andmeid uute Kukruse ladet läbivate puursüdamikute kohta (Kehra, Vanamõisa, Kohtla-Järve, Somp, Apandiku, Arvila-Ratva, Tudulinna-Tökke), mis võimaldas

tal esitada Kukruse lademe detailise litoloogilise liigestuse kahekümne kolmeks kompleksiks (kihid I - XXIII) ja jälgida nende paksuse muutumist ka avamusest lõuna pool. Selgus, et Kukruse lademe paksus suureneb nii läänest ida kui ka põhjast lõuna suunas (Tudulinna puurprofiilis kuni 16,87 m). Fauna erinevuste põhjal eritleb ta lademes nelja vööd [Bekker, 1924 b, c]. Kukruse ladet käsitlevate töödega pani H. Bekker tõhusa aluse põlevkivi sisaldava kihtkonna stratigraafia detailisele uurimisele, mida hiljem jätkasid ja täiendasid veel mitmed eesti geoloogid [Rõõmusoks, 1957, 1970; Männil, 1984, 1986 jt.]. Oma tööga "Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast" avas H. Bekker 1924. aastal ülikooli geoloogide teaduslike tööde seeria "Geoloogia Instituudi Toimetused" (hilisema nimega "Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetused"), mida anti välja kuni 1943. aastani, mil ilmus viimane, 66. number. Kirjanduse vahetuse kaudu said nimetatud seerias ilmunud tööd laialdaselt tuntuks.

23. mail 1924 valis ülikooli nõukogu (8 pool- ja 1 vastuhäälega) dotsent H. Bekkeri geoloogia ja paleontoloogia õppetooli erakorraliseks professoriks. Valimise kinnitas haridusminister 1. juunil 1924. a. Professorina luges H. Bekker sügissemestril kursust "Läänemeremaa-de geoloogia". Need olid tema viimased loengud.

1924. a. suvel alustasid H. Bekker ja A. Luha Saaremaa siluri uurimist. Välitööde alguses lepitati kokku selles, et A. Luha koon-dab peamise tähelepanu Ida-Saaremaa ja Muhu uurimisele, kuna H. Bekker töötab peamiselt Lääne- ja Lõuna-Saaremaal [Rõõmusoks, 1982]. Välitööst võtsid osa veel mineraloogia assistent Karl Duhmberg ja üliõpilane Armin Öpik, kes kogusid kivistisi. Esialgu oli eesmärgiks Saaremaa geoloogiline kaardistamine. Välitööd kestsid poolteist kuud ja neid finantseeris ülikool (vt. [Loodus. 1924. Nr. 5. Lk. 270 ja Nr. 7. Lk. 384]). Arvatavasti samal aastal kirjutas H. Bekker ülevaate Eesti aluspõhja geoloogiast, mis ilmus koguteoses "Eesti" [Bekker, 1925 a]. Saaremaa siluri uurimise esialgsed tulemused on aga fikseeritud ainult Eesti geoloogilise ülevaatekaardi legendil [Bekker, 1925 b], kust pärinevad uute stratigraafiaüksuste Suuriku vöö, Vilsandi-Panga vöö, Tagamõisa vöö, Rootsiküla-Kaarma vöö, Paadla vöö ja Ohesaare vöö nimed. Sellel kaardil ei ole koostajat nimetatud, kaardistiku eessõnas on aga mainitud, et "geoloogilise kaardi kokkuseadmisel on kasutatud prof. G. Granö, prof. H. Bekkeri ja vanemassistend A. Luha kirjutisi ja seletusi". Eessõna all on daatum: Tallinna, 25. juunil 1925. Niisiis oli kõnealuse värvitrukis kaardi koostamine H. Bekkeri viimaseks teadustööks. Tema algatatud Saaremaa ja Muhu geoloogia uurimist jätkas hiljem A. Luha, kes jõudis oktoobrikuus 1929 lõpetada oma doktoritöö "Stratigraafilised uurimised Saaremaal, Muhus ja naabruses asuval mandril", mida ta kaitses edukalt Tartu Ülikoolis

19. veebruaril 1930. a. Nii sai A. Luha pärast H. Bekkerit ja A. Öpikut kolmandaks eestlasest geoloogiadoktoriks [Rõõmusoks, 1982]. Meie siluri uurimine aga jätkus üha laieneses pärast 1950. aastat ülikooli lõpetanud arvukate geoloogide ja paleontoloogide mitmekülgse uurimistöoga.

Peale kavatsatud siluri uuringute jätkamise lootis H. Bekker kirjutada veel ühe öpiku pealkirjaga "Geoloogia". Seda tõendab kirjastus-osaühisus "Loodus", kes teatas, et ta on asunud ülikooli õpperaamatute kirjastamisele. Esimeses järjekorras taheti teiste seas välja anda ka nimetatud öpik [Loodus. 1924. Nr. 3. Lk. 169].

Öppe- ja teadustöö kõrval võttis H. Bekker agaralt osa ka Loodusuurijate Seltsi tegevusest. Juba üliõpilasena (30.05.1918) oli ta astunud selle seltsi liikmeks. Hiljem, aastail 1923–1925, täitis H. Bekker seltsi sekretäri kohuseid. Seltsi koosolekul pidas ta kolm ettekannet. Neist viimaseks jäi koos A. Luhaga koostatud "Saaremaa geoloogilisest uurimisest suvel 1924" 20. novembril 1924. a. Kõigis ettekandeis tutvustas ta oma teadusliku uurimistöö tulemusi. Loodusuurijate Seltsi korraldusel toimus 8. oktoobril 1925. a. ka H. Bekkeri mälestuskoosolek, kus ettekannetega esinesid A. Audova ("Professor H. Bekkeri elulugu"), insener Jaan Kark ("Professor H. Bekkeri teaduslik töö") ja assistent A. Luha ("Professor H. Bekker ülikooli õppejõuna"). Kõik need ettekanded trükiti Loodusuurijate Seltsi Aruannetes (1926, XXXIII, 1), tõsi küll, muudetud pealkirjadega.

H. Bekkeri viimastest elukuudest ei ole arhiivis mõistagi mingeid andmeid, seepärast olgu siia lisatud A. Audova poolt Loodusuurijate Seltsis toimunud H. Bekkeri mälestuskoosolekul esitatud kõne lõpuosa muutmata kujul [Audova, 1926] "Nii täis elujõudu, suure tööjõuga, keset suuri tegevusvõimalusi kodumaa geoloogia tundmaõppimisel tabas H. Bekkerit järsku ootamatu haigus. 18. aprillil 1925. a. on ülikooli usaldusarst teda terveks ja tööväimeeliseks tunnistanud. Ent mai kuul on H. Bekker sunnitud loobuma kavatsatud ekskursioonist üliõpilastega. Tema on sunnitud haigeveodile heitma. Alguses pole veel diagnoos teada, arvatakse olevat vähekardetav haigus, ent on märgata, et H. Bekker kardab midagi tõsist. Ning kartus tõestub. Raske haigus (*Carcinoma pancreatis*, kõhunäärmevähk) hakkab kohutava kiirusega oma hävitustööd tegema organismi kallal. Vististi juba kaua varemini oli varjatud haigus ühes pingutava tööga tinginud kõhnuse ja tõsise ning osalt rahutu meele. Haigus aga rnsub nüüd meeoleol raske kivina. Kannatused kasvavad suureks. Suur elujõud, suur elada tahtmine on ägedalt võitlemas valurikka haigusega. Kiiresti edeneb haigus, ja vaevalt pooleteise kuu pärast on organism lõplikult kurnatud, ning H. Bekker lahkub 22 juunil 1925 a. raskete kannatustega elusate seast. Väsimata töötaja varises kiiresti hauda, jättes leinama omaksed ja sõbrad. H. Bekkeri kaotus oli raskeks kaotuseks tema lähimaile ja ka Eesti teaduslise ilmale."

H. Bekkeri mälestuse jäädvustamiseks püstitati geoloogia ka-teedri 150. aastapäeva künnisel 1970. a. septembris õppejõudude ja üliõpilaste poolt tema hauale Tartus Puiestee tänava äärsel Jaani kalmistul 1944. a. sõjapäevil purunenud tahvli asemele hauakivi. Geoloogia auditoorium, kus H. Bekker pidas oma esimesed loengud, nimetati ülikooli 350. aastapäeva puhul 1982. a. tema-nimeliseks, mida sellest ajast alates tähistab Kaarma dolomiidist tahvel. Sü-gisel 1989 seati samas üles Tartu kunstniku Ilmar Malini õlimaal H. Bekkeri portreega tema Eesti geoloogilise ülevaatekaardi foonil.

Millega aga jäädvustas ennast professor H. Bekker ise? Päril kindlasti on selleks meie geoloogilise keelde sigavalt juurdunud eestikeelsed oskussõnad, mida enne teda ei olnud. Ainult mõni näide: *ladekond*, *ladestu*, *ladestik*, *lade* ja *vöö*. Ladestiku alajaotus *ladejärk* on hilisem termin. See pärineb H. Bekkeri õpilaselt professorilt ja akadeemikult Karl Orvikult. Tema kaudu on kulgenud eesti geoloogide sümboolne järjepidevus tänapäeva.

KIRJANDUS

- Audova, A., 1926. Hendrik Bekkeri elust. Rmt.: Tartu Ülikooli j.o. Loodus-uurijate Seltsi Aruanded. XXXIII (1), 21–27.
- Basler, R.F., 1911. The Early Paleozoic Bryozoa of the Baltic Provinces. In: Smithsonian Inst., U.S. National Mus. Bull. 77. Washington, 382 p.
- Bekker, H., 1919. New Bryozoa from the Kuckers Stage in Esthonia. In: Ann. and Mag. of Nat. History. Ser. 9. Vol. 4, N 23, p. 327–335.
- Bekker, H., 1921. The Kuckers Stage of the Ordovician rocks of NE Estonia. In: Acta et Comment. Univ. Dorpatensis. A, II. 1. 92 p.
- Bekker, H., 1922 a. A new Brachiopod (*Leptestia*) from the Kuckers Stage in Estonia. In: Geol. Mag., vol. 59, p. 361–365.
- Bekker, H., 1922 b. Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluuri kohta käivatest uurimistest. Loodus, nr. 3, lk. 161–165; nr. 4, lk. 217–224.
- Bekker, H., 1923 a. Ajaloolise geoloogia õpperaamat. Tartu: K/ü "Loodus", 112 lk.
- Bekker, H., 1923 b. Reisist Fennoskandiasse. Loodus, nr. 8, lk. 494–499.
- Bekker, H., 1924 a. Devon Irboska ümbruses, stratigraafia, fauna ja paleogeograafia. Rmt.: Eesti Loodusteaduse arhiiv. Seeria I, kd. 10, 55 lk.
- Bekker, H., 1924 b. Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast. Rmt.: Acta et Comment. Univ. Dorpatensis. A VI. 1–20.
- Bekker, H., 1924 c. Kukruse lademe tekkinise tingimustest. Loodus, nr. 7, lk. 327–333.
- Bekker, H., 1925 a. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. (Eozoiline ja paleozoiline ladekond). Aratrükk koguteosest "Eesti". Tartu, 32 lk.
- [Bekker, H.], 1925 b. Geoloogiline kaart, nr. 8: Eesti statistika album Riigi Statistika Keskbüroo. Vihk I. Maa ja rahvas. Tallinn.

- Luha, A., 1926 a. Prof. H. Bekker õpetajana. Rmt.: Tartu Ülikooli j.o. Loodusuurijate Seltsi Aruanded. XXXIII, (1), lk. 16–21.
- Luha, A., 1926 b. Prof. H. Bekker, Ph.D.Sc. Nekroloog. Rmt.: Geoloogia Instituudi Toimetused, nr. 4, lk. 1–8.
- Мяниль Р.М., 1984. О стратиграфической схеме расчленения кукурузского горизонта в стратиграфической области. В кн.: Изв. АН ЭССР. Геология, № 22, с. 46–54.
- Мяниль Р.М., 1986. Стратиграфия кукурузитоносных отложений С_I–С_{III}. В кн.: Строение сланцевосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев-кукурузитов. Под ред. В. Пуура. Таллин: Валгус, с. 25–37.
- Рыбусокс А.К., 1957. Стратиграфия кукурузского горизонта (С_{II}) Эстонской ССР. В кн.: Уч. зап. Тарт. ун-та, вып. 46, с. 101–130.
- Рыбусокс А.К., 1970. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Таллин: Валгус, 346 с.
- Röömusoks, A., 1982. Professor Artur Luha. Eesti Loodus, nr. 7, lk. 434–438.
- Таммекапп, А., 1923. H. Bekker. Ajaloolise geoloogia õpperaamat. Loodus, nr. 2, lk. 162.

Artiklid ajakirjades ja ajalehtedes (autori nimeta): Loodus, 1922, nr. 3, lk. 186; Loodus, 1922, nr. 5, lk. 302; Loodus, 1923, nr. 3, lk. 175; Loodus, 1924, nr. 3, lk. 169; Loodus 1924, nr. 5, lk. 270; Loodus, 1924, nr. 7, lk. 384; Noorte Hääl, 1970, nr. 115; Postimees, 1922, nr/ 216, 219, 220; Tartu Ülikooli ja Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 1921, XXVIII, 1–4, Lk. XXVII. Tartu, 1922.

Arhiivimaterjal: Eesti Ajalooarhiiv. F. 402. Nim. 1, S. 18 463.

H. Bekkeri tööde täielik bibliograafia on avaldatud käesolevas kogumikus (vt. E. Saarmaa, Hendrik Bekkeri 29.12.1891–22.06.1925 kirjanduse nimestik).

PROFESSOR HENDRIK BEKKERI LOODUSTEADUSLIK MITMEKÜLSUS

Volli Kalm

Professor Hendrik Bekkeri pinnakatte geoloogiat, geomorfoloogiat, botaanikat ja looduskaitset käsitlevad tööd on mõneti teenimatult jäänud tema Kukruse lademe ning paleontoloogiliste uurimuste varju.

Aluspõhja stratigraafia ja paleontoloogia valdkonnas said H. Bekkeri tööde jätkajaks tema õpilased A. Õpik (1898–1983), A. Luha (1892–1953) ja K. Orviku (1903–1981). Kvaternaargeoloogia valdkonnas prof. H. Bekkeril sellist nimekat järelkasvu ei kujunenud. Kvaternaargeoloogiaga tegeldi Eesti Vabariigi algusaastail peamiselt muu töö (aluspõhja, maavarade, geomorfoloogia, soode jne. uurimise) kõrvalt. Nii oli ka H. Bekkeriga. Seetõttu jäid mõnedki tema huvitavad ideed ning vaated unustusse ja on tänaseni üsna vähetuntud.

Prof. H. Bekkeri eluloolisi andmeid, ajaloolisi fakte ja nekroloogides esitatud ülevaateid kõrvutades saame lühikese, aga väga sündmuste- ja vaheldusrikka eluloo. Seda jälgides torkab silma, et mitmel puhul määras H. Bekkeri tegutsemisvaldkonna ja -aja juhus. Tundes praegu uhkust H. Bekkeri kui esimese eestlasest geoloogia-professori üle, peame samas tunnistama, et ainult joonistamise eksami ebaõnnestumine Peterburi Kunstiakadeemias päästis ta geoloogia jaoks. Iseloomulik on seegi, et H. Bekkeri puhul ei ole võimalik eraldada õpingute ja teadusliku uurimistöö perioode — need on omavahel põimunud. Ilmselt nii objektiivsetel kui subjektiivsetel põhjustel on küllalt sageli vaheldunud tema teadusliku huvi objekt. Tinglikult on võimalik jagada H. Bekkeri loodusteadusliku tegevusega sisustatud eluperiood (1913. a. kuni surmani 1925. a.) kaheks osaks.

I perioodi võiks nimetada kujunemisaastaiks (1913–1918). Siia jäävad õpingud Tartu Ülikoolis, esimeste teadusartiklite ilmumine, Otepää kõrgustiku ja Pühajärve uurimine. Põhiosa botaanikat, kvaternaargeoloogiat ja geomorfoloogiat käsitlevatest töödest on koostatud sel perioodil.

II periood algas stažeerimisega Inglismaal ja kestis H. Bekkeri lühikese elu lõpuni. Kogu huvi ja tähelepanu koondus Kukruse lademe, Eesti aluspõhja stratigraafia ja paleontoloogia uurimisele. Sel perioodil ilmus enamik H. Bekkeri teadustöödest (vt. bibliograafia lk. 22). Pinnakattega seotud probleeme käsitles ta vaid mõned korrad

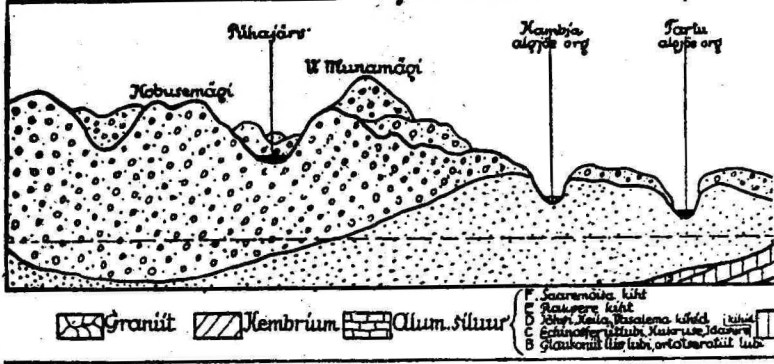
aluspõhja geoloogia kõrvalt, näiteks artiklis "Reisist Fennoskandiasse" [Bekker, 1923], Selle reisi ning prof. G. De Geer'iga kohtumise otsesel mõjul on kirjutatud ka töö "Viirsavide uurimisest" [Bekker, 1924].

Ülikooliõpinguid alustas H. Bekker Tartu Ülikooli matemaatika osakonnas. A. Audova arvates [Audova, 1926] oli esialgne eriala valik tehtud olude sunnil — tegelikult oli H. Bekkeril soov õppida arhitektuuri. Selline soov säilis ilmselt matemaatikatki õppides, sest samal ajal täiendas ta ennast Kristjan Raua juures joonistamise alal. 1913. a. sügisel käis H. Bekker eksamitel Peterburi Kunstiakadeemia Kõrgema Kunstikooli arhitektuuriosakonnas, kuid joonistamise eksam ebaõnnestus. Alles pärast seda asus ta ülikoolis tõsisemalt loodusteadusi õppima [Audova, 1926]. Tõenäoliselt oli ülikoolis H. Bekkeri põhihuviks esialgu botaanika. Aleksander Audovaga (1892–1932), oma hilisema välitööde kaaslasena ja kaasautorina, tutvus H. Bekker EÜS-i loodusteaduse osakonnas, eestikeelsete taime-nimede ja botaanika oskussõnade loomisel [Audova, 1926]. 1916. ja 1917. a. töötas H. Bekker õppetöö kõrvalt geoloogiaprofessori N. Bogoljubovi (1872–1928) juures geoloogia kabinetis, kus tema ülesandeks oli paleontoloogiliste kogude (*Bryozoa*'de) süstematiseerimine. A. Audova arvates [Audova, 1926] tekkis H. Bekkeril alles siis suurem huvi geoloogia vastu. Võib arvata, et ka oma elutöö — Kukruse lademe uurimise juurde sattus H. Bekker mõnevõrra juhuslikult. Nimelt töötas ta 1917. a. suvevaheajal Toilas Kruusimäe talus koduõpetajana, kust käis vabal ajal ümbruskonnas rändamas. Rännakutel kogus ta ka kivistisi. Kukruselt kogutud *Bryozoa*'de põhjal, mis N. Bogoljubovi juures töötamise ajast selged olid, kirjutas H. Bekker 1918. a. kevadel ülikooli lõputöö. Tööle määrati ta ülikooli geoloogia kabinetti, kuid Saksa okupatsiooni ja alanud Vabadussõja tõttu mõõdukas enamusega 1918. aastast Tartust eemal. Põhiosa suvest kulus H. Bekkeril koos A. Audovaga Pühajärve uurimisele, mille tulemusel juba aasta pärast ilmusid selle piirkonna pinnakatet ja botaanikat käsitlevad teadustööd. H. Bekkeri mureks oli suviste välitööde tarbeks varustuse ning raha hankimine. Varustust saadi osaliselt TÜ-st Venemaale lahkuvatelt professoritelt, näiteks loovutas endine õpetaja, zooloogiaprofessor K. Saint-Hilaire H. Bekkerile planktonivõrgu. Rahaliselt toetas Otepää ja Pühajärve uurimist kõige rohkem, 500 margaga, Nuustaku Kooli- ja Haridusselts [Audova, Bekker, 1923].

Teaduslikule uurimistööle pühendumisest hoolimata ei kadunud H. Bekkeri huvi kunsti vastu. Prof. K. Saint-Hilaire'iga Valge mere ääres ekspeditsioonil olles oli ta kirjeldanud ja joonistanud suure hulga meritähti, Pühajärve perioodil maalis kápalisi. Pühajärve uurimustes [Audova, Bekker, 1923] on ka mitu maastikupilti, skeemi ja kaarti H. Bekkeri enda joonistatud (jn. 1).

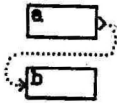
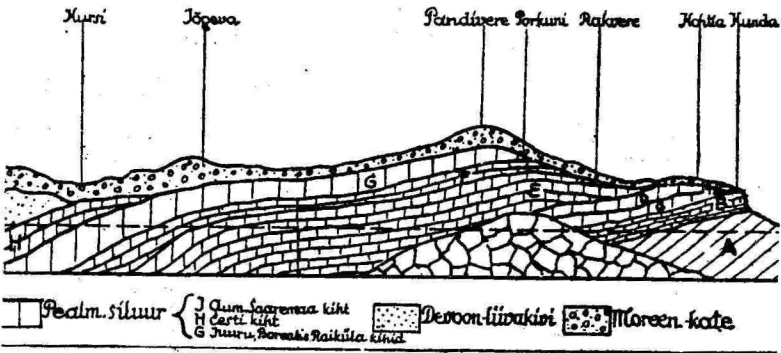
Ⓐ

Profiil Kundast - Otepää



Ⓑ

künklike moreeni maastikku



Jn. 1. Väljavõte H. Bekkeri joonisest "Profiil Kundast — Otepää künklike moreeni maastikku" [Bekker, 1919 a].

1919. a. kevadel, enne Inglismaale sõitu lõpetas H. Bekker oma Pühajärve uurimuste kokkuvõtted, mis osalt [Bekker, 1919 a; 1919 b] ilmusid samal aastal, osalt alles 4 aastat hiljem [Audova, Bekker, 1923]. Sellega lõppes periood, kus H. Bekkeri huvi- ja uurimissfääris domineerisid botaanika, zooloogia, geomorfoloogia ja pinnakatte geoloogia. Stažeerides Inglismaal pöördus ta uuesti Kukruse lademe temaatika juurde (vt. A. Rõõmusoksa artikkel samas kogumikus) ning jätkas põhiliselt Eesti aluspõhja uurimist. Kõrvalepoikena: isegi Vabadussõja ajal, mis läks Eesti Vabariigile maksma tolaeegse hinnangu järgi 110 miljonit kuldfranki [Soots, 1926], leiti perspektiivikate noorte teadlaste välismaale stažeerima suunamiseks raha.

Kvaternaargeoloogia kui geoloogilise lähimineviku uurimine on tihedalt seotud paljude teiste loodusteadustega. Botaanikal on selles biostratigraafia ja õietolmu analüüsi kaudu eriline osa. Botaanika kaudu jõudis ka H. Bekker kvaternaargeoloogia juurde. Otepää piirkonna uurimistöõ (koos A. Audovaga) algas taimestiku kirjeldamisega ja planktoni määramisega järvedest, lõppes H. Bekkeri jaoks aga kõrgustiku kujunemislöö põhialuste selgitamisega. Soid ja järvi uuriti väga detailselt, näiteks mõõtsid H. Bekker ja A. Audova Pühajärve sügavust 499 kohas [Audova, Bekker, 1923]. Väiksemate järvede kinnikasvamine ja soode teke toimus H. Bekkeri arvates kolmel viisil: kinnikasvamine — taimestikuvööndi ja koos sellega ka ranna nihkumine veekogu suunas; pealekasvamine — taimestiku ujuva katte laienemine ning läbikasvamine — veekogu madaldumine põhjataimestiku jäänuste kuhjumise tõttu [Audova, Bekker, 1923]. Väikesed soolaigud Pühajärve ümbruses, nagu Mülke soo Hobusemäe lähedal, tähistasid kunagisi kinnikasvanud järvi, neis oli tüüpilisi järvetaimi: vesiroose ja penikeeli [Bekker, 1919 b]. Pühajärve ümbruse metsad ja sood soovitas H. Bekker kaitse alla võtta, sest kui see piirkond "... metsast laastada, saaksime samasuguse kultuuri-kõrbe kui Pangodi järve ümbruses" [Bekker, 1919 c].

Pühajärve uurimisele tuginedes eristas H. Bekker [Audova, Bekker, 1923] praeguses mõistes järve kaldavööndis kallast, rannikut ja randa: lühidalt öeldes oli kallas veepealne, rannik veaalune ja rand nende vahepealne, lainetuse otseses mõjusfääris olev vöönd. Pärast jääaega toimunud veetasemete alanemisel isoleerusid järved aegamisi üksteisest ning madalamale tasemele paigutus ka rannavöönd.

Reljeefivormide mitmekesisus Otepää piirkonnas on pärit jääajast. Kirjeldades Otepää kõrgustiku teket, selgitas H. Bekker (1919 a) kõigepealt mandrijäätumise põhjusi ning levikut. Skandiinaavia jäätumise levikupiirid olid H. Bekkerile täpselt teada, seevastu Uuralid luges ta jäätumisväliste alade hulka.

Läänemeri ja selle lahed (Botnia, Soome) olid H. Bekkeri arvates tekkinud maapiina vajumise tagajärjel, Lääne-Eesti saared olid Eesti

siluri-platoo küljest lõhega eraldatud osad. Mandrijää oli liikunud Eestisse loodest ja põhjast üle Läänemere, millest andsid tunnistust Ahvenamaa rabakivid, Hämeenlinna uraliit-porfüürid ning Viiburi rabakivid moreenis [Bekker, 1919 a.]. Jää taganemisel jäid kohati maha otsamoreenid, nagu Risti — Palivere ja Ristna piirkonnas.

Glatsiaalsete setete klassifikatsioon oli H. Bekkeril samuti täiesti tänapäevane: ta eristas liikuvaid ja liikumatuid moreene ning jääveelisi setteid [Bekker, 1919 a.]. Samas töös avaldas ta arvamust, et umbes 1 versta paksune liustik liikus karbonaatkivimite avamusel kergemini kui Lõuna-Eesti pehmetel liivakividel. Jää aktiivse edasiliikumise piirkondades kujunes lainjas moreentasandik, seevastu jää kuhjumisel nõgudes moodustus künklik moreenmaastik [Bekker, 1919 a.]. Sellest seisukohast lähtudes seletas ta kogu Otepää kõrgustiku teket ning joonistas läbilõigetes sellele kohale aluspõhjalise nõo (jn. 1). H. Bekkerile oli teada hulk devoni paljandeid kõrgustiku servaaladel [Bekker, 1919 a.], kuid polnud kasutada ühtegi geoloogilist puurauku kõrgustiku keskosas. Jää kuhjumine ja passiivseks muutumine künkliku moreenreljeefi moodustumisel kõrgustike piires on praeguseks tõestuse leidnud [Raukas, Karukäpp, 1979]. Jää stagneerumise põhjuseks Otepää piirkonnas ei olnud aga nõgu, vaid hoopis aluspõhjaline kõrgendik praeguse kõrgustiku kohal.

Küngaste kujunemist Otepää kõrgustikul seletas H. Bekker nende siseehitusest lähtudes väga detailselt. Kihilisest kruusast ja liivast künkad moodustusid vahelduva intensiivsusega sulavete toimel. Savist kattega künkad tekkisid jää all. Jää sulas kaua ning sellega kaasnes aktiivne erosiooniline tegevus, sest esialgu olid künkad taimkatteta [Bekker, 1919 a.]. Suurimad küngastest paiknevad kõrgustiku keskosas. Ühe neist, Väikese Munamäe kõrguseks oli H. Bekkeril märgitud 244 m.

Nagu öeldud, koostas H. Bekker Pühajärve ja Otepää tööde kokkuvõtted 1919. a. enne Inglismaale minekut. Hiljem, pärast stažeerimist pöördus ta kvaternaargeoloogia juurde põhjalikumalt tagasi vaid oma 1923. a. Skandinaavia reisil [Bekker, 1923]. Seal kohtus ta maailma mainekamate geoloogide hulka kuulunud G. De Geer'i ja G. Holm'iga. Erilist muljet avaldas H. Bekkerile just G. de Geer, kellega ta käis Stockholmi läheduses viirsavide aastakihte mõõtnas ning oose ja otsamoreene vaatamas [Bekker, 1923]. G. De Geer võttis H. Bekkeri vastu oma kodus, kus ta olevat "... maalinud kujuka pildi jää ja vee tegevusest Stockholmi piirkonnas, kuigi on möödas 20 000 aastat" [Bekker, 1923]. 20 000 aastat on muidugi tõest kaugel, kuid sellele vaatamata oli G. De Geeril viirsavidele tuginedes välja töötatud põhimõtteline jää taandumise dateerimise võimalus. H. Bekker soovitas Rootsisis nähtud võtteid kasutada ka Eesti viirsavide uurimisel [Bekker, 1924].

Kokkuvõtteks võib öelda, et H. Bekkeri kvaternaargeoloogia,

geomorfoloogia ja looduskaitse valdkonda kuuluvad ideed, seisukohad ja teadmised olid 19.–20. aastate uurituse seisu arvestades eesrindlikud ning kõrgel teaduslikul tasemel. Mõneti sarnanes ta oma teadustegevuses 18.–19. sajandil Eestis tooni andnud väga mitmekülgselte, entsüklopeediliste teadmistega baltisaksa loodusuurijatega. Kompetentsus mitmes sageli ükseisest küllalt kaugel seisvas loodusteaduses oli iseloomulik ka prof. H. Bekkerile. On täiesti selge, et varase surma tõttu jäi realiseerimata suurem osa tema teadlase- ja õppejõu-potentsiaalidest.

KIRJANDUS

- Andova, A., Bekker, H., 1923.** Andmed Pühajärve uurimisest IV 1918 — III 1919. Tartu: Odamees, 80 lk.
- Andova, A., 1926.** Hendrik Bekkeri elust. Rmt.: Tartu Ülikooli j.o. LUS-i Aruanded, kd. 33, 1, lk. 21–27. (*In memoriam.*)
- Bekker, H., 1919 a.** Otepää künklike moreenmaastiku geomorfoloogiline kirjeldus ja järvede tekkimine selles maastikus. Tallinn: K-ü. Rahvaülikool, 50 lk.
- Bekker, H., 1919 b.** Pühajärve ümbruse taimeühingud. Tartu: Odamees, 161 lk.
- Bekker, H., 1919 c.** Loodusmälestiste kaitseks. Postimees, 5. mai, nr. 89, lk. 5.
- Bekker, H., 1923.** Reisist Fennoskandiasse. Loodus, nr. 8, lk. 494–499.
- Bekker, H., 1924.** Viirsavide uurimisest. Loodus, nr. 1, lk. 46–48.
- Luha, A., 1926.** Prof. H. Bekker õpetajana. Rmt.: Tartu Ülikooli j.o. LUS-i Aruanded, kd. 33, v. 1, lk. 16–21. (*In memoriam.*)
- Raukas, A., Karukäpp, R., 1979.** Eesti liustikutekkeliste akumulatiivsete saarkõrgustike ehitus ja kujunemine. Rmt.: Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Tallinn: Valgus, lk. 2–28.
- Soots, J., 1926.** Eesti vabadussõda 1918–1920. Rmt.: Eesti. Maa, rahvas, kultuur. Tartu, Haridusmin. kirj., lk. 268–307.

NATURAL-SCIENTIFIC VERSATILITY OF PROFESSOR HENDRIK BEKKER

Volli Kalm

Summary

Hendrik Bekker (1891–1925), the first Estonian who had PhD in geology and was elected to the position of professor in geology in the University of Tartu, was born in 1891 in the south of Estonia. In 1912 he entered Tartu University, studying mathematics during the first semester. In September 1913 H. Bekker undertook an unsuccessful attempt to pass the entrance examinations in St. Peterburg Academy of Arts. Since the autumn term of 1913 H. Bekker studied natural sciences in the University of Tartu, concentrating at first on botany.

later on zoology and palaeontology. In 1915 he accompanied Prof. K. Saint-Hilaire's White Sea expedition, describing and drawing various kinds of starfish. Being a member of Estonian Naturalists' Society, H. Bekker was engaged into the elaboration of botanical terminology of the Estonian language. Afterwards he tackled the geological terminology as well. During summer vacation in 1917 he was employed as a private teacher in Toila, North-East of Estonia. Not far from that place, on the outcrops of the Kukruse stage (Lower Ordovician) H. Bekker gathered *Bryozoa* fossil collection. A year later he defended his Bachelor's Degree by presenting a work on the same *Bryozoas* of the Kukruse stage. After graduating from the university in 1918 H. Bekker was appointed to the post of a junior assistant at the Institute of Geology, the University of Tartu. Soon the university was closed by German authorities during occupation and H. Bekker used his "free summer" for exploration of flora [Bekker, 1919 b] and fauna of Lake Pühajärv, South of Estonia. Together with Aleksander Audova he described the relief, vegetative cover and peatland development around the lake as well as the bottom relief plankton association and waterplants of the lake [Audova, Bekkes, 1923]. At the end of 1918, at the beginning of the Estonian War of Liberation, H. Bekker voluntarily joined the military unit "Kalevi Malev", but was soon dismissed due to his weak health. Next spring, after the liberation of Tartu H. Bekker was back in his duties in the Institute of Geology. Being a promising young scientist he got a scholarship for studies and research in the University of London. After two years, in 1921 H. Bekker took his doctorate thesis on "The Kuckers Stage". With the beginning of "English period" H. Bekker devoted himself totally to palaeontology and stratigraphy of Estonian bedrocks. The only exception was his trip to Scandinavia in 1923, where besides bedrock outcrops he studied also some sections of glaciolacustrine and glaciofluvial deposits in the Stockholm region [Bekker, 1923]. He got impressed by G. De Geer's varved clays chronology method and suggested [Bekker, 1924] to use this method in Estonia as well. On February 22, 1922 H. Bekker was appointed to the position of assistant professor and on May 23, 1924 to the position of extraordinary professor of geology, the University of Tartu. All together he held a post of university lecturer for only three and half years before he passed away on June 22, 1925. Prof. H. Bekker was a teacher and academic supervisor of the first generation of outstanding geologists in the Republic of Estonia — A. Opik, K. Orviku, A. Luha. The latter, A. Luha, later academician, wrote in H. Bekker's obituary: "He was an enthusiast and idealist in the best sense of the word, possessed of good gifts of drawing and a never — erring sense of the beauty and sublime, and, last but not least, he was endowed with great strength of mind and energy."

HENDRIK BEKKER

29.12.1891–22.06.1925

KIRJANDUSE NIMESTIK

Koostanud Eha Saarmaa

Professor H. Bekkeri publikatsioonide nimestikke on seni ilmunud vaid kahes trükises: A. Audova (vt. nr. 37) ja A. Luha (vt. nr. 38) kirjutatud nekroloogides, mis ilmusid 1926. a. Mõlemad nimestikud on aga ebatäielikud. H. Bekkeri surmast möödunud aastakümnete jooksul on oluliselt suurenenud ka tema elu ja tegevust käsitlevate artiklite hulk. Nimetatud põhjustel on koostatud uus, H. Bekkeri enda ning tema kohta kirjutatud artiklite nimekiri. H. Bekkeri publikatsioonide juurde on lisatud retsensiooni (kui ilmus) bibliokirjed. H. Bekkeri kohta kirjutatud tööde rubriigi juurde on käesolevas loendis lülitatud ka perioodikas (peamiselt ajakirjas "Loodus") avaldatud H. Bekkerit puudutavad lühiteated, millel puudub märge autori kohta.

I. H. Bekkeri publikatsioonid

A. Trükised

1. Loodus-mälestusmärkide kaitseks. Postimees, 1919, 5. mai, nr. 89, lk. 5.
2. Otepää künklise moräänmaastiku geomorfoloogiline kirjeldus ja järvede tekkimine selles maastikus. Tallinn: K-ü. Rahvaülikool, 1919, 50 lk.: ill.; 2 l. kaart.
3. Paeseina profiil Martsal: Eesti paeseina geoloogiline ülevaade. Tartu: Odamees, 1919, 24 lk.
4. Paeseinast ja Kukruse "põlevast kivist": Geoloogiline katkend. Rmt.: Sirvilaud, 1919, lk. 1–16.
5. Pühajärve ümbruse taimeühingud. Tartu: Odamees, 1919. 16 lk.
6. New *Bryozoa* from the Kuckers Stage in Esthonia. In: Annales and Magazine of Natural History, 1919, Ser. 9, vol. 4, N. 23, p. 327–335.
7. The Kuckers Stage of the Ordovician Rocks of NE Estonia. In: Acta et Commentationes Universitatis Dorpatensis. A. 1921. 2. 1. pag. P. 1–92, ill.; 12 sh. ill. Bibl. 16 ref. P. 6–8 (31 ref.). Rets.: A. Tammann // Loodus, 1923, nr. 3, lk. 183.

8. Õlikividest ja kukersiidist. Postimees, 1922, 10. juuni, nr. 128, lk. 5.
9. A New Brachiopod (*Leptestia*) from the Kuckers Stage in Estonia. In: Geological Magazine, 1922, vol. 59, p. 361-365.
10. Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluuri kohta käivatest uurimistest. Loodus, 1922, nr. 3, lk. 161-165; nr. 4, lk. 217-224. Bibl. 54 nim.
11. Reisist Fennoskandiasse. Loodus, 1923, nr. 8, lk. 494-499.
12. [Rets.: H. v. Winkler. Eestimaa geoloogia. 1: Ladelugu. Ürgaegkond — devoon. Tallinn: G. Pihlakase kirjastus. 1922.]. Loodus, 1922, nr. 4, lk. 253-255.
13. Tartu Ülikooli Geoloogia-Muuseum. Loodus, 1923, nr. 4, lk. 237-241.: jn.*
14. Ajaloolise geoloogia õpperaamat. Tartu: Loodus, 1923, 112 lk.: il.; 2 l. kaast.
Rets.: A. Tammekann. Loodus, 1923, nr. 2, lk. 126.
15. Andmed Pühajärve uurimisest IV 1918 - III 1919. Tartu: Odamees, 1923, 80 lk.; 2 l. kaart. (Kaasautor A. Audova.)
1. osa: H. Bekker. Andmed Pühajärve geofüüsilisest ja botaanilisest uurimisest.
2. osa: A. Audova. Pühajärve plankton.
Rets.: Loodus, 1923, nr. 11, lk. 700-701.
16. Devon Irboska ümbruses — stratigraafia, fauna ja paleogeograafia. Rmt.: Eesti Loodusteaduse Arhiiv. Välja antud Loodusuurijate Seltsi poolt Tartu Ülikooli juures. Seeria 1, 1924, kd. 10, lk. 1-55: ill.; 2 l. ill.
Sama inglise keeles: The Devonian Rocks of the Irboska district (S.E. Estonia) with the description of a new cemented brachiopod Irboskites. P. 3-55.
Idem. Tartu, 1924, 55 lk.: ill.; 3 l. ill. (Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi toimetused, nr. 2.)
17. Kukruse lademe tekkimise tingimustes. Loodus, 1924, nr. 7. Lk. 327-333: jn.
18. Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast. In: Acta et Commentationes Universitatis Dorpatensis. A. 1924, 6. 1 lk. 1-20: ill.; 4 l. ill.
Summary: Stratigraphical and Paleontological Supplements on the Kukruse Stage of the Ordovician Rocks of Eesti (Estonia). P. 13-20.
Idem. Tartu, 1924. 20 lk.: ill.; 4 l. ill. (Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi toimetused, nr. 1.)
Rets.: Vilberg, G. Loodus, 1924, nr. 7, lk. 375.
19. Viirsavide uurimisest. Loodus, 1924, nr. 7, lk. 373.

* Artikli autoriks on märgitud Muuseumi juhatus. Päris kindlasti oli autoriks H. Bekker, kes 1. juulist 1922 nimetati Geoloogia Kabineti juhatajaks ning oli ühtlasi Geoloogia Muuseumi juhataja.

20. Album Statistique. Bureau Centrale de Statistique de l'Estonie. Tallinn, 1925. Eesti statistiline album. Rüigi Statistika Keskbüroo. Vihk I. Maa ja rahvas.*
21. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast: (Eozooline ja paleozooline ladekond.). Rmt.: Eesti. Maa, rahvas, kultuur. Tartu, 1926, lk. 31-61: ill. (Eesti Kirjanduse Seltsi toimetused, nr. 19.)
Idem. Tartu, 1926. 32 lk.: ill. — Äratr.

Käsitöö

22. Предварительные данные об исследовании фауны мшанок Кукерского горизонта. 1918. Kandidaaditöö**

II. Publikatsioonid

H. Bekkeri elust ja tegevusest

23. Dotsent H. Bekkeri habilitatsiooni loeng 22.02.22. Loodus, 1922, nr. 1, lk. 186.
24. 1922. a. maikuus võttis H. Bekker osa üliõpilaste kodu-uurimise stipendiaatide juhendamisel (koos geoloog A. v. Wahliga), kes suunati suvel Võru- ja Petserimaa uurimisele. Loodus, 1922, nr. 5, lk. 302.
25. Loodusloo ja maateaduse õpetajate I üleriiklikul kongressil Tallinnas 3.-5.04.1923 oli kavas dr. H. Bekkeri referaat "Uuemad stratigraafilised ja faunistilised andmed Kukruse lademete kohta" (diapositiividega). Loodus, 1923, nr. 3, lk. 175.
26. Dr. H. Bekker kõnelemas 31.01.24 LUS-is "Devon Irboska ümbruses; stratigraafia, fauna ja paleogeograafia" (diapositiividega). Demonstreeriti Irboska ümbruse kiviliike ja kivindeid. Loodus, 1924, nr. 2, lk. 121.
27. Kirjastuse-osaühisus "Loodus" tahab kirjastada ülikooli õperaamatuid. Esimeses järjekorras on teiste seas H. Bekkeri "Geoloogia". Loodus, 1924, nr. 3, lk. 169.
28. Ülevaade Loodusuurijate Seltsi liigete poolt toimetatavate suviste uurimistööde kohta Eestis eeloleval suvel, 1924. Loodus, 1924, nr. 5, lk. 270-271.
29. Kodumaa uurimiseks on ülikoolile määratud 250-tuhandelisest krediidist uurimistöödeks antud summasid järgmistele isikutele: dots. Dr. H. Bekker'ile Saaremaa ja Loosi ümbruse geoloogiliseks uurimiseks ... Loodus, 1924, nr. 5, lk. 277.

* Autor nimetamata. Eessõnas mainitakse, et mapis oleva geoloogilise kaardi koostamisel on kasutatud prof. G. Granö, prof. H. Bekkeri ja vanassist. A. Luha kirjutisi ja seletusi.

** Tööd pole leitud. Kirje on koostatud A. Luha artikli põhjal (vt. nr. 38).

30. Uued professorid. Erakorralisteks professoriteks on ülikooli nõukogu poolt valitud: Dr. H. Bekker, geoloogia ja paleontoloogia õppetoolile. Loodus, 1924, nr. 6, lk. 321.
31. Ülikooli bioloogiajaamast Kuusnõmmel. Loodus, 1924, nr. 7, lk. 384.
32. Prof. H. Bekker [surnud]. Postimees, 1925, 22. juuni, nr. 165, lk. 4. (Tartu teated).
33. Andova, A. Prof. H. Bekkeri mälestuseks: [Nekroloog.] Foto. Postimees, 1925, 23. juuni, nr. 166, lk. 2.
34. Prof. H. Bekkeri matus (26. juunil). Postimees, 1925, 26. juuni, nr. 168, lk. 5; 27. juuni, nr. 169, lk. 7.
35. Kark, J. H. Bekkeri tööst Eesti geoloogias. Rmt.: Tartu Ülikooli j.o. Loodusuurijate Seltsi Aruanded. 1926, kd. 33, v. 1, lk. 13–16. (*In memoriam.*)
36. Luha, A. Prof. H. Bekker õpetajana. Rmt.: Tartu Ülikooli j.o. Loodusuurijate Seltsi aruanded, 1926, kd. 33, v. 1, lk. 16–21. (*In memoriam.*)
37. Andova, A. Hendrik Bekkeri elust. Rmt.: Tartu Ülikooli j.o. Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 1926, kd. 33, v. 1, lk. 21–27. (*In memoriam.*)
38. Luha, A. Professor Hendrik Bekker, *Ph. D. Sc.*: Nekroloog. Fotoga. Rmt.: Tartu Ülikooli Geoloogia-Instituudi toimetused, 1926, nr. 4, lk. 1–8. Bibl. 14 nim.
 Sama inglise keeles: Professor Hendrik Bekker.
 Idem. Tartu: K. Mattiesen'i tr., 1926. 8 lk.: Aratr.
39. Luha, A. Kahe geoloogi mälestuseks. Foto. Loodusevaatleja, 1932, nr. 2, lk. 39–42.
40. Bekker, Hendrik. Fotoga. Rmt.: Eesti entsüklopeedia, 1932, kd. 1, vg. 928–929.
41. Vilberg, G. Teadusliku keele soetamisest loodusteaduste alal. 25 aastat püsivat tööd toimkondades // Loodusevaatleja, 1932, nr. 6, lk. 161–166.
42. Bekker, Hendrik. Fotoga. Rmt.: Eesti nõukogude entsüklopeedia, 1968, kd. 1, lk. 312.
43. Orviku, K. Ülikooli geoloogia-õppejõudude osa Eesti uurimisel 1919–1940. Eesti Loodus, 1970, nr. 9, lk. 533–534: ill. Bibl. 8 nim.
 Lk. 533: Prof. H. Bekker. Foto.
 Resümee: The Geologists of Tartu University — 1919–1940.
 Resümee: Орвику К. Роль преподавателей Тартуского университета в изучении геологии Эстонии в 1919–1940 гг.
44. Akadeemik Karl Orviku mõtteid ja mälestusi teadlasestest. [Kirja pannud J. Kivi]. Noorte Häääl, 1970, nr. 248, k. 2.
45. Nõukogude Eesti: Entsüklopeediline teatmeteos. 2. täiend. tr. Tln., 1978. Lk. 38, 177: H. Bekker.
46. Советская Эстония: Энцикл. справочник. Таллинн, Валгус, 1979. С. 41, 191 (фото), 192: Х. Беккер.
47. Rõõmusoks, A. Kolmest Tartu Ülikoolist võrsunud geoloogist: [G. Helmersen, Fr. Schmidt, H. Bekker]. VEKSA kalender, 1982. Tallinn, 1981, lk. 57–59.

48. Rõõmusoks, A. Geoloogia: [Teaduse areng 1919–1940. 2. Loodusteadused]; Geoloogiaosakond: [Teaduskondade ja üleülikooliliste kateedrite areng. 4. Bioloogia-geograafiateaduskond]. Tartu Ülikooli ajalugu 1632–1982. Tallinn, 1982, kd. 3, lk. 122–124, 278–280.
Lk. 122, 123, 280. Tahv. lk. 64–65 vahel: H. Bekker.
49. История Тартуского университета 1632–1982. Таллинн: Периодика, 1982. С. 185, 186, вклейка между с. 192–193: Х. Беккер.
50. Rõõmusoks, A. Eesti aluspõhja geoloogia. Tallinn, 1983, 224 lk.; lk. 12–13. Tahv. II: H. Bekker.
51. Bekker, Hendrik. Fotoga. Rmt.: Eesti nõukogude entsüklopeedia. 2. tr. 1985, kd. 1, lk. 496.
52. Tartu Ülikooli ajalugu 1632–1982. Tallinn, 1985. Lk. 162. Tahv. XXXIV: H. Bekker.
53. History of Tartu University 1632–1982. Tallinn, 1985. P. 191, 192. Plate between p. 192–193: H. Bekker.
54. Рьõмусокс, А., Вийдинг, Х. Университет в Тарту // История геологических наук в Эстонии / Под ред. Х. Вийдинга и Д. Кальо. Таллинн: Валгус, 1986, 360 с., с. 317: Беккер Хендрик.
55. Orviku, K. Professor Hendrik Bekkerit meenutades. Rmt.: Teaduse ajaloo lehekülgi Eestist. VII kogumik. Geoloogia arengust Eestis. Tallinn, 1989, lk. 85–89.
Resümee: My memories of professor Hendrik Bekker.
Резюме: Воспоминания о проф. Хендрик Беккере.
56. Kask, I. Sündinud Pühajärve vallas. H. Bekker 100 ja teised Otepää juubelid. Foto. Eesti Loodus, 1992, nr. 1, lk. 38–39.

GEOCHEMICAL CHARACTER OF ESTONIAN SUBPLATFORM GRANITOIDS AND GABBROIDS

Valter Petersell, Juho Kirs

By deep drilling seven small roundish subplatform intrusives (stocks), cutting lower Proterozoic Svecofennian metamorphic complexes, have been revealed in Estonia (Fig 1). Among them, five stocks, Mārjamaa, Taebla, Naissaare, Neeme and Ereda consist of porphyraceous potassium granites. Two stocks, Sigula and Abja, consist of gabbro-noritic and gabbro-dioritic rocks accordingly. Spatially the stocks are confined to the subplatform faults (Fig 1). [Булин, 1978].

Age

The age of the potassium granites, established by K-Ar method is ranging from 1.62 to 1.69 Ga [Пыппа и др., 1983]. Recently, analysed at the Unit for Isotope Geology of Geological Survey of Finland three zircon fractions from Mārjamaa stock's granodiorite provide an upper intercept age of 1626 ± 13 Ga [Kirs et al, 1991]. The U-Pb age of Abja gabbro-diorites is about 1.635 ± 7 Ga [Petersell, in print].

Petrography

The granitoids are pink, medium- to coarse-grained, microcline-megacrystic, partly trachytoid syeno- and monzo-granitic (after A. Streckeisen) rocks, locally cut by aplitic and microsyenitic dykes [Кууспалу, 1975]. The mafic mineral is the annitic-siderophyllitic biotite. Exceptionally the central, granodioritic (hybrid?) part of the largest Mārjamaa stock, contains the hastingsitic hornblende as a main femic mineral. The variably ordered, vein-perthitic microcline contains 20–35 wt % the exsolved albitic component. The composition of low-temperature plagioclase, mostly An_{30-35} , goes up to An_{40} in hybrid parts of the Mārjamaa granodiorite and falls down Naissaare stocks. Typical accessory minerals include apatite, zircon, fluorite, magnetite. Titanite and allanite, locally also molybdenite

and galenite occur in varying amounts.

The dark-grey, massive, partly weakly gneissous medium-grained rock from the Abja drill core, named on chemical ground as gabbro or gabbro-diorite (SiO_2 from 48.70 to 53.92 wt %) has a mineralogical composition of quartz-diorite with the association of plagioclase (An_{35-40}), biotite, hornblende and quartz. Locally the rock is weakly granitized and cut by thin veins of fine- to medium-grained plagioclase-microcline granites. Leucocratic ophitic gabbro-norite from the Sigula drill core consists of plagioclase (An_{50-55}), ortho- and clinopyroxenes with a minor amount of hornblende, quartz and alkali feldspar. A characteristic feature for both gabbroids is the abundant occurrence of accessory apatite and titanomagnetite.

The geochemistry of granitoids

Geochemically the granitoids are subalkaline (Fig 2), metaluminous or slightly peraluminous (mol. ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ is less than 1.1) with high FeO^*/MgO ratio (4.5 to 7 and high F (0.05 to 0.4 wt %) content. The rocks are characterized also by high REE, Th, Rb, Zr, Nb, U and Pb contents (Table 1, 2). The Mārjamaa granodiorites differ noticeably from other granites by their relative enrichment with Ti, P and Sr and by impoverishment of Rb, Th, Nb, partly U.

From the earlier works [Кууспалу, 1975] it is known that the chemistry of the Estonian subplatform granitoids stands close to classical Finnish rapakivi. The typical generalized evolutionary trend from earliest to the late intrusive phases in the rapakivi batholiths is marked by increasing Si, F, Rb, Nb and decreasing Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Ba, Sr and Zr contents [Haapala, Rämö, 1990]. Comparing the elemental trends mentioned with the compositions of the rocks in tables (Tables 1, 2, 3) it is evident that the composition of the granodiorite from the Mārjamaa stock accords to the earliest granitic magma fractionation stage but has anomalously high F content. The more evolved magma composition is represented by the potassium granites from the Naissaare and Neeme stocks. The most differentiated elemental picture is characteristic of Ereda granites and as the most far evolved one of the aplitic vein-granite from the Neeme stock (Tables 1, 2). At the same time none of investigated here rock composition reaches the magma fractionation stage, corresponding to ore-bearing topaz-granites [Haapala, Rämö, 1990].

The chondrite-normalized REE patterns of the Estonian subplatform granitoids are the typical light REE enriched ones (Fig 3). The comparison of those with the patterns of the normal Finnish rapakivi granites [Haapala, Rämö, 1991] shows that the latter have

* Total Fe as FeO.

lower REE content, more gentle slope and slightly deeper Eu minima - features, which are in accordance with the initially higher melting degree and subsequently with more fractionated state of the rapakivi magma. Again, the REE pattern of the most fractionated, aplitic veined granite from Neeme represents the magma differentiation stage that is less evolved than the REE abundances in the topaz-bearing rapakivi granites. The REE patterns of the late Svecofennian orthoclase- and microcline-granites resemble the ones of the subplatform granitoids but have lower REE values and deeper Eu minima (Fig 3).

In the tectonomagmatic discrimination diagrams of Pearce and others [1984] Rb vs. SiO_2 , Yb vs. SiO_2 and Nb vs. Y the composition of the Estonian subplatform granitoids as well as the typical Finnish rapakivi [Haapala, Rämö, 1990], lay in the field within plate granites (Fig 4). Likewise, in the tectonomagmatic diagram of the FeO/MgO vs. Zr + Nb + Ce + Y [Whalen et al., 1987] the subplatform granitoids such as rapakivi, plot in the field of anorogenic i.e. A-type, granites (Fig 5).

The geochemistry of gabbroids

The gabbroids of the Abja and Sigula stocks are Fe-rich tholeiites, which lay in $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 diagram in the alkaline field (Fig 6). The Sigula gabbro-norites are slightly more iron-enriched than Abja gabbro-diorites (mean mol. 100 Mg/Mg + 0.85 Fe ratios accordingly 39.9 and 42.2) and not affected by postmagmatic oxidation processes, having $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio less than one. Both rocks are relatively rich in Ti and P (Table 1). The compatible trace element contents, especially Cr and Ni are very low (V. Petersell's unpublished data). On the contrary, the abundances of incompatible trace elements (Table 2) are high. Together with high P content the rocks contain characteristically a lot of F (Table 2).

The REE contents are also high and comparable to those of granitoids (Table 3). The chondrite-normalised patterns have the same slope but only very weak Eu negative anomaly (Fig 3).

In various tectonomagmatic diagrams based on main element variations gabbroids show a continental character (Fig 7, 8). In the K vs. Ti diagram of B. Lutz [Лютц, 1980] (Fig 7) their analyses plot along the continental rift basalts trend. In the diagrams based on K_2O , P_2O_5 and TiO_2 contents (in wt %) of rocks the gabbroids composition plot in the plateau volcanic (Fig 8a), and non-oceanic (Fig 8b) fields. It is notable that compositionally Sigula and Abja gabbroids are closed to subjotnian Häme and Suomenniemi diabases (Fig 8), related with the emplacement of Wiborg and Suomenniemi rapakivi batholiths. At the same time they differ clearly from more younger (1.27 Ga) Jotnian diabases which approach in composition

rift volcanics or oceanic basalts [Haapala, Rämö, 1990].

Having in mind the works of H. Kuno [1959] and P. Ninkovich, J. Hays [1972] we can relate the high K-content of Estonian subplatform gabbroids (Table 1) with the great (≥ 100 km) depth of basaltic magma chambers. High F content of gabbroids (Table 2) also corroborates this hypothesis [Moore, 1970].

In conclusion, taking into account similar age, common geochemical and mineralogical features and common tectonic framework as an initial regime of continental rifting, we can assume the unity and interdependence of magmatic processes forming great rapakivi batholithe as well as various dyke swarms and small intrusions of subplatform granitoids and gabbroids. Isotopic works [Haapala, Rämö, 1990, Rämö, 1991, etc.] show that the basic rocks derive through the processes of magmatic fractionation and crustal contamination from the upper mantle Fe-rich tholeiitic magma, enriched with the light REE. The South-Finnish rapakivi and granitoids close to it result from the partial melting processes within the young svecofennian-age continental crust.

REFERENCES

- Boynnton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare earth element geochemistry, Developments in geochemistry, vol. 2, p. 63-114.
- Haapala, I., Rämö O.T., 1990. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. In: Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., vol. 246, p. 275-286.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. In: Canad. J. Earth. Sci., vol. 8, p. 523-548.
- Kirs, J., Huhma, H., Haapala, I., 1991. Petrological-chemical features and age of Estonian anorogenic potassium granites. In: I. Haapala & O.T. Rämö (Editors), Symposium on rapakivi granites and related rocks, abstract volume, GSF Guide, vol. 34, p. 28-29.
- Kuno, H., 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. In: Bull. Volvanol., vol. 2, N 20, p. 37-76.
- Moore, J.C., 1970. Water content of basalt erupted on the ocean floor. In: Contrib. Miner. Petrol., vol. 28, N 4, p. 272-279.
- Ninkovich P., Hays J., 1972. Mediterranean island areas and origin of high potash volcanoes. In: Earth and Planet. Sci. Letters, vol. 16, p. 331-335.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. In: J. Petrol., vol. 25, p. 956-983.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. In: Earth & Planet. Sci. Lett., vol. 24, p. 419-426.

- Petersell, V. On the geological structure of the crystalline basement of the southern slope of the Baltic Shield (In print).
- Râmô, O.T., Haapala, I., 1991. The rapakivi granites of eastern Fennoscandia: a review with insights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data. In: Geol. Ass. Canada Spec. Pap., vol. 38, p. 401-415.
- Râmô O.T., 1991. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. In: Geol. Surv. Finl. Bull., vol. 355, p. 161 p.
- Turekian, K.K., Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of earth's crust. In: Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 72, N 2, p. 75-192.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. In: Contrib. Min. & Petrol., vol. 95, p. 407-419.
- Булин, Н., 1978. Результаты инструментальных сейсмологических исследований в эпицентральной зоне Осмуссаарского землетрясения. В кн.: Изв. А. Эст. ССР, Геол., т. 27, № 3 с. 96-102.
- Куусалу, Т., 1975. Граниты рапакиви кристаллического фундамента Эстонии. В кн.: Уч. зап. Тарт. ун-та. Вып. 359: Тр. по геологии VII, с. 76-141.
- Лутц Б., 1980. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 247 с.
- Пуура В. и др., 1983. Кристаллический фундамент Эстонии. М. Наука, 208 с.

EESTI SUBPLATVORMSETE GRANITOIDIDE JA GABROIDIDE GEOKEEMILINE LOOMUS

Valter Petersell, Juho Kirs

Süvapuurimistega on Eesti kristalses aluskorras svekofenni kurdalas avastatud 5 granitoidset (Märjamaa, Taebla, Naissaare, Neeme, Ereda) ja 2 gabroidset (Abja, Sigula) väikest štokilaadset intrusiivset massiivi, mis on samavanuselised Viiburi jt. Lõuna-Soomes paiknevate rabakivi massiividega.

Kivimina on granitoidid homogeensed porfüürialaadset biotiitset K-graniidid, välja arvatud Märjamaa massiivi keskosa moodustav hübriidne (?) granodioriit. K-graniite lõikavad harvad apliitise graniidi ja leelispäevakivi süeniidi sooned.

Sigula intrusiivi moodustab ofiidiline gabronoriit. Abja štoki kivim on nõrgalt gneisistunud ja granitiseerunud, mineraloogiliselt koostiselt kvartsdioriit, mida keemiliselt väga väikese ränisisalduse (SiO_2 massi % alla 52) tõttu saab vaadelda ka gabrodioriidina.

Granitoidid on mõõduka leelis- ja Al-sisaldusega ning suhteliselt F-, lantanoidide-, Th-, Rb-, Zr-, Nb-, U- ja Pb-rikkad. Märjamaa granodioriidile on iseloomulik suur Ti, P ja Sr sisaldus.

Rabakivides hästi tuntud graniitse magma geokeemilise evolutsiooni trendi kohaselt on kõige primitiivsema koostisega Märjamaa granodioriit. Rohkem fraksioneerunud magmale vastavad Naissaare ja Neeme K-graniidi elementide sisaldused. Veel diferentseeritumad on olnud aga Ereda graniiti ja eriti Neeme apliiti andnud magmad. Siinjuures pole meil aga siiski leitud niimetatud jääkmagmalise fraksioneerumisastmega, s.o. maagistumispotentsiaaliga topaasgraniitidele vastavaid kivimeid.

Eesti subplatvormsed graniidid sisaldavad lantanoide rohkem kui rabakivid, see peegeldab nende väiksemat fraksioneeritust.

Mitmesugustel tektonomagmalistel diagrammidel paiknevad Eesti subplatvormsete granitoidide koostispunktid laamasisese ehk anorogeense, s.o. A-tüüpi graniitide väljal.

Abja ja Sigula gabroidid on toleiitset tüüpi, suhteliselt leelisrikkad (aga hüpersteennormatiivsed) kivimid. Neile on iseloomulik suur Ti ja P sisaldus. Väikestest elementidest on kivimid Cr- ja Ni-vaesed, rikkad mittekaasnevaist elementidest, ka lantanoididest (tabel 2, 3). Tektonomagmalistel diagrammidel langevad kivimite koostispunktid kontinentaalse riftistumisega seotud basaltide väljale, olles lähedased rabakividega seotud Häme ja Suomenniemi diabaasdaikidele.

Kompleksne andmestik viitab rabakive, diabaasdaike ja väikesi subplatvormseid intrusiivseid kehi andvate magmade seotusele üksteisega. Aluselised kivimid pärinevad vahevöö ülaosast ülessulatatud toleiitbasaltsest magmast, granitoidid ja rabakivid aga svekofenni vanusega kontinentaalsest koorest ülessulatatud magmast.

Table 1

Main element contents (in wt %) of the rocks of the small intrusives

N	Intrusive	Drill core	Rock type	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _t
1	Neeme	505 523 530	potassium granite	6	73.47	0.33	12.45	0.87	2.16	0.06	0.65	2.02	2.58	4.90	0.11	0.12
1A	Neeme	535	aplitic granite	2	74.31	0.12	12.48	0.76	0.87	0.03	0.31	1.55	3.22	5.10	0.04	0.14
2	Ereda	319	potassium granite	3	73.49	0.28	11.65	0.33	3.11	0.04	0.69	1.42	2.13	5.60	0.08	0.03
3	Naissaar	120 115	potassium granite	2	70.92	0.27	13.76	1.04	2.02	0.04	0.41	1.33	2.74	6.56	0.11	0.06
4	Märjamaa	302	granodiorite	3	65.96	0.93	12.95	3.10	2.80	0.12	1.44	3.42	2.83	4.53	0.49	0.20
5	Abja	92	gabbro-diorite	5	50.71	2.17	12.43	7.25	6.03	0.20	4.34	7.14	2.97	2.55	1.86	0.39
6	Sigula	124	gabbro-norite	3	48.48	2.86	13.97	5.06	8.35	0.20	4.06	8.10	2.89	2.12	1.19	0.28
	Ca-poor granite clarke [Turekian, Wedepohl, 1961]				74.26	0.20	13.60	2.03*	1.83**	0.05	0.27	0.71	3.48	5.06	0.14	0.03
	Basalt clarke [Turekian, Wedepohl, 1961]				49.22	2.30	14.74	12.37*	11.16**	0.17	7.64	10.64	2.43	1.00	0.25	0.03

* Total iron as Fe₂O₃

** Total iron as FeO

The samples were analyzed at Estonian GS Laboratory by wet chemical method.

Table 2

Some element contents of the rocks of the small intrusives

N	Intrusive	Drill core	Rock type	n	Contents, ppm										Contents, %	
					U	Th	REE	Y	Rb	Nb	Ba	Pb	Sr	Zr	F	P
1	Neeme	505 523 530	potassium granite	9	13	35	445	44	279	34	520	32	213	444		0.04
1A	Neeme	535	aplitic granite	2	20	38	168	76	380	190		46	78	280		0.02
2	Ereda	319	potassium granite	3	7	67	1195	56	280	56	273	55	121	198	0.23	0.04
3	Naissaar	120 115	potassium granite	2	13	42	911	82	216	130	550	82	154	410	0.21	0.05
4	Märjamaa	302	granodiorite	5	7.8	25	1170	74	172	30	1105	45	406	470	0.35	0.21
5	Abja	92	gabbro-diorite	4	8.2	15	855	49	78	28	1325	69	1630	413	0.57	0.70
6	Sigula	124	gabbro-norite	3	5	8.3	488	41	62	25	1150	35	1180	320	0.30	0.52
			Granite* clarke [Turekian, Wedepohl, 1961]	3	17		235	40	170	21	840	19	100	175	0.085	0.06
			Basalt clarke [Turekian, Wedepohl, 1961]	1	4		110	21	30	19	320	6	465	140	0.04	0.11

*Ca-poor

The samples were analysed at IMGRE (USSR) and Estonian GS Laboratories by XRF method and by wet chemical analysis.

Table 3

Rare-earth element contents of the small intrusives (in ppm)

N	Intrusive	Drill core	Rock type	n	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	Neeme	505 523 530	potassium granite	9	118	224	10	2.3	1.2	3.0	0.44
1A	Neeme	535	aplitic granite	4	37	67	7.8	0.62	1.5	12	1.6
2	Ereda	319	potassium granite	3	340	590	21	1.9	2.2	5.3	0.98
3	Naissaar	120	potassium granite	2	209	478	27	5.9	2.8	8.8	1.4
4	Märjamaa	302	granodiorite	5	312	580	31	6.0	3.9	11	1.3
5	Abja	92	gabbro-diorite	4	210	440	24	6.6	3.2	6.0	0.66
6	Sigula	124	gabbro-norite	3	115	253	14	3.9	2.1	4.8	0.55
7	Pärnu	176	Svecofennian orthoclase granite	3	107	237	15	1.6	2.3	3.4	0.49
8	Uljaste	46	Svecofennian microcline granite	4	32	60	5	0.83	1.7	2.3	0.32
	Basalt clarke [Turekian, Wedepohl, 1961]			15	48	48	5.3	0.8	0.8	2.1	0.6
	Granite* clarke [Turekian, Wedepohl, 1961]			55	92	92	10	1.6	1.6	4	1.2
	Chondrite [Boynton, 1984]				0.310	0.808	0.195	0.0735	0.0474	0.209	0.0322

* Ca-poor

The samples were analysed at IMGRE Laboratories (USSR) by Neutron Activation method

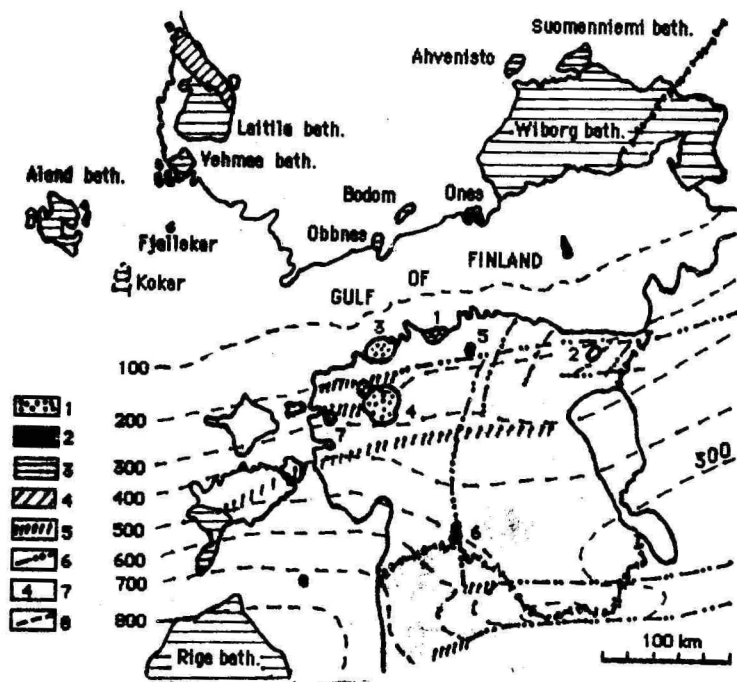


Fig. 1. Map showing Estonian subplatform granitoid and gabbroid intrusions and the rapakivi granite intrusive bodies of southern slope of the Baltic Shield: 1 — Estonian subplatform granitoids, 2 — Estonian subplatform gabbroids, 3 — rapakivi granites, 4 — Jotnian sandstone, 5 — deep faults by seismic records, 6 — the same by geological records, 7 — number of subplatform granitoid or gabbroid intrusive (1 — Neeme, 2 — Ereda, 3 — Naissaar, 4 — Märjamaa, 5 — Sigula, 6 — Abja, 7 — Taebila), 8 — thickness of platform sedimentary cover.

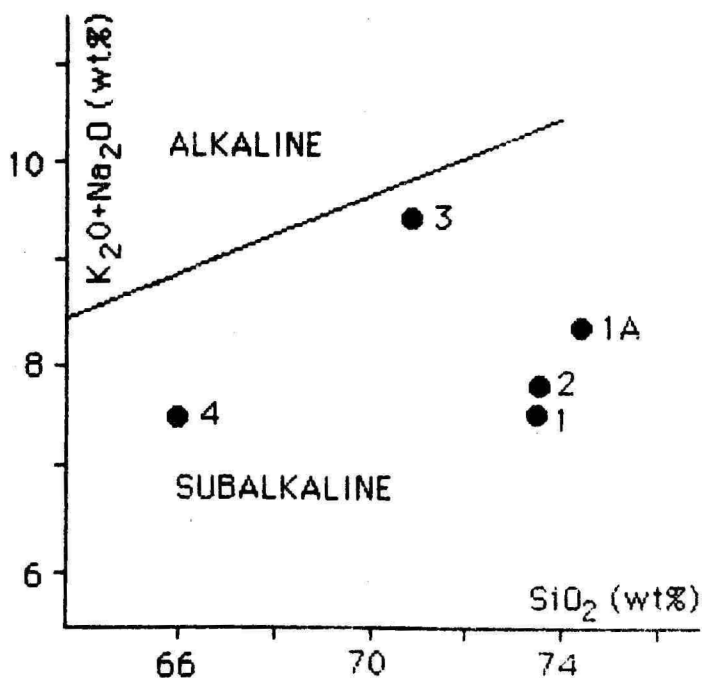


Fig. 2. Means of the analyses of the granitoids (Table 1) plotted in $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 diagram. Line separating the alkaline and subalkaline fields is from Irvine and Baragar [1971]. Analyse numbers are the numbers of intrusives in the (Table 1).

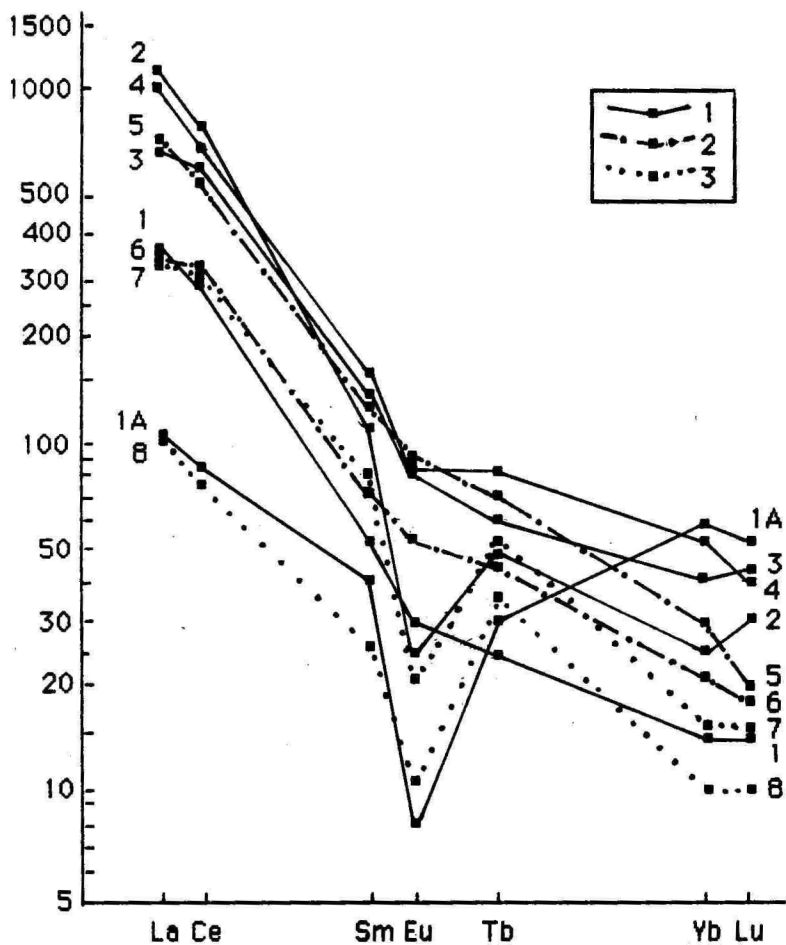


Fig. 3. Chondrite-normalized REE abundances of the Estonian crustal basement granitoids and gabbroids. Numbers of the analyses are from the Table 3: 1 — subplatform granitoids, 2 — subplatform gabbroids, 3 — late Svecofennian granites.

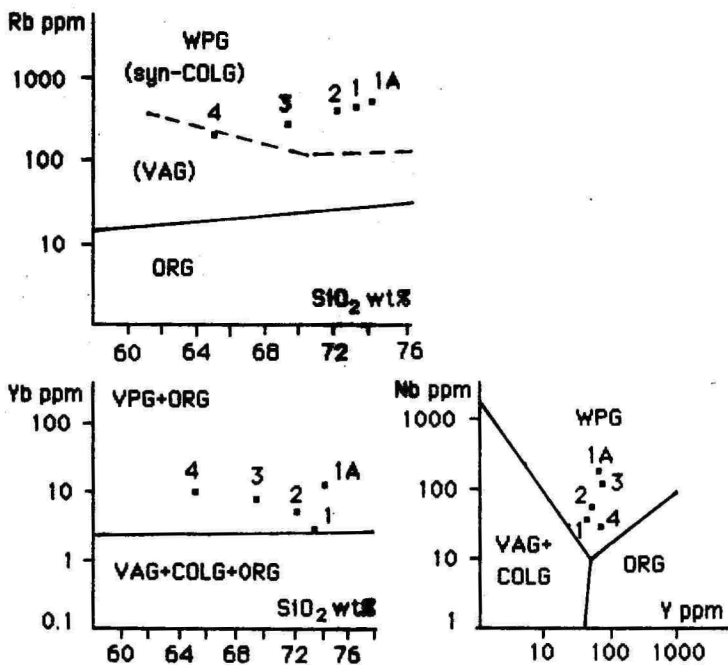


Fig. 4. Means of the granitoid analyses, plotted in Rb-SiO₂, Yb-SiO₂ and Nb-Y tectonomagmatic discrimination diagrams of Pearce and others [1984]. Numbers 1-4: number of intrusive in Tables 1, 2, 3. Abbreviations: WPG — within plate granites, VAG — volcanic arc granites, ORG — ocean ridge granites, COLG — collision granites.

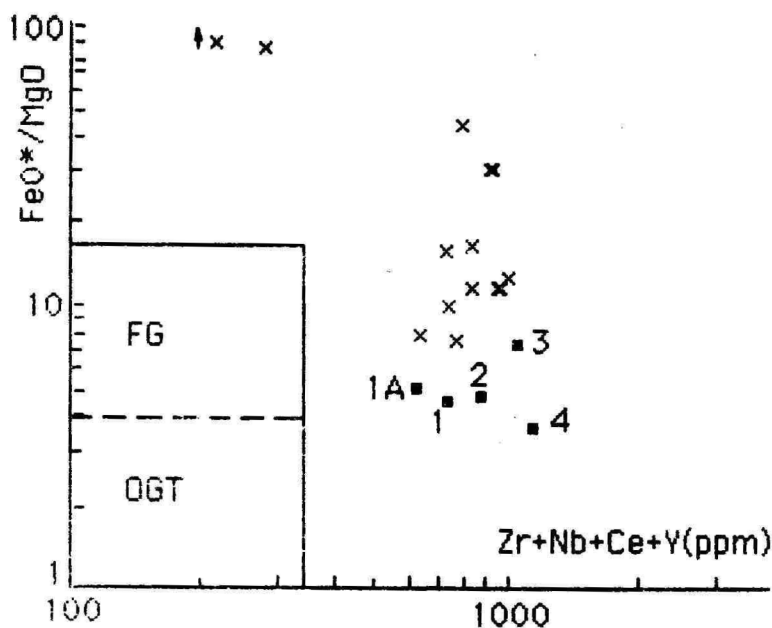


Fig. 5. Means of the granitoid analyses plotted in the FeO^*/MgO vs. $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ diagrams of Whalen et al [1987]. Numbers of the analyses are from the Tables 1, 2, 3. Crosses: granite and syenite from the Suomenniemi batholith [Rämö, Haapala, 1991]. Abbreviations: FG — fractionated I-type granites, OGT — unfractionated M-, S-, I-type granites.

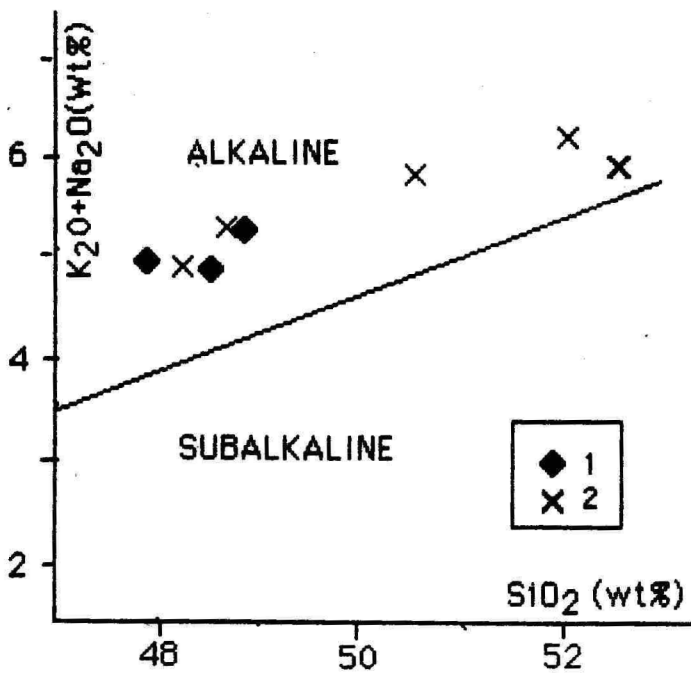


Fig. 6. Analysis of the gabbroids (the means are in (Table 1) plotted $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 diagram. Line, separating the alkaline and subalkaline fields is from Irvine and Baragar [1971]: 1 — gabbro-norites (Sigula), 2 — gabbro and gabbro-diorites (Abja).

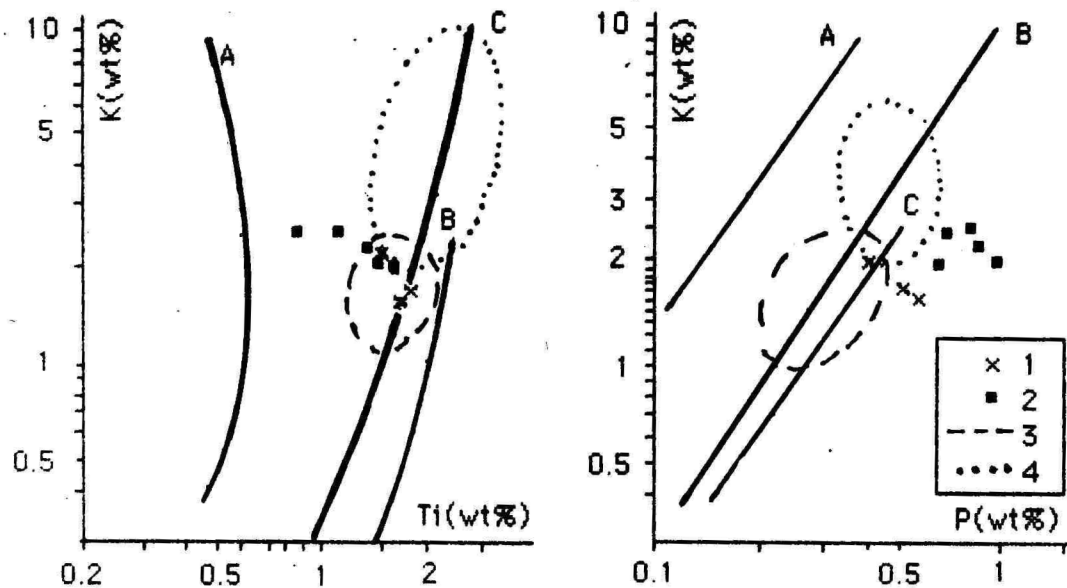


Fig. 7. Analyses of the Estonian subplatform gabbroids plotted in the K-Ti and K-P diagrams of B. G. Lutz [1980]: 1 — gabbro-norite (Sigila), 2 — gabbro and gabbro-diorite (Abja), 3 — alkaline basalts of Na-series, 4 — alkaline basalts of K-series. A — trend of "geosynklinal" basalts, B — trend of oceanic basalts, C — trend of continental rift basalts.

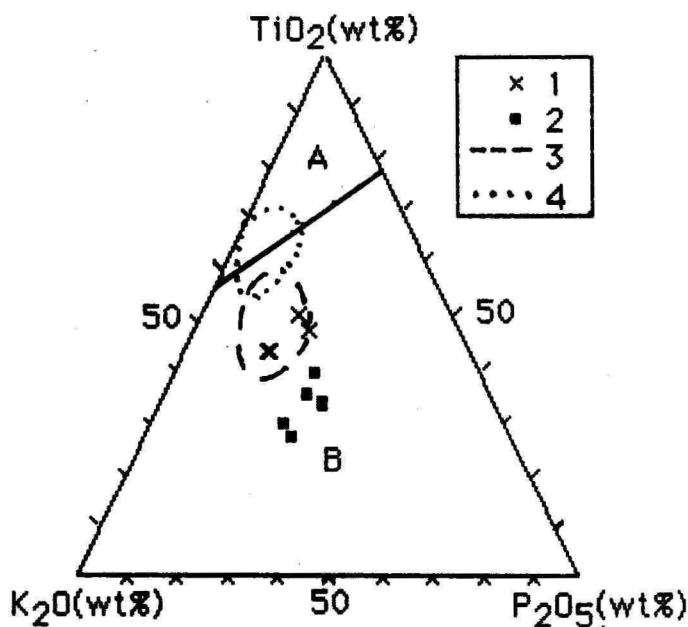
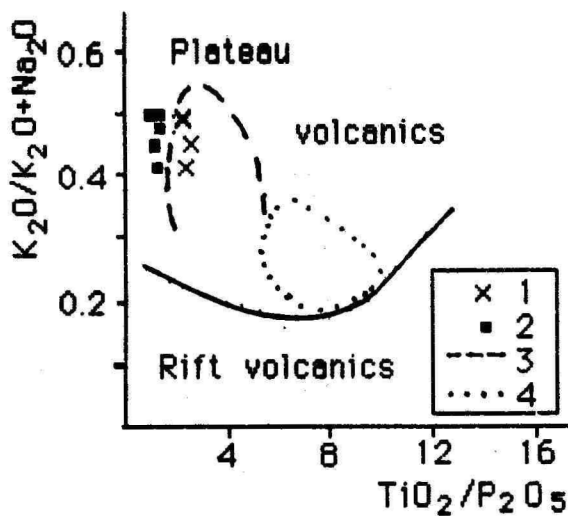


Fig. 8. Analyses of the Estonian subplatform gabbroids, plotted in the $TiO_2/P_2O_5-K_2O/(K_2O + Na_2O)$ diagram [Haapala, Rämö, 1990] and in the $K_2O-P_2O_5-TiO_2$ diagram of Pearce and others [1975]: 1 — gabbro-norite (Sigula), 2 — gabbro and gabbro-diorite (Abja), 3 — the field of Häme and Suomenniemi diabases, 4 — the field of Jotnian diabases. A — oceanic field, B — non-oceanic field.

UPPER CAMBRIAN ACRITARCHS FROM THE PETSERI FORMATION (EAST EUROPEAN PLATFORM)

Ivo Paalits

The so called Petseri Beds have been first mentioned by Kajak [Каяк, 1967]. Later these sediments were assigned to the rank of the formation [Решение..., 1968]. The Petseri Formation is known in south-eastern Estonia, north-eastern Latvia and Pskov Region. As the deposits of the Petseri Formation are not exposed, all the material for the investigation was obtained from the boring cores. The Panikovitshi core was drilled in the western part of the Pskov Region in Russia (Fig. 1). From it five samples were collected for acritarchs at the following depths: 492.5 m (A-0795), 493.5 (A-0794), 494.5 (A-0793), 496.0 (A-0792), 498.3 (A-0791).

Lithologically the Petseri Formation has been divided into three parts; the upper and lower parts are represented by sandstones and coarse-grained siltstones and the middle part by clays and siltstones. Such a subdivision applies only to the previously investigated sections. The upper sandstone part is usually lacking due to post-sedimentary denudation [Менс и др., 1987]. This part is also absent in the Panikovitshi core and all five samples discussed in this paper, have been taken from the middle clayey part of the formation. For this reason the biostratigraphical conclusions concern this part of the formation only.

All samples contain abundantly sufficiently well preserved acritarchs represented by the following species: *Cristallinium cambriense* (Slavlikova), *Cymatigalea dentale* Paalits, *C. virgulita* Martin, *?Dasydiacrodium setuensis* sp.n., *Leiofusa stoumonensis* Vanguetaine, *Micrhystriidium* sp., *Poikilofusa* sp., *Stelliferidium* aff. *cortinulum* (Deunff) Deunff Gorka & Rauscher, *Timofeevia lancarae* (Cramer & Diez) Vanguetaine, *T. phosphoritica* Vanguetaine, *Timofeevia* sp., *Veryhachium incus* sp.n., *Vulcanisphaera turbata* Martin. This assemblage is identical with that described by Volkova from the Petseri Formation in Mehikoorma, Hino and Petseri core sections [Волкова и др., 1981; Волкова, 1990] and contains acritarchs typical of the lower part of the Upper Cambrian. The first appearance of such genera as *Stelliferidium*, *Cymatiogalea*, *Leiofusa* and *Veryhachium* took place in the *Olenus* time in the British Isles [Potter, 1974; Downie, 1984, 1988]. Therefore it seems correct to correlate

the Petseri Formation with the *Olenus* Zone [Волкова и др., 1981].

Up to now, the Petseri Formation has been treated as a time analogue to the Ûlgase Formation in North Estonia [Менс и др., 1987] but recent data throw some doubt upon this statement. Unfortunately, the information about macrofossils from the Petseri Formation is very limited, only inarticulate brachiopods from the genera *Ungula*, *Oepikites* and *Angulotreta* are represented from its upper and lower parts [Менс и др., 1987]. Proceeding from this, our conclusions are based on the information on acritarchs and their general distribution. Although assemblages from the Petseri and Ûlgase formations are generally similar, there are also some differences which indicate the different age of these deposits. Presumably the middle part of the Petseri Formation (may be also the lower part) in the Panikovitshi core corresponds to the lower and middle parts of the *Olenus* Zone but for the following reasons the Ûlgase Formation has formed somewhat later:

1) The genus *Impluviculus* which is very common in the deposits of the Ûlgase Formation is not observed in the Petseri Formation. Sometimes these specimens are prevailing in the assemblage, for example in the Ûlgase outcrop the content of *Impluviculus* reaches to 50 per cent [Волкова, 1990]. The first appearance of the genus *Impluviculus* seems to have taken place in the uppermost *Olenus* Zone [Downie, 1984] or in the *P. spinulosa* Zone. In the eastern Newfoundland Dr. F. Martin found the earliest *Impluviculus* sp. from the lower part of the *P. spinulosa* Zone [Martin, Dean, 1966]. In the same area the transitional specimen between *V. turbata* and *V. africana* occurred in the middle part of the *Olenus* Zone already. The last specimen is typical of the Ûlgase Formation but has not been identified in the Petseri Formation. *T. lancarae*, first described from the Middle Cambrian deposits [Cramer, Diez, 1972] is a long-ranging and geographically widespread typical Middle Cambrian species which, at present is known from the lowermost Upper Cambrian too. Its disappearance took place in the *P. spinulosa* Zone in eastern Newfoundland. The wide variability of *T. lancarae* in different populations has already been noted by Dr. Tongiorgi [Bagnoli et al., 1988]. The specimens, in this paper treated as *T. lancarae* are generally similar with Middle Cambrian forms. If to compare *T. lancarae* from the Petseri Formation with the *Timofeevia*-type acritarchs from the Ûlgase Formation having the ramified process termination, some differences in the morphology can be observed. On the basis of the revision on the previously published and unpublished materials one can suppose that. *T. lancarae* is not represented in the Ûlgase Formation but seems to occur in the Petseri Formation.

2) In the assemblage of the Petseri Formation the *Leiosphaeridia*-type acritarchs (not determined on the species lev-

el) are prevailing, reaching to 60 per cent of the total number of acritarchs (Fig. 2). In addition specimens from the genus *Timofeevia* and *Micrhystridium* (not determined on the species level) are very common whereas the percentage of other genera (*Cymatiogalea*, *Stelliferidium* etc.) is relatively low. At the same time, assemblage of the Ülgase Formation is dominated by the genera *Impluviculus*, *Stelliferidium*, *Cymatiogalea* and *Timofeevia* i.e. the Ülgase Formation contains more developed forms than in the Petseri Formation. The influence of facies conditions can be excluded because the Petseri Formation as well as the Ülgase Formation had deposited in the similar conditions. This is indicated by similar rock types.

Possibly the middle part of the Petseri Formation can be correlated with the lower and maybe to the middle parts of the *Olenus* Zone. The age of the upper part of the Petseri Formation, which is sporadically distributed, is still uncertain.

Abbreviations: Dv — diameter of vesicle; Lv — length of vesicle; Bv — breadth of vesicle; Lp — length of processes; Bp — basal breadth of process; Np — number of processes;

Genus *Dasydiacrodium* Timofeev, 1959 emend. Deflandre and Deflandre-Rigaud, 1962

!*Dasydiacrodium setuensis* sp.n.

Pl 2, figs. 3 and 4

Holotype: Pl. 2, fig. 3; prep. SCAN 12 iV B 4, from sample A-0793, Petseri Formation.

Paratype: Pl. 2, fig. 4; prep. SCAN 12 IV B 22, from sample A-0793.

Derivation of name: By the ethnic group — the Setus and their original territory Setumaa [= Setu land], in SE-Estonia.

Material: 22 specimens.

Diagnosis: The vesicle is triangular in outline. Three to five processes are located symmetrically on the vesicle. The apex bears one single conical unbranched process having free communication with the vesicle cavities. The contact with vesicle is curved or transitional. The antapex carries two to four conical, unbranched processes which are parallel or with little angle to the along axis of vesicle. These have free communication with the vesicle interior.

The surface of the vesicle and processes are covered with spines. The excystment opening is absent.

Dimensions: (9 specimens) Lv 24.8–45.2 (36.1) μm .; Bv 15.3–25.2 (19.3) μm .; Lp (on antapex) 5.5–12.0 (9.0) μm .; Lp (on apex) 3.2–7.4 (5.3) μm .

Comparison: ?*D. setuensis* sp.n. is similar to *Dasydiacrodium caudatum* Vanguetiane but differs from it in different number of processes on the anapex. So, about 80 per cent of specimens of ?*D.*

setuensis have four processes and 20 per cent two or five on the antapex. In the original description of *D. caudatum* [Vanguetaine, 1973] the number of processes ranges from 6 to 14.

Occurrence: Petseri Formation, Upper Cambrian, *Olenus* Zone, Pskov Region, Russia.

Genus *Poikilofusa* Staplin, Jansonius et Pocock, 1965

***Poikilofusa* sp. 1**

Pl. 1, figs. 1 and 2

Material: over 40 specimens.

Description: Vesicle fusiform in outline with polar extremities acuminate tipped. The vesicle cavity is hollow to the full extent. The vesicle wall is single-layered. The surface ornamentation (on the SEM) consists of single small spines which are placed irregularly on the vesicle. In transmitted light the slight striation of rare specimens is observed.

Dimensions: (12 specimens) L_v 120–228 (172.5) μm ; B_v 12–35 (21.1) μm .

Remarks: *Poikilofusa* sp. 1 is different from *Poikilofusa* sp., it has been determined and illustrated by N. Volkova [Волкова, 1990; Pl. 24, Figs. 1–4] from the *Leptoplastus* and *Peltura* Zones by surface morphology. *Poikilofusa* sp. has a clear and well-developed striation on the vesicle.

Occurrence: Petseri Formation, Upper Cambrian, *Olenus* Zone, Pskov Region, Russia.

**Genus *Veryhachium* Deunff, 1954, emend. Downie
and Sarjeant, 1963**

***Veryhachium incus* sp. n.**

Pl. 1, figs. 4, 5 and 12; Pl. 2, fig. 6

Holotype: Pl. 2, fig. 6; prep. SCAN 12 IV B 27, from the sample A-0795, Petseri Formation.

Paratypes: Pl. 1, figs. 4, 5 and 12; from the sample A-0795, Petseri Formation.

Derivation of name: Latin *incus* = anvil

Material: Over 150 specimens

Diagnosis: The vesicle is triangular or suboval in outline. Three processes are placed symmetrically, one on the apex and two on the antapex. The processes on the antapex are across with along axis of vesicle. These are homomorphic, conical with acuminate tips and have a transitional contact with vesicle and freely communicating with the vesicle cavity. The single process on the apex is evexated or with bulbous distal termination and has a free communication with

vesicle cavity. Its configuration and dimensions generally differ from processes on the antapex.

The surface of the vesicle and processes are uniform and granulated. The excystment opening is absent or represented by rupture.

Dimensions: (20 specimens from the sample A-0795). Lv 29.5–45.5 (35.6) μm ; Bv 19–30 (24.6) μm ; Lp (on antapex) 9.5–18.0 (13.2) μm ; Bp (on antapex) 6.2–11.1 (8.7) μm ; Lp (on apex) 2.5–7.0 (4.6) μm ; Bp (on apex) 1.5–4.5 (3.4) μm .

Remarks: *V. dumontii* was first described by Vanguetaine [1973] from the Upper Cambrian of Belgium. Later, this species or its analogues have been determined elsewhere in the world [Vanguetaine, 1974; Baudelot, Gery, 1979; Martin, Dean, 1981; Волкова, 1982; 1990; Di Milia et al., 1989], mostly from the Upper Cambrian rocks. The relations of *V. dumontii* and its Upper Cambrian analogues with the genus *Veryhachium* are doubtful. The typespecies of the latter *V. trisulcatum* (Deunff) are represented in the Middle and Upper Ordovician [Paris, Deunff, 1970; Deunff, Massa, 1975; Tynni, 1975; Elaoud-Debbaj, 1978] and Silurian deposits [Emo, Smith, 1978]. As appears from descriptions [Vanguetaine, 1973; Martin, Dean, 1988; Волкова, 1990; Paalits, 1992] the secondary processes are typical of *V. dumontii* and in most cases occurring on one of the poles. Such arrangement of processes is typical of the diacrioids but not of the genus *Veryhachium*. Of course, our argumentation is insufficient for erecting the a new genus and therefore in this paper we are using the genus name *Veryhachium*. The studies of the Estonian Upper Cambrian (Petseri, Ulgase and Tsitre formations) have shown that *V. dumontii* or its analogues are highly variable morphologically. In Estonia *V. dumontii* possibly occurs in the Tsitre Formation only, together with *Trunculumarium revinum* (Vanguetaine) Loeblich and Tappan, *Desydiacrodium caudatum* Vanguetaine and *L. stoumonesis* Vanguetaine [Paalits, 1992]. A similar assemblage of acritarchs was first described from the type locality of *V. dumontii* as well [Vanguetaine, 1973]. The comparison of some morphometric data of *V. incus* sp.n. and *V. dumontii* (Fig. 3) has revealed that the processes of *V. dumontii* are more slender and longer than in *V. incus* sp.n. In addition secondary processes which are typical of *V. dumontii* [Vanguetaine, 1973; Martin, Dean, 1988, Paalits, 1992] are absent of *V. incus* sp.n.

Occurrence: Petseri Formation, Upper Cambrian, *Olenus* Zone, Pskov Region, Russia.

Acknowledgements: I am grateful to Dr. K. Mens and Mrs. A. Noor (Institute of Geology in Tallinn) for comments and for revising the manuscript. Thanks are due to Ms. U. Moldov for SEM photos.

REFERENCES

- Bagnoli, G., Stouge, S., Tongiorgi, M., 1988. Acritarchs and conodonts from the Cambro-Ordovician Furuåll (Köpingsklint) section (Öland, Sweden). In: *Riv. It. Paleont. Strat.*, vol. 94, N 2, p. 163-248.
- Baudelot, S., Gery, B., 1979. Deconverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Tremadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie (Algerie). In: *Comptes rendus des Sciences de l'Academie des Sciences*, vol. 288, ser. D, N. 20, pl. 1513-1516.
- Cramer, F.H., Dier, M.C.R., 1972. Acritarchs from the upper Middle Cambrian Oville Formation of Leon, northwestern Spain. In: *Revista Española de Micropaleontologia, Numero Extraordinario*, p. 39-50.
- Deunff, J., Massa, D., 1975. Palynologie et stratigraphie du Cambro-Ordovicien (Libye nord-occidentale). In: *Comptes rendus des seances de l'Academie des sciences*, ser. d, vol. 281, p. 21-24.
- Downie, C., 1984. Acritarchs in British Stratigraphy. In: *Geol. Soc. London, Special Report, N 17*, 26 p.
- Di Mila, A., Ribecai, C., Tongiorgi, M., 1989. Late Cambrian acritarchs from the *Peltura scarabaeoides* trilobite zone at Degerhamn (Öland, Sweden). In: *Palaeontographia Italica*, vol LXXVI, p. 1-55.
- Elaouad-Debbaj, Z., 1978. Acritarches de l'Ordovicien supérieur du Synclinal de Bucaco (Portugal) systematique-biostratigraphie-interet paleogeographique. In: *Bulletin de la Societé geologique et mineralogique de Bretagne*, ser. C, vol. 10, N. 2, p. 1-101.
- Emo, G.T., Smith, D.G., 1978. Palynological evidence for the age of the Lower Paleozoic rocks of Slieve Aughty, Counties Clare and Galway. In: *Proc. R. Ir. Acad. Sect. B, Vol. 78*, p. 281-292.
- Martin, F., Dean, W.T., 1981. Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician acritarchs from Random Island, eastern Newfoundland. In: *Geological Survey of Canada, Bulletin*, vol 343, p. 1-43.
- Martin, F., Dean, W.T., 1988. Middle and Upper Cambrian acritarchs and trilobite zonation at Manuels River and Random Island, Eastern Newfoundland. In: *Geol. Survey of Canada. Bul.*, vol. 381, 91 p.
- Paalits, I., 1992. Upper Cambrian acritarchs from boring core M-72 of North Estonia. In: *Proc. Acad. Sci. Estonia., Geology*, vol. 40, p. 1.
- Paris, F., Deunff, J., 1970. Le paleoplancton Llanvirnien de la Roche-au-Merle (Commune de Vieux-Vy-sur-Couesnon, Ile-et-Vilaine). In: *Bulletin de la Societé geologique et mineralogique de Bretagne*, ser. C, vol. 2, N 1, p. 25-43.
- Potter, T., 1974. British Cambrian acritarchs: a preliminary account. In: *Rev. Paleobot. and Palynol.*, vol. 18, N 1-2, p. 61-62.
- Tynni, R., 1975. Ordovician hystrichospheres and chitinozoans in limestone from the Bothnian Sea. *Geologian Tutkimuskeskus (Finland)*, Bull. N 279, p. 1-59.
- Vanguetaine, M., 1973. New acritarchs from the Upper Cambrian of Belgium. In: *Microfossils of the oldest deposits; Proc. of Third International Palynological Conference, Academy of Sciences of the U.S.S.R., Siberian Branch, Institute of the Geology and Geophysics*, p. 28-30.

- Vanguetaine, M., 1974. Espèces zonales d'Acritharhs du Cambro-Tremadocien de Belgique et de l'Ardenne française. In: Rev. Paleobot. and Palynol., vol. 18, N 1-2, p. 63-82.
- Волкова Н.А., 1990. Акритархи среднего и верхнего кембрия Восточно-Европейской платформы. В кн.: АН СССР, инст. геологии. Труды вып. 454, 113 с.
- Волкова Н., Каяк К., Менс К., Пиррус Э., 1981. Новые данные о переходных слоях между кембрием и ордовиком на востоке Прибалтики. В кн.: Изв. АН ЭССР. геол., вып. 30, № 2, с. 51-55.
- Каяк К., 1967. Основные черты геологического строения. В кн.: Минерально-сырьевая база СССР, т. 16. Эстонская ССР. Москва, 24-30.
- Менс К., Бергстрём Я., Лендзён, К., 1987. Кембрия Восточно-Европейской платформы (корреляционная схема и объяснительная записка). кн.: АН ЭССР, инст. геологии. Таллинн: Валгус, 118 с.
- Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы. (г. Вильнюс, 1983 г.). Ленинград, 1986.

ÜLEMKAMBRIUMI AKRITARHID PETSERI KIHISTUS (IDA-EUROOPA PLATVORMILT)

Ivo Paalits

Resümee

Panikovitchi puursüdamikust (puuritud Pihkva oblasti territooriumil, Venemaal) uuriti viit proovi Petseri kihistu keskmisest savikast osast. Kõik proovid sisaldasid arvukalt akritarhe, mille liigilised määrangud lubavad teha järelduse, et Petseri kihistu keskmine savikas ning võib olla ka alumine liivakas-aleuroliitne osa formeerusid kas *Olenus*-ea algul või keskel. Samas ei jaga autor seisukohta, et uuritud settekivimid oleksid Ülgase kihistu kivimite vanuseliseks analoogiks, need formeerusid tõenäoliselt mõnevõrra hiljem.

Süstemaatika osas on kirjeldatud kaht uut liiki: *?Dasydiacrodium setuensis* sp. n ja *Veryhachium incus* sp. n.

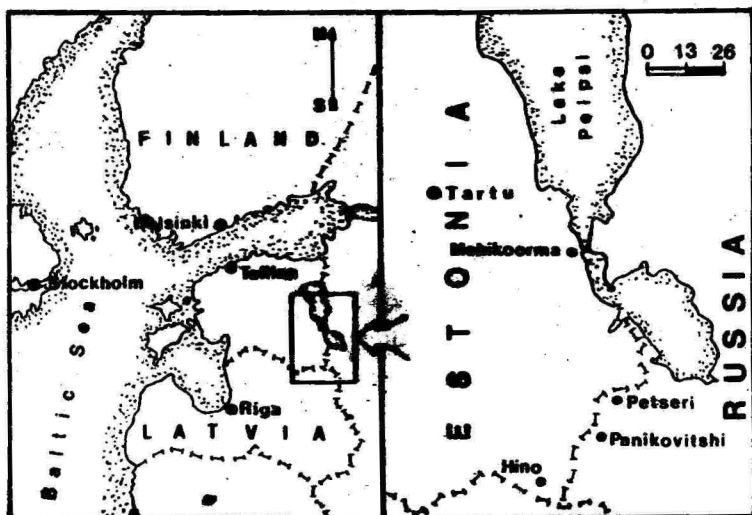


Fig. 1. Map showing location of the boring cores, Panikovitshi (studied in this paper) and Hino, Petseri, Mehikoorma, studied by N. Volkova [Волкова и др., 1981].

CYMATIOGALEA	4.7	1.3	7.7	10.0
LEIOFUSA	7.1	8.0	4.4	4.5
LEIOSPHAERIDIA	46.6	60.0	55.5	47.2
MICRHYSTRIDIUM	20.2	18.6	4.4	9.0
STELLIFERIDIUM	3.5	2.6	4.4	3.6
TIMOFEEVIA	9.5	5.3	17.7	12.7
VERTHACHIUM	5.9	4.0	4.4	0.9
VULCANISPHAERA	2.3	0.5	1.1	11.8
GENERA	A-0791	A-0793	A-0794	A-0795
SAMPLES				

Fig. 2. Composition of the main acritarch genera in the Petseri Formation from the boring core Panikovitshi (in per cent).

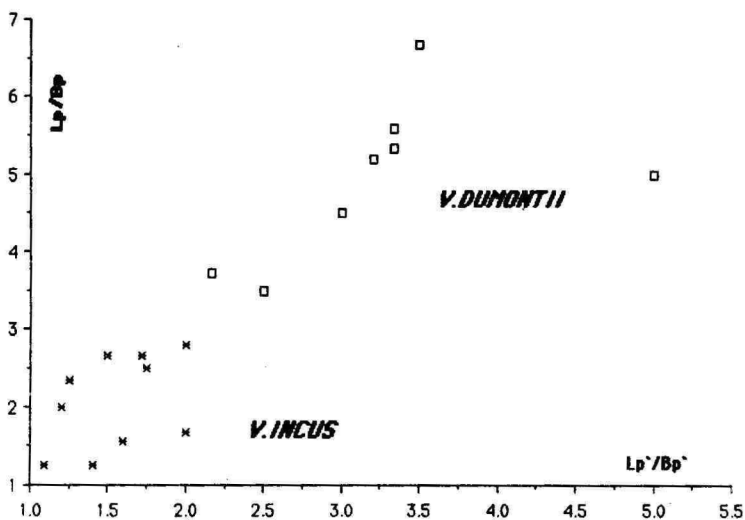


Fig. 3. The morphometric data of *V. incus* sp. n. (from the Petseri Formation, sample A-0795) and *V. dumontii* (from the Tsitre Formation, boring core M-72; Paalits, 1992). The vertical axis shows the relations between the length and the breadth of the processes on the antapex; The horizontal axis shows the same relation but to the single process on the apex.

Plate 1

Figs. 1-2. *Poikilofusa* sp. 1; 1 - prep. SCAN 12 IV B 9, sample A-0793; 2 - A-0795

Fig. 3. *Leiofusa stoumonensis* Vanguetaine; prep. A-0795

Fig. 4, 5, 12. *Veryhachium incus* sp. n.; prep. A-0795

Fig. 6. *Timofeevia* sp.; prep. A-0795

Fig. 7. *Stelliferidium* sp., prep. A-0793

Fig. 8, 11. *Timofeevia lancarae* (Cramer & Diez) Vanguetaine; prep. A-0795

Fig. 9. *Cymatiogalea wironia* Paalits; prep. A-0795

Fig. 10. *Cymatiogalea dentalea* Paalits; prep. A-0795

The scale bar is equal to 50 μm for figures 1-3 and 10 μm to the figures 4-12.

Plate 2

Fig. 1. *Cymatiogalea wironia* Paalits; prep. SCAN 12 IV B3, A-793.

Fig. 2. *Vulcanisphaera turbata* Martin; prep. SCAN 12 IV B27, A-0793.

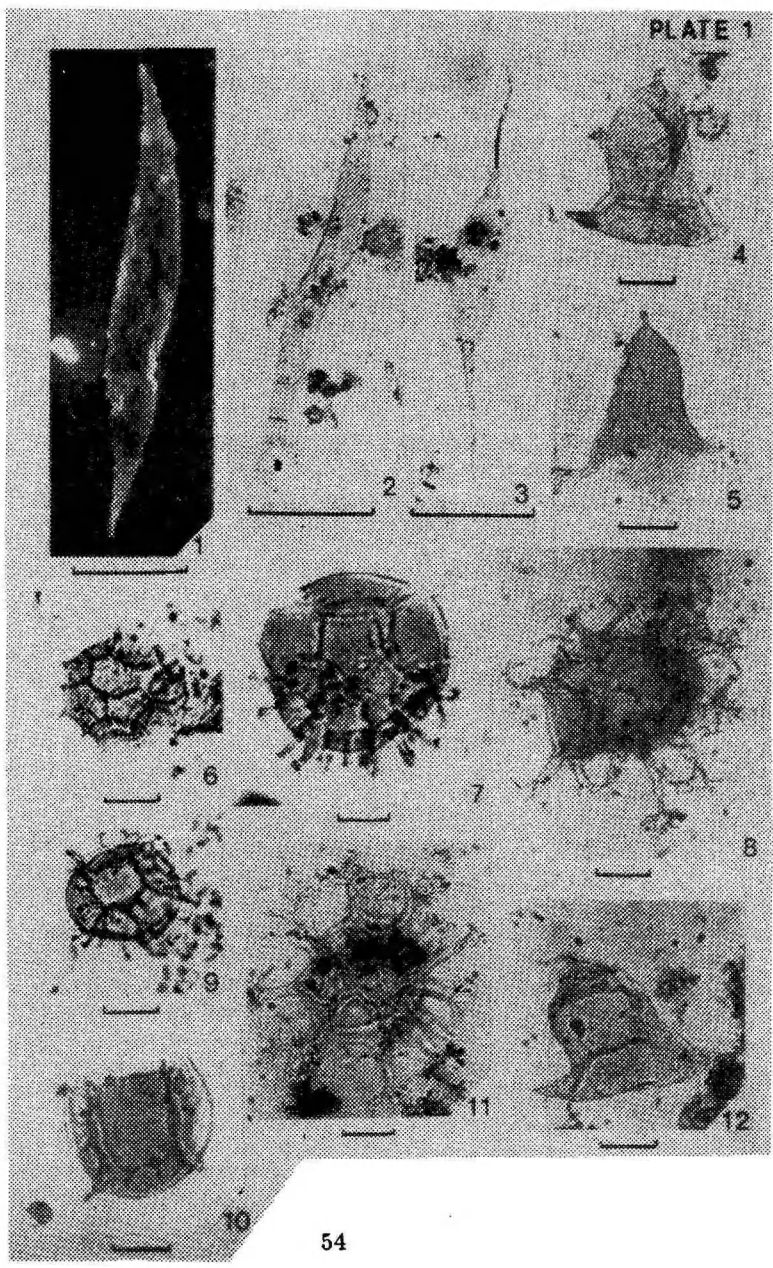
Fig. 3. (holotype), 4 ?*Desydiacrodium setuensis* sp. n.; prep. SCAN 12 IV B 4 and IV B 22, A-0793

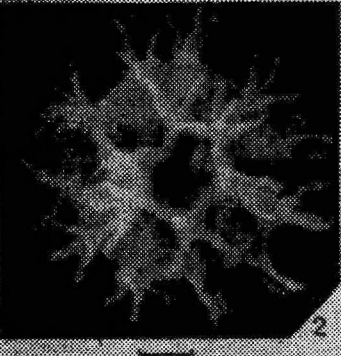
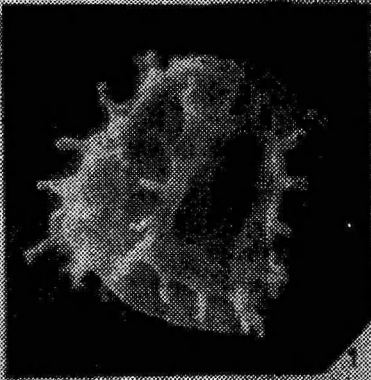
Fig. 5. *Leiofusa stoumonensis* Vanguetaine; prep. SCAN 12 IV B 13, A-0793

Fig. 6. *Veryhachium incus* sp. n.; (holotype), prep. SCAN 12 IV B 18, A-0793

The scale bar is equal to 10 μm .

PLATE 1





JÕHVI JA KEILA LADEME STRATIGRAAFILISEST LIIGESTAMISEST PÕHJA-EESTIS

Leho Ainsaar

Lademe kui kronostratigraafilise üksuse alajaotuseks on traditsiooniliselt vöö. Nii Jõhvi kui Keila lademele on pakutud eri aegadel vöölist kaksikliigestust [Jaanusson, 1945; МЯНИЛЬ, 1958], mis aga tänapäeval kasutamist ei leia. Nii ongi ainsateks lademesisesteks stratoonideks nendes lademetes kihistikud, mis täidavad ka lademe alajaotuse ülesannet. Põhja-Eesti keskordoviitsiumi stratigraafilises skeemis võeti kihistikud kui selgelt litostratigraafilised üksused kasutusele 1970. aastate lõpul [Решение ..., 1978]. Lademe mahule vastavad Jõhvi ja Keila kihistu tulid kasutusele hiljem, pärast Kahula kihistu jaotamist [Решения ..., 1987]. Käesolevas töös käsitletakse Jõhvi ja Keila lademe stratigraafiat eelkõige lademesiseste ühikute praktilise rakendamise seisukohalt. Pakutakse litostratigraafilistest ühikutest sõltumatu kohalik lademesisese liigestuse skeem, mis osalt lähtub endistest vöödest. Töö põhineb autori koostatud paarikümne Põhja-Eesti puursüdamiku detailsel litoloogilisel kirjeldusel. Stratigraafiliste järelduste esitamisel on püütud lähtuda L. Põlma, L. Hintsu ja L. Sarve monograafias [Пылма и др., 1988] avaldatud hästiuuritud läbilõigetest (jn. 1).

Stratigraafilise liigestuse võimalused

Jõhvi ja Keila lademes on siiani kihistike piiritlemise aluseks olnud kindlate litoloogiliste tunnuste esinemine läbilõikes [Мяниль, 1958; Рызмусокс, 1970; Пылма и др., 1988], mis määrab nii iga stratooni mahu seal kui ka tema geograafilise leviku (s.o. ala, kus antud tunnused on jälgitavad). Kihistiku piirid on tihti diakroonsed, vastavalt litoloogiliste tunnuste fatsiaalsele nihkumisele ajas. Viimane nähtus on hästi jälgitav Keila lademes seal leiduvate markeerivate kihtide — K-bentoniitide — põhjal (vt. [Мяниль, 1958; Пылма и др., 1988]).

Mõnevõrra teistmoodi, eriti viimasel ajal, on liigestatud põlevkivi sisaldavat kihtkonda, s.o. Uhaku ja Kukruse ladet [Мяниль, 1984; 1986]. Nii on vastavalt Kõrgekalda ja Viivikonna kihistus

määratud kihistike piirid kindlate põlevkivikihtide kui litoloogiliste markeritega. Iga sellise kihi korrelatsioon laial alal Põhja-Eestis on kontrollitud mikropaleontoloogilise materjali alusel. Seetõttu on nende põhjal eraldatud kihistikud omandanud selgelt kronostratigraafilise sisu (nende piirid arvatakse isokroonseks). Need üksused on hästi kasutatavad põlevkivi sisaldava kihtkonna fatsiaalsel analüüsil, kuid pole otseselt rakendatavad sellest piirkonnast eemal asuvate läbilõigete liigestamisel. Omaette küsimuseks on nende stratoonide stratigraafiline kategooria. Kronostratigraafilise sisu tõttu ei tuleks neid nimetada kihistikeks, vaid vöödeks. Vöö mõiste kasutamist takistab siin siiski nende ühikute rakendatavuse geograafiline piiratus. Käesolevas töös nimetatakse sarnaseid kohalikke ühikuid terminiga *kihid*.

Jõhvi ja Keila ladet võib kukersiidikihitide esinemise ja sarnase fatsiaalse ehituse tõttu arvata ülnimetatud põlevkivikihtkonna koosseisu. Seepärast võib pidada põhjendatuks ka põlevkivikihtkonna liigestamise põhimõtete rakendamist nendes lademetes. Seda hõlbustab litoloogiliste markertasemete arvukas valik kompleksis: 1) K-bentoniidid (7 taset kahe lademe kohta); 2) kukersiitsed vahekihid (10 taset [Айнцаар, 1990]); 3) karbonaatsete tsükliitide piirid (katkestuspinnad või puhta lubjakivi vahekihid; vähemalt 30 taset). Nii on võimalik olemasolevaid kihistikke ja nende osi piiritleda nende ühikute stratotüüpses piirkonnas niisuguste litoloogiliste markeritega, mis võimaldavad neid korreleerida ulatuslikul alal. Sellised kohalikud stratoonid — kihid — on sisult kronostratigraafilised ja nende eraldamisel võib kasutada ka paleontoloogilist materjali.

Eraldades Jõhvi ja Keila lademes kronostratigraafilise sisuga allüksused, tekib ilmne vajadus defineerida igat stratooni vastava piiristatotüübiga nii, nagu on soovitatud ka lademe puhul [Rubel, 1991]. Lademe piiridega ühitvate kohalike ühikute, kihtide, piirid on siis määratud lademe stratotüübis (või piiristatotüübis).

Käsitletud põhimõttel eraldatud kihtide rakendatavus lademe alajaotusena on geograafiliselt enamasti laiem kui kihistikel. Arvestades ülaltoodud markereid peaksid niisugused kihid olema kirjeldatavad kogu Põhja-Eesti struktuur-fatsiaalses vööndis, täpsemini, sellel territooriumil, mida Ida-Euroopa platvormi üldskeemil nimetatakse Põhja-Eestiks ja Leningradi oblasti lääneosaks [Решение ..., 1987]. Suuri raskusi tekib küll väga kondenseeritud läbilõigete puhul, nagu Jõhvi lade Lääne-Eesti saartel.

Kõigest ülalöeldust lähtudes täidavad kirjeldatavad kihid lademe alajaotuse, s.o. vööde funktsiooni. Segaduste vältimiseks peaksid need kihid kandma olemasolevatest kihistikest erinevaid nimesid. Nii säilib võimalus kasutada litostratigraafilist skeemi paralleelselt kronostratigraafilisega. Kirjeldatud kihtide indeksis võib analoogiliselt Uhaku ja Kukruse lademe kihistikega [Мяньиль, 1986] kasutada

vormi, kus lademe indeksile järgneb ühiku suur algustäht, näiteks D_{II}R — Ristna kihid.

Alljärgnevalt kirjeldatakse Jõhvi ja Keila lademe võimaliku kronostratigraafilist liigestust Põhja-Eestis (tabel). Litoloogiliste markerasemete leviku näiteks läbilõikes on Keila-lähedase puuraugu nr. 133 tulp (jn. 2).

Tabel

Jõhvi ja Keila lademe stratigraafiline skeem Põhja-Eestis

lade	kihistud ja kihistikud [Пылма и др., 1988]		kihid (käesolevas töös)
Keila D _{II}	Vasa- lemma	Lehtmetsa	ülemised (Saue)
		Saue	
	Keila	Pääsküla	Lilli
		Kurtna	Kehra Ristna
Jõhvi D _I	Jõhvi	Madise	Vanamõisa
		Pagari	
		Aluvere	alumised (Aluvere)

Jõhvi lade (D_I)

Lademele vastav Jõhvi kihistu jaguneb kolmeks: Aluvere, Pagari ja Madise kihistikuks, mida on edukalt eraldatud nii Ida- kui Lääne-Eestis [Пылма и др., 1988]. Selle kolmikliigestuse aluseks on kivimite savikus — merglirikas Pagari kihistik eraldab all ja ülal olevaid karbonaatsemaid kihistikke. Jõhvi lade on kogu Baltoskandia litoloogiliselt üks paremini identifitseeritavamaid lademeid, kuna nii tema ülemine kui alumine piir on tõmmatud kahe markantse K-bentoniidi järgi (vastavalt b- ja d-bentoniidid [Юргенсон, 1958]) ning lade jagab pooleks õhuke c-bentoniidi kiht.

Jõhvi lademes on püütud palcontoloogiliste andmete alusel eraldada kahte, Aluvere ja Vanamõisa vööd [Jaanusson, 1945; Männil, 1950]. R. Männili kirjeldustest selgub, et Vanamõisa vöö hõlmas hilisema Madise kihistu ja Aluvere vöö ülejäänud osa lademest. Arvestades markerkihtide levikut Jõhvi lademes tundub kõige otstarbekam olevat lademe liigestamine kaheks enamvähem võrdseks osaks c-bentoniidi järgi. Seda lademesisest piiri tõstab esile ka L. Hints brahhiopoodide leviku alusel [Хинтс, 1979]. Kirjeldatud üksused

kannavad käesolevas töös nimetusi, vastavalt: alumised (Aluvere) kihid ja Vanamõisa kihid.

Põhja-Eestis väheneb Jõhvi lademe paksus järsult edela suunas (kuni 10 korda). Kivimite savikus muutub Jõhvi lademes tsükliliselt. Lademe ülemine pool on väga selge tsüklilise ehitusega, alumisele poolele on iseloomulikum ühtlasem savisisaldus. Bentonitiseid vakehihte on Jõhvi lademes kuni kolm ja õhukesti kukersiitseid kihte vähemalt viis.

Alumised (Aluvere) kihid (D_IA)

Jõhvi lademe alumise poole moodustavad Aluvere kihistik ja pool Pagari kihistikust ning ta koosneb erineva savikusega lainjas-kihiliste merglikelmetega lubjakivist. L. Põlma on lugenud Pagari puursüdamiku Aluvere kihistikus 8 savikama ja puhtama lubjakivi paari, mida on aga raske jälgida laiemal ajal [Пылма и др., 1988]. Erandiks on kihistiku ülemiseks piiriks peetud hästi väljakujunenud õhuke tsükliit, mis võib lõppeda katkestuspinnaga (I tsükliit joonisel 2). Pagari kihistiku alumine pool on arvatud üheks tsükliidiks (II). Aluvere kihistiku allosas on tsükliitide piirideks paljudes läbilõigetes seeria nõrku katkestuspindu (kuni 5). Ida-Virumaa avamuselähedastes läbilõigetes on Aluvere kihistiku alumises pooles üks kukersiitne tase (40. kiht [Айнсаар, 1990]). Pagari kihistikus, c-bentoniidist 10–30 cm allpool asub Lääne-Eestis üks bentoniitne merglikelme vilkudega. Jõhvi lademe alumiste kihtide paksus kõigub Ida-Eestis 3,4–7,4 m ja Lääne-Eestis 0,4?–5,7 m piires, vähenedes edela suunas. Kihistiku alumine piir on määratud Jõhvi lademe alumise piiriga viimase hüpostratotüübis Pagari puursüdamikus (sügavusel 37,25 m [Пылма и др., 1988] ja lektostratotüübis Kāmbemāe paemurrus, parimaks piiripaljandiks on Aluvere paemurd.

Vanamõisa kihid (D_IV)

Jõhvi lademe ülemise poole moodustavad Madise kihistik ja Pagari kihistiku ülemine pool. Vanamõisa kihid koosnevad kolmest tervest mergli-lubjakivi tsükliidist ja kahe tsükliidi poolest (II–VI), mis Loode-Eestis sisaldavad kõik oma ülemises karbonaatses osas õhukest põlevkivikihti (41.–45. kiht, viimane neist Keila lademe Ristna kihtides [Айнсаар, 1990]). Üksikuid katkestuspindu on täheldatud vaid Hiiumaa läbilõigetes, mujal need puuduvad. Vanamõisa kihtide paksus Ida-Eestis on 1,2–3,7 m ja Lääne-Eestis 0,4–7,6 m. Jõhvi lademe kahe alajaotuse piiri stratotüüp on ilmselt otstarbekas määrata Loode-Eestis, kus lade esineb oma maksimaalpaksuses ja seda piiri tähistav c-bentonit on hästi välja kujunenud. Uuritud

ja avaldatud läbilõigetest sobiks selleks Keila puursüdamik 20,5 m sügavusel, kuna seal on määratud ka Keila lade oma alumise piiriga [Пылма и др., 1988].

Keila lade (D_{II})

Keila lademe liigestamise erisuguseid variante on kujutatud joonisel 3. Lademe stratigraafias on olulised kaks K-bentoniidi kihti: "d" ja "e" [Юргенсов, 1958]. Neist esimene, Eesti kõige paksem bentoniit, on lademe alumiseks piiriks ja teine on olnud kahe vöö piiriks. Keila lademe kolmikliigestus pärineb V. Jaanussonilt [1945], kes eraldas Ristna, Pääsküla ja Saue kihid (tänapäeval Kurtna, Pääsküla ja Saue kihistik). R. Männil [1950] lisas sellele skeemile lademe vöölise kaksikliigestuse (jn. 3A): Ristna ja Pääsküla (hiljem Laagri) vöö, millest viimane jagunes kolmeks alamvööks.

Keila lademe kihistikuline liigestus põhineb Loode-Eesti läbilõikeil, kus lademe keskel levib kollaka varjundiga puhas lubjakivi, eraldades all ja ülal asuvaid savikaid kihte. Selline puhtam lubjakivi (Pääsküla kihid [Jaanusson, 1945; Мянниль, 1958] lasub Pääsküla kõvikul vahetult lademesisese e-bentoniidi peal, lõuna- ja idapoolsetes puursüdamikes aga algab mitu meetrit kõrgemal. Lähtudes stratotüüpselt Pääsküla läbilõikest, tuleks Pääsküla kihistiku alumiseks piiriks pidada e-bentoniiti. Uurides Keila lademe läbilõikeid stratotüüpsel alal laiemalt leidis L. Põlma põhjendatud olevat viia Kurtna ja Pääsküla kihistiku vaheline piir Loode-Eestis 4,8–7,0 m e-bentoniidist kõrgemale [Пылма и др., 1988], esitades seega Pääsküla kihistiku piiridele samavanuselise nõude, kuigi piiratud territooriumil (jn. 3B). Saadud tulemus kattub küllalt suurel alal R. Männili ülalkirjeldatud alamvöölise liigestusega. Ka käesolevas töös lähtutakse lademe liigestamisel nendest piiridest kui litoloogiliselt laial alal kõige rohkem põhjendatutest, kuid kasutatakse R. Männili pakutud stratoonide nimetusi. Korreleerides Loode-Eestis kirjeldatud piire markerite abil üle kogu Põhja-Eesti, õnnestub liigestada Keila ladet ka Ida-Eestis ja Hiiumaal ning mõnda üksust (Ristna kihid) jälgida kogu Baltoskandias.

Ristna kihid (D_{II}R)

Ristna kihid paiknevad läbilõikeis d- ja e-bentoniidi vahel, koosnedes Kurtna kihistiku alumise poole erineva savikusega lubjakivist ja merglist. Nendes kihitidesse kuulub kas tervenisti või poolikuna viis hästi väljakujunenud tsükliiti (VI-X; vt. jn. 2.), mis kõik sisaldavad oma ülemises karbonaatses osas kuni 10 cm pakust põlevkivikihti (45.–49. kiht, viimane neist ülalpool e-bentoniiti

[Айнсаар, 1990]). Nõrgad katkestuspinnad mõne tsükliidi piiril levivad vaid väga kitsal alal Loode-Eestis. Ristna kihtide paksus on Ida-Eestis 1,9–4,2 m, Lääne-Eestis 1,0–6,9 m ja Hiiumaal 0,7–2,6 m. Ristna kihtide alumine piir on määratud Keila lademe piiriga Keila puursüdamikus (12,90 m; [Пылма и др., 1988]).

Kehra kihid (D_{IIK})

Kehra kihid esindavad Kurtna kihistiku ülemist poolt ja on kivimiliselt sarnased lamavate kihtidega. Ka need kihid hõlmavad tervena või osaliselt viit tsükliiti (X–XIV), millest ülemine on teistest paksem ja ebaselgem. Kukersiitne kiht (49.) on jälgitav vaid kõige alumise, X tsükliidi ülaosas Loode-Eestis. Samas esineb ka katkestuspindu mõne tsükliidi piiril. Lääne-Eestis levib e-bentoniidist 0,2–1,0 m kõrgemal bentoniitne merglikelmete tase vilkudega [Айнсаар, 1990]. Kehra kihtide paksus on Ida-Eestis 2,1–4,5 m, Lääne-Eestis 2,0–9,3 m ja Hiiumaal 0,7–4,9 m, vähenedes lõuna suunas. Kihtide alumiseks piiriks on e-bentoniit, parima paljandiga Ristna neemel. See paljand sobiks ka piiristratotüübiks, sest süin on nähtav veel ülalkirjeldatud bentoniitne tase e-bentoniidist kõrgemal ja üks põlevkivikiht (48.). Kehra paljandid pole säilinud, kuid mitte kaugel asuva Lilli end. paemurru järgi on kõrgussuhteid arvestades ilmne, et Kurtna kihistiku ülemine osa avaneb seal.

Lilli kihid (D_{III}L)

Lilli kihtidele vastab Loode-Eestis Pääsküla kihistik nõrgalt savika, tombulist materjali sisaldava mitme katkestuspinnaga lubjakiviga ning Ida-Eestis savikama Kurtna kihistiku ülemine osa. Nendes kihtides puuduvad bentoniidid ja kukersiitsed kihid. Lilli kihid koosnevad mitmest üsna hästi jälgitavast tsükliidist (täpsem kirjeldus vt.: [Айнсаар, 1991]). Lilli kihtide paksus on Ida-Eestis 4,4–6,4 m, Lääne-Eestis 4,2–8,7 m ja Hiiumaal 4,1–10,3 m, vähenedes lõuna suunas.

Pääsküla kihistiku alumine piir on määratud L. Põlma järgi Keila lademe hüpostratotüübis Keila puursüdamikus (1,80 m) ja Keila paljandis (kihistiku hüpostratotüüp [Пылма и др., 1988]), mis oleks ühtlasi Lilli kihtide alumise piiri stratotüübiks. R. Männil on oma käsikirjalises töös [1950] võtnud Lilli nimetuse kasutusele Kehra-lähedase Lilli kinnikasvanud paemurru järgi. Kontrollimisel 1991. a. selgus, et Lilli vana paemurdu läbivas ajutises kraavis võis näha 1,4m läbilõiget, millest 1,2 m on Pääsküla kihistiku alumine, kõige puhtamast lubjakivist veerand [vt. Ainsaar, 1991] ja 0,2 m tõenäoliselt Kurtna kihistiku ülemine osa. Paljandi stratigraafi-

lise asendi määrab ühelt poolt Pääsküla kihistikule tüüpiline puhas, paksu- või keskmisekihiline, raudoksiidsete ussikäikudega lubjakivi, teiselt poolt *Baltocrinus hrevicaensis*'e (Yelt.) varrelülid, mida leidub vaid Pääsküla kihistiku (ja Lilli kihtide) alumises veerandis ja allpool. Lilli tüüppaljandi stratigraafiline asend ja lademe liigestamine Loode-Eesti läbilõigetes R. Männili töös lubavad meil kasutada tema alamvööde nimetusi siinkirjeldatud mahus, s.t. kihistike stratotüüpsete piiride järgi.

Ülemised (Saue) kihid (D_{II}S)

Keila lademe ülemised kihid hõlmavad Loode-Eestis Saue ja Lehtmetsa kihistiku ning Vasalemma kihistu keila vanusega poole, Ida-Eestis ka Kurtna kihistu Lilli kihtide pealse osa. Saue kihistik koosneb erineva savikusega lubjakivist ja merglist, kihistiku alumine osa sisaldab kohati üsna puhast lubjakivi. Saue kihistik on paljudes läbilõigetes jaotunud selge bentoniitse kihiga kaheks pooleks [Пылма и др., 1988], kus alumises pooles on jälgitavad kaks ebaselget tsükliiti. Keila lademe kõige ülemised meetrid on kogu Põhja-Eestis väga savikad, mis on andnud L. Põlmale jt. põhjuse eraldada iseseisev Lehtmetsa kihistik [Пылма и др., 1988]. Saue kihistiku vanuseliseks analoogiks on kitsal alal Loode-Eestis Vasalemma kihistu alumine osa. Lademe ülemisel piiril on Põhja-Eestis settelünk ja seda piiri ei saa kasutada isokroonina. Lademe ülemiste (Saue) kihtide kogupaksus on Ida-Eestis 2,5–4,2 m (Narva jõe taga kuni 7 m) ja Lääne-Eestis 3,5–10? m.

Saue kihistiku hüpostratotüübiks on pakutud Munalaskme puursüdamikku [Рыльмусокс, 1970]. Siinkirjeldatud kihtide alumise piiri stratotüübiks võiks siiski olla paremas seisus olev Saku 1098A puursüdamik sügavusel 16,50 m, kuna see on geograafiliselt väga lähedal nii Saue leктоstratotüübile kui ka Pääsküla kõvikule (vt. [Пылма и др., 1988]). Selles puursüdamikus on hästi välja tulnud kihistikusisene K-bentoniit, mille järgi saab kontrollida korrelatsiooni õigsust.

Kokkuvõte

Põhja-Eesti keskordoviitsiumis on kogu põlevkivikihtkonnas (C_{Ic}-D_{II}) võimalik rakendada lademete kronostratigraafilist kihtideks jaotust. Määrates nende alajaotuste piirid sobivatele litoloogilistele markertasetetele, võime neid piire jälgida kogu Põhja-Eestis. Iga selline üksus on sobiv alus detailsetele fatsiaalsetele skeemidele ja vastavate keskmiste lademesiseste settimiskiiruste näitamiseks. Põhimõtteliselt nõuab selliste kronostratootoonide rakendamine kontrolli paleontoloogilisel materjalil.

Autor on tänulik Kuldev Ploomile, Kalle Suurojale ja teistele Eesti Geoloogiakeskuse ja TA Geoloogia Instituudi töötajatele, kes võimaldasid uurida oma käsutuses olevat puurmaterjali, samuti Dr. Madis Rubelile, kes tegi käsikirjas hulgaliselt vajalikke märkusi ja parandusi.

KIRJANDUS

- Ainsaar, L., 1991. Settetsüklite kasutamine karbonaatsete läbilõigete detailsel korrelatsioonil Pääsküla kihistiku (D_{II}P) näitel Põhja-Eestis. Rmt.: TÜ toimetised, Vihik 934, lk. 3–12.
- Jaansson, V., 1945. Über die Stratigraphie der Viru- resp. Chasmops-Serie in Estland. In: Geol. Fören. Stockholm Förhandl., vol. 67, H. 2, S. 212–224.
- Männil, R., 1950. Materjale Viru ja Harju seeria pürlademete (D_I–E) stratigraafiast. Tallinn. (Käsikiri Eesti TA Arhüvis.)
- Rubel, M. 1991. Kuidas defineerida ladet. Rmt.: Eesti geoloogiline ehitus ja maavarad: sümpoosiumi materjalid: Eesti geoloogide esimene ülemaailmne kokkutulek, Tallinn — Lohusalu 9–14.09.1991. Tallinn, lk. 33–34.
- Айнсаар, Л., 1990. О кукерситовых слоях в Йыхвиском и кейласком горизонтах Эстонии. В кн.: Уч. зап. Тарт. ун-та, вып. 885, с. 95–108.
- Мянииль, Р., 1958. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D_I, ордовик) в Эстонии. Rmt.: Eesti NSV TA Toimetised. Tehn. ja Füüs.-mat. teaduste seeria, VII kd., nr. 3, lk. 235–246.
- Мянииль, Р., 1984. О стратиграфической схеме расчленения кукрузского горизонта в стратонепической области. Rmt.: Eesti NSV TA Toimetised. Geoloogia, 33. kd., nr. 2, lk. 46–54.
- Мянииль, Р., 1986. Стратиграфия кукерситоносных отложений С_IВ–С_{III}. В кн.: Строение с ланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев — кукерситов. Tallinn, с. 12–24.
- Пылма, Л., Сарв, Л., Хинтс, Л., 1988. Литология и фауна типовых разрезов карадокского яруса в Северной Эстонии. Tallinn, 101 с.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики, 1976 г., 1978. Ленинград, 84 с.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы 1984 г. с региональными стратиграфическими схемами, 1987. Ленинград, 115 с.
- Рызмусожс, А., 1970. Стратиграфия вируской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. Tallinn, ч. I, 346 с.
- Хинтс, Л., 1979. Новые данные о распространении брахиопод в Йыхвиском горизонте Северной Эстонии. Rmt.: Eesti NSV TA Toimetised. Geoloogia, 30. kd., nr. 3, lk. 94–99.

ON THE STRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF THE JÕHVI AND KEILA REGIONAL STAGES IN NORTH ESTONIA

Leho Ainsaar

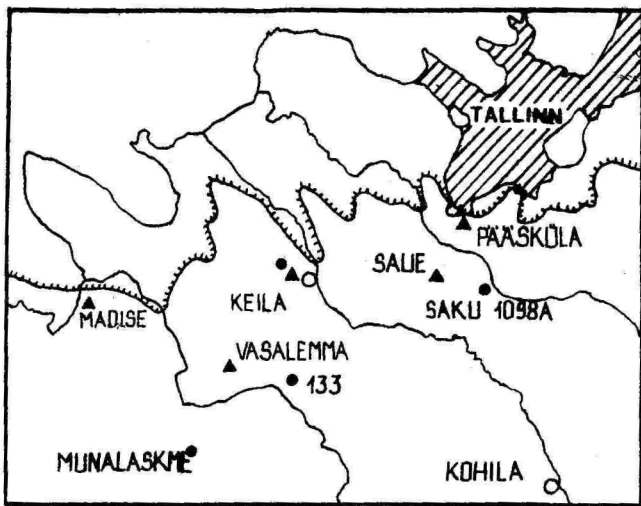
Summary

The stratigraphical scheme of the Jõhvi and Keila stages is discussed. In the practical use, the local lithostratigraphical units (formations and members) are considered as the subdivisions of the stage. The Jõhvi Formation (corresponds to the Jõhvi Stage) is traditionally subdivided into three members and the Keila Formation (Keila Stage) into three or four members. The boundaries of the members are often diachronous, corresponding to the facial changes in the carbonate lithology (Fig. 3.A, B).

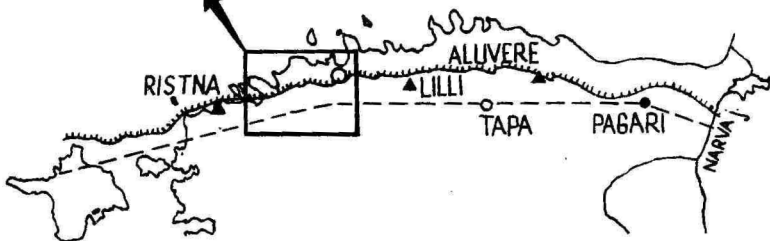
Another possibility to subdivide these stages is discussed in this paper. The chronostratigraphical units, *beds*, based partly on the members in the stratotype area, are considered here as subdivisions (substages) of the regional stage in the limited territory (North-Estonian Confacies Belt; Fig. 3.C). Such practice was used in the Uhaku and Kukruse stages by R. Männil et al., where these units are continuously named as members. The boundaries of the beds (or members in the Uhaku and Kukruse stages) are described and traced laterally by lithological marker beds and they are approximately isochronous. Good key beds in the Jõhvi and Keila stages are K-bentonites (7 beds in two stages), kukersite seams (10 beds) and carbonate cyclites (about 30 cyclites; Fig. 2). Two beds in the Jõhvi Stage and four in the Keila Stage, bearing the names from R. Männil's earlier scheme, are described by such principles. A boundary stratotype is determined for every boundary of these beds in well-known boring cores, if possible in the stratotype of the stage or members or in the vicinity of them. A corresponding index-system for the established units is outlined. It is useful to name such chronostratigraphical units in several Middle Ordovician stages as *beds* (or *substage*) instead of *member*. These beds can be easily used in litho- and biofacial researches. It is useful to accept the biostratigraphical data in the correlation of these units.

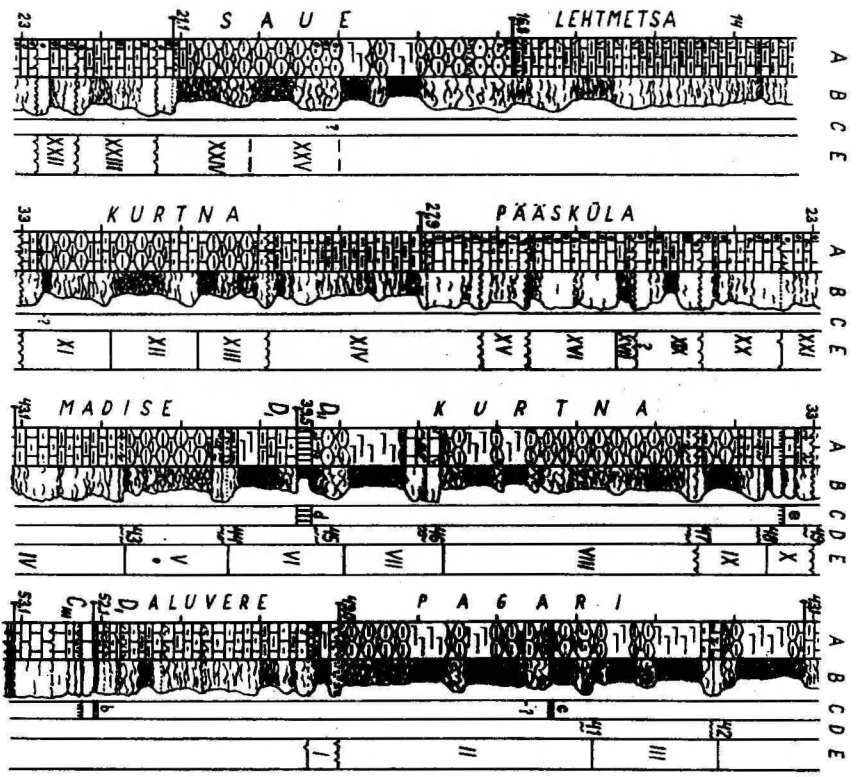
Joonised

- Jn. 1. Puuraukude ja paljandite asendi skeem: 1 — puurauk, 2 — paljand, 3 — Jõhvi-Keila kompleksi levila põhjapüür, 4 — profiil joonisel 3.
- Jn. 2. Litoloogilised markerkihid Jõhvi ja Keila lademes puursüdamikus nr 133: A — kivimi koostis: 1 — puhas lubjakivi, 2 — tombulist materjali sisaldav karpliku murdega lubjakivi, 3 — nõrgalt savikas lubjakivi, 4 — keskmiselt või tugevalt savikas lubjakivi, 5 — mergel, 6 — muguljas tekstuur, 7 - K-bentoniidi kiht, 8 — kukersüit, 9 — katkestuspind, 10 — püriitse detriidi kuhje. B — kivimi tekstuur; must — mergel, valge — lubjakivi; läbilõike kõver näitab kivimi suhtelist savikust. C — K-bentoniidi kihid; indeksid: [Юргенсон, 1958]. D — kukersüütsed tasemed [Атусаар, 1990]. E — karbonaatsed tsükliidid. b-, c-, d- ja e-bentoniidid püritlevad alumisi (Aluvere), Vanamõisa, Ristna ja Kehra kihte; Lilli kihtidele vastab Pääsküla ja ülemistele (Saue) kihtidele Saue ning Lehtmetsa kihistikud.
- Jn. 3. Keila lademe liigestamine lääne-idasuunalisel profiilil (vt. jn. 1) kujutatuna kivimite vanuse järgi (vertikaaltelg): A — R. Männili järgi [Männil, 1950; Мянвил, 1958]; B — L. Põlma jt. järgi [Полма и др., 1988]; C — käesolevas töös. Tingmargid: 1 — kihistike ja kihtide püürid koos nimetustega, 2 — end. vööde ja alamvööde püürid, 3 — K-bentoniidi kihid. Lühendid: S. — Saue, L. — Lehtmetsa, V. — Vasalemma kihistu, v. — vöö, a.-v. — alamvöö, f. — faatsies.

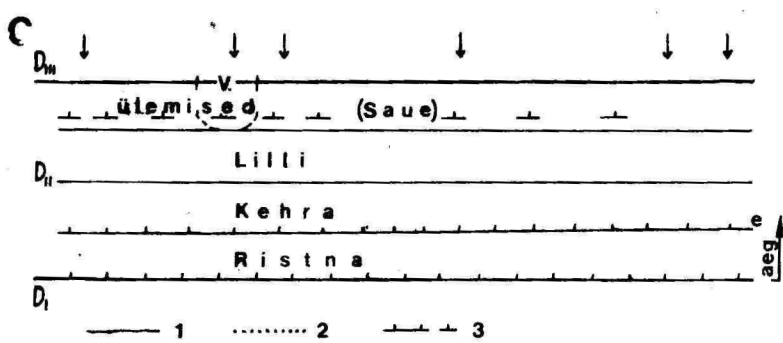
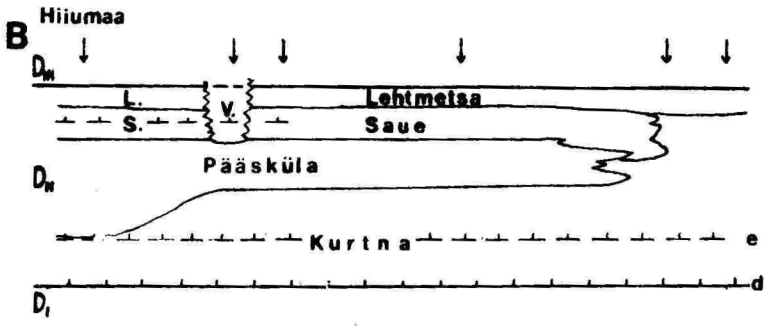
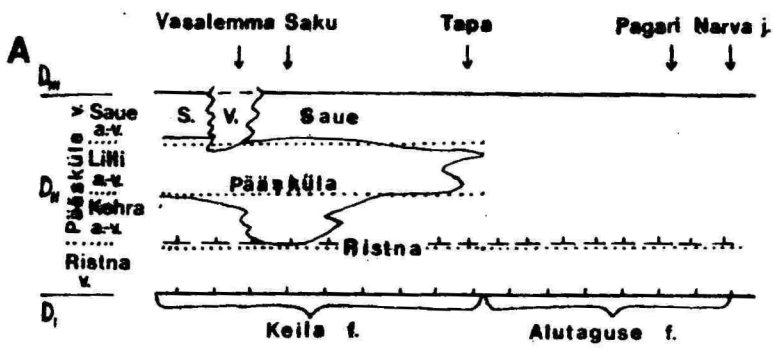


- 1
- ▲ 2
- ⊙ 3
- - 4





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10



PIRGU LADE KESK-EESTI IDAOSAS

Asta Oraspõld, Ain Põldvere

Erineva mõõtavalise geoloogilise kaardistamise käigus on kogunenud rohkesti faktilist andmestikku Pirgu lademe kohta. Paraku on enamik läbitöötatud materjale vormistatud käsikirjaliste aruanetena, publitseeritud on tunduvalt vähem. Senini trükis ilmunud töodes on rohkem tähelepanu pööratud lademe paleontoloogilisele ja litoloogilisele ilmele Lääne-Eestis või Lõuna-Eestis, kuid Kesk-Eesti idaosast on informatsiooni tunduvalt vähem, kuigi paljude aastate jooksul on arvukalt puurimisandmeid kogunenud ka selle ala kohta. Seetõttu on käesoleva artikli autorid seadnud endale ülesandeks, vähemalt osaliselt, neid andmeid üldistada ja publitseerida. Arvestatud on põhiliselt neid puursüdamikke, milles karbonaatkivimite primaarne koostis on enam-vähem säilinud ning pole allunud dolomiidistumisele. Tuli arvestada ka sellega, et eri ajal puuritud puuraugud on kirjeldatud erisuguse detailsusega: mikrolitoloogilisi uurimusi on tehtud vaid mõnes puursüdamikus (Aiamaa, Kahala-II, Koksvere, Palamuse, Torma (730)), valdava osa puuraukude kirjeldused baseeruvad peamiselt aga makrolitoloogilisel uurimistööl.

Käesolev artikkel on koostatud peamiselt 13 puuraugu uurimisandmetel (profiilidel A-B, C-D ja E-F, jn. 1), ühel või teisel määral on arvestatud ka teistest puuraukudest saadud andmeid.

Lademe alumiseks püriks Põhja-Eestis on Arvo Rõõmusoksa järgi [Рыльмусокк, 1962; Rõõmusoks, 1983] Kõrgessaare ja Moe kihistu vaheline püir. Moe kihistule on iseloomulikud pruunikashallid, selgelt piiritletavaid pruunikaid korrapäratuid mergli vahekihte sisaldavad lubjakivid, milles tasemeti (eriti allosas) on massiliselt *Dasyoporella?* (*Paleoporella?*) fossiilide fragmente. Viimaste olemasolu on olnud ka põhiliseks alumise püiri määramise kriteeriumiks. Paraku ei leidu vetikate jäänuseid Moe kihistu alumistes kihtides pidevalt ning samuti pole kivimi litoloogiline ilme (eriti pruunikas värvus) püsiv, mistõttu võib tekkida raskusi Kõrgessaare ja Moe kihistu ning seega Pirgu lademe alumise püiri asendi fikseerimisel, eriti Kesk-Eestis, kus nii Kõrgessaare kui ka Moe kihistu lubjakivid on mõneti suurema savimaterjali sisaldusega ja värvuselt hallid. Veelgi keerulisem on alumise püiri määramine Kesk-Eesti idaosas, kus Vormsi lade on esindatud Tudulinna kihistuga ja Pirgu lademe allosas esineb Tootsi kihistu (Koksvere ja Palamuse puurauk), mis

on samuti uleminekuvööndi idaosas savikam. Samuti võib mõlema kihistu kivimeis olla glaukoniiditeri ja violetseid laike [Ораспыльд, Кала, 1982; Ораспыльд. 1982]. Tihti on puursüdami ke paleontoloogiline uuritus ebapiisav, mistõttu lademe piiride määramisel on tulnud toetuda vaid litoloogilistele tunnustele, millest johtuvalt Pirgu lademe alumise piiri asendi määrang puurprofiilides ei pruugi alati õigel tasemel olla. Viimasest annab ilmselt mõnevõrra tunnistust ka lademe paksuse kõikumine suhteliselt lähedastes puuraukudes.

Lademe ülemise piiri asend on kõigis struktuurilis-fatsiaalsetes vööndites ebaselge ja diskussiooniline. Regionaalse stratigraafilise skeemi järgi [Решения ...1987] on Adila ja Arina kihistu vaheline piir ka Pirgu ja Porkuni lademe vaheliseks piiriks. Nimetatud skeemi järgi on Arina kihistu basaalne osa — Rõa kihistik arvatud Porkuni lademesse, mille mõned uurijad (A. Rõõmusoks jt.) on ka Pirgu lademesse kuuluvaks lugenud. Kesk-Eestis, sama regionaalse stratigraafilise skeemi järgi, on Pirgu lademe ülemine piir asetatud Aiamaa kihistu (= Kabala kihistu) alla. Kahjuks pole paleontoloogidel senini õnnestunud veenvalt tõestada Kabala kihistu Porkuni lademesse kuuluvust, kuigi mikropaleontoloog Jaak Nõlvak on selle probleemi uurimisele palju tähelepanu pööranud. Käesolevas artiklis on Kabala kihistut käsitletud Pirgu lademesse, Rõa kihistikku aga Porkuni lademesse kuuluvana.

Pirgu lademe paksus Eesti territooriumil varieerub, saavutades maksimaalse paksuse kitsas laiuti kulgevas vööndis Kesk-Eestis [Rõõmusoks, 1983]. Avamuse-lähedastes puuraukudes on paksus 40 m lähedal, kuid Kesk-Eesti idaosas, Koeru-Avinurme joonel, ulatub see juba 50 m-ni (jn. 1.) ning Põltsamaa-Palamuse joonel saavutab lade maksimaalse paksuse (70 m). Sealt edasi lõunnasse hakkab lademe paksus uuesti vähenema. Konkreetsema pildi paksuse muutumisest ja varieeruvusest artiklis käsitletaval alal saab tabelite 1–3 põhjal.

Tabel 1

Pirgu lademe ja kihistute paksus profiilil A–B

	Puurauk	709	Kahala-II	Aiamaa	Koksvere
Lademe paksus, m	38,9	53,5	57,1	69,8	
Kihistute paksus, m	Kabala	-	0,7	1,6	3,8
	Adila	13,0	8,7	9,3	4,7
	Oostriku	-	10,2	6,8	29,1
	Halliku	-	10,9	3,1	19,5
	Moe	25,9	23,0	36,3	-
	Tootsi	-	-	-	12,7

Kui põhja-lõunasuunalistel profiilidel (jn. 1 ning tabel 1 ja 2) lademe paksus põhjast lõunasse seaduspäraselt suureneb, siis lääne-idasuunalisel profiilil (tabel 3) kindlat seaduspära paksuse muutumises pole.

Tabel 2

Pirgu lademe ja kihistute paksus profiilil C-D

	Puurauk	723	743	Torma (730)	Palamuse
Lademe paksus, m	55,0	61,4		61,2	63,3
Kihistute paksus, m	Kabala	-	-	-	-
	Adila	6,5	8,0	8,7	14,5
	Oostriku	9,3	12,0	23,0	11,9
	Halliku	6,2	13,5	14,0	17,0
	Moe	33,0	27,9	-	-
	Tootsi	-	-	15,5	19,9

Tabel 3

Pirgu lademe ja kihistute paksus profiilil E-F

	Puurauk	Kahala-II	700	708	722	726	758
Lademe paksus, m	53,5	59,3	53,2	51,9	60,5		31,0
Kihistute paksus, m	Kabala	0,7	1,8	2,3	1,0	0,5	-
	Adila	8,7	9,0	4,7	14,7	10,5	-
	Oostriku	10,2	5,3	14,2	-	17,7	9,5
							ebataäielik
	Halliku	10,9	3,3	9,8	-	19,9	18,5
	Moe	23,0	39,9	22,2	36,2	11,9	13,0
	Tootsi	-	-	-	-	-	-

Artiklis vaadeldav piirkond kuulub põhiliselt struktuurilis-fatsiaalsesse üleminekuvööndisse, kuid mõne puuraugu läbilõiked annavad tunnistust ka põhjavööndi ääreala olemasolust. Arvestades Pirgu lademe litoloogilist eripära erinevates struktuurilis-fatsiaalsetes vööndites, on J. Nõlvak [Нёлвак, 1984] eraldanud 5 läbilõiketüüpi, millest vaadeldaval alal on eraldatavad 3 tüüpi (I-III). I läbilõiketüübi puhul koosneb Pirgu lade Moe ja Adila kihistust (Põhja-Eesti struktuurilis-fatsiaalne vöönd). Sellisena on lade kujunenud puuraukudes nr 709 (jn. 4, profiil A-B) ja nr. 722 (jn. 6, profiil E-F).

II läbilõiketüübi puhul on lademe litostratigraafiline ehitus keerulisem, koosnedes Moe, Halliku, Oostriku, Adila ja Kabala kihistust. Nimetatud läbilõiketüüp on iseloomulik üleminekuvööndile ja seega ka vaadeldavale alale (Kahala-II ja Äiamaa puurauk profiilil A-B; nr. 725 ja 743 profiilil C-D, (jn. 5); nr. 700, 708, 726 ja 758 profiilil E-F).

III läbilõiketüüp on eraldatav üleminekuvööndi lõunapoolsemas osas — Koksvere, Torma (730) ja Palamuse puuraugus (profiilidel A-B või C-D), koosnedes Tootsi, Halliku, Oostriku, Adila ja Kabala kihistust.

Üleminekuvööndile on vaadeldaval alal kõige iseloomulikumat Tootsi, Halliku ja Oostriku kihistud. Tootsi kihistu on litoloogiliselt üleminekuline põhjavööndile tüüpilise Moe kihistu ja keskvvööndile iseloomuliku punavärvilise Jonstorpi kihistu vahel. Kuigi Moe kihistu on tüüpiline põhjavööndile, esineb ta ühel või teisel määral ka üleminekuvööndis, sõltudes Halliku kihistu levikust ja selle paksusest. Meile tundub, et vaadeldaval alal sõltub Halliku kihistu olemasolust ka Oostriku kihistu eraldamise võimalikkus, sest vastasel juhul oleks tegemist vaid nn. laia Moe kihistuga ja tunduvalt suuremas paksuses. Halliku kihistu paksuse jaotumus on väga keerukas (jn. 2), samuti kihistu levik lääne ja põhja suunas üksikute keeltena. Sama kehtib enam-vähem ka Oostriku kihistu kohta (jn. 3). Kahjuks pole vaadeldav ala ühtlaselt puuraukudega kaetud, mistõttu lõunapoolsemas osas on kihistute samapaksusjooni märgatavalt raskem eraldada. Halliku ja Oostriku kihistu paksuste suur varieeruvus tuleb hästi välja ka A-B, C-D ja E-F profiilidel toodud puuraukude läbilõigetes.

Moe kihistu on eraldatav I-II läbilõiketüübis. Kihistu koosneb hallist või pruunikashallist pisi- kuni mikrokristallilisest detriidilis-mikriidilisest või mikriidilis-detriidilisest [Loog, Oraspõld, 1982], kohati savikast lubjakivist. Tekstuur on valdavalt muguljas või poolmuguljas, kohati lainjaskihiline (nt. profiilil E-F). Muguljas tekstuur on tingitud korrapäratutest tumehallidest või pruunikashallidest lubimergli vahekihtidest (paksus valdavalt 0,5–1 cm) või kelmetest. Lubimergli või tugevasti savika lubjakivi kihtide paksus suureneb idapoolsemates puuraukudes (vt. profiili C-D). Mergli vahekihtide ja kelmete esinemissagedus võib kõikuda ka ühe ja sama puurläbilõike piires. Organismide skeletijäänused esinevad enamasti peendetriidina (suurus alla 1,0 mm), kuid varieeruva sagedusega leidub ka jämedetriiti (suurus üle 1 mm). Kuna kõiki puursüdamikke ei ole detailselt uuritud, siis pole detriidi hulgast, jaotumusest ja koostisest Moe kihistus vaadeldaval alal vajalikku ülevaadet (õeldu on maksev ka teiste kihistute kohta). Esitatud pilt baseerub vaid mõne puursüdamiku detailsemal uurimisel (Kahala-II, Äiamaa). Võib siiski arvata, et see teistes puursüdamikes olevast nimetamisväärselt ei erine. Det-

riidi hulk kihistu vertikaalläbilõikes varieerub, samuti koostis. Kõige püsivamalt leidub okasnahksete skeletijäänuseid. Ebaühtlasemalt on ostrakoodide, brahhiopoodide, sammalloomade ja trilobiitide detriiti. Eriti muutlik on vetikate (*Vermiporella*, *Dasyporella?* (*Paleoporella?*)) jäänuste sisaldus. Rohkem on dasyporellade (?) jämedetriiti kihistu allosas, kuid mitte kõikides puuraukudes. Dasyporellade (?) jämedetriiti, ca 5–10 cm paksuste vahekihtidena, leidub veel kihistu erinevatel tasemetel.

Kihistusiseseid katkestuspindu on käsitletavas piirkonnas suhteliselt harva, välja arvatud puuraugud nr. 700, 708, 722 ja 726 profiilil E–F (jn. 6).

Nagu juba eespool märgitud, esineb Tootsi kihistu III tüübi läbilõigetes ala lõunaosas. Ala idaosas on kihistu põhjapoolsem levila kindlaks tehtud puuraugus nr. 727 (kihistu paksus alla 12 m) ja Torma puuraugus (kihistu paksus 15,5 m). Edasi põhja suunas asendub arvatavasti kihistu kivim kiiresti Moe kihistule iseloomuliku kivimiga. Palamuse puurprofiilis on olnud üsna suuri raskusi Tootsi kihistu piiride määramisega, sest nii Vormsi lademe kui Pirgu lademe alumise poole karbonaatkivimid (valdavalt lubimerglid) sisaldavad palju saviainest ning on paleontoloogiliselt halvasti uuritud.

Koksvere puuraugu läbilõikes (jn. 4, profiil A–B) on vaadeldav kihistu märgatavalt karbonaatsem ja kihistu kesk- ja ülaosas valdab hall, nõrgalt savikas, poolmugulja, mugulja või lainjaskihilise tekstuuriga lubjakivi. Kihistu allosas vaheldub hall, keskmiselt savikas, muguljas (poolmuguljas) lubjakivi halli lubimergliga. Nimetatud puuraugust on teada järgmisi ostrakoodiliike (Lembit Sarve määrangud): *Foramenella parkis* (süg. 191,7 m), *Eoaquapulex frequens* (varem *Oepikella? frequens*) (süg. 187,6 m), *Steusloffina cuneata*, *Uhakiella magnifica*, *Platybolbina maslovi*, *Leperditella brachynotos* (varem *Leperditella globosa*) (kõigi süg. 181,4 m).

Torma puuraugu läbilõige (jn. 5, profiil C–D) on oma litoloogiliselt ilmet võrdlemisi sarnane Koksvere puurprofiiliga: vahelduvad erineva savikusastmega poolmuguljad (muguljad) või lainjaskihilised lubjakivid. Nimetatud puurläbilõike mitmetes proovides on Tõnu Meidla Tootsi kihistu tasemelt määratud sellised ostrakoodid nagu *Rectella romboformis*, *Piretia rugosa*, *Platybolbina orbiculata*, *Airina cornuta*, *Pullvilites laevis* jt., mis peaaegu puuduvad lasuvas lubimergli kompleksis ning Tootsi kihistu basaalses osas. Konodontidest on Pirgu lademe Tootsi kihistule iseloomulikud *Drepanoistodus venustus*, *Strachopnatus parvus*, ka *Belodina cf. confluens*. Torma (730) ja Lilastvere (727) läbilõigetes jagunevad Pirgu lademesse kuuluvad kihid kitinozoade leviku järgi J. Nõlvaku määrangutel selgelt kaheks, langedes kokku Tootsi ja Halliku kihistu piiriga Kesk-Eesti üleminekuvööndis. Tootsi kihistule iseloomulikuks on peetud *Tanuchitina bergstroemi*t, *Conochitina wesenbergensis brevis*t. Tootsi

kihistu basaalsetes kihtides Torma puurläbilõikes on kitinozoasid äärmiselt vähe, mis J. Nõlvaku arvates võib olla tingitud punavärvilistest laikudest (iseloomulikud üleminekuvööndile) kivimis.

Organismide skeletifragmentide sisaldus Tootsi kihistu karbonaatkivimites ei ole enamasti kuigi suur, eriti Palamuse puuraugu lubimerglites. Detriidi jaotumust, hulka ja koostist on detailsemalt uuritud vaid Koksvere [Kirs, 1967] ja Torma [Oraspõld, 1992] puursüdamikus. Detriidi keskmine sisaldus Torma puursüdamiku karbonaatkivimites on alla 15 % ja see koosneb põhiliselt okasnahksete, trilobiitide ja sammalloomade skeletijäänustest. Koksvere puurprofiilis on Ene Kirsi andmetel kivimite detriidisaldus suurem (kohati üle 25 %) ja selles leidub veel ostrakoodide, brahhiopoodide ja vetikate jäänuiseid, domineerib peendetriit.

Halliku kihistu on seotud läbilõike II ja III tüübiga ning on vaadeldavale alale väga iseloomulik. A. Rõõmusoks [Рыномусокс, 1960] eraldas selle merglite kihistikuna, toetudes eelkõige Ida-Eestis puuritud Kose puuraugu läbilõike uurimisele. Kuna selle puursüdamiku säilimus oli väga halb, siis puuriti Eesti Geoloogia Valitsuse poolt Kose puuraugu lähedale Ruskaverre uus puurauk (nr. 451) [Перекс Р. и др., 1986], milles Halliku kihistut (int. 60,2–88,1 m) esindavad valdavalt hallid (roheka varjundiga) lubimerglid (dolo-miidomeriidid), mis sisaldavad 15–20 % ulatuses savika lubjakivi mugulaid ja vahekihte ning kohati vähesel määral ka savimerglit. Ruskavere puurläbilõikega sarnaselt on Halliku kihistu välja kujunenud nendes puuraukudes, milles kihistu paksus ületab 10 m. Kui aga paksus on väiksem, siis lubimergel on kas osaliselt või täielikult asendunud savikate muguljate lubjakividega (Äiamaa, nr. 700, 725 jt.). Kihistu pürid on valdavalt üleminekulised, kohati problemaatilised (Palamuse). Detailsemaid andmeid kihistu kohta on saadud Kahala-II, Torma (730), Koksvere ja Palamuse puursüdamike kirjeldustest. Värvuselt on kihistu karbonaatkivimid tavaliselt hallid, kohati rohekashalli varjundiga. Esineb ka violetseid laiike (Koksvere, Palamuse). Lubimergel on mikro- või pisikristallilise mikriidilise või detriidilis-mikriidilise struktuuriga. Organismide skeletijäänuseid leidub tagasihoidlikult, kusuures koostisel kohtab kõige rohkem okasnahksete detriiti, kuna ostrakoodide, sammalloomade, brahhiopoodide ja trilobiitide detriiti leidub tunduvalt ebaühtlasemalt. Savikas lubjakivis leidub vähesel hulgal ka vetikate jäänuiseid. Vaadeldava ala läänepoolsemate puuraukude läbilõigetes (profiil A–B) on detriidi sisaldus suurem võrreldes idapoolsematega (profiil C–D), sest ka kivimi karbonaatsus on kõrgem. Torma puurläbilõike Halliku kihistu lubimerglites on ostrakoodide jäänuiseid väga vähe. T. Meidla on määranud vaid *Steusloffina cuneata*, lisaks veel laia levikuga ostrakoodide üksikud leiud kihistu basaalsest, karbonaatemast osast. Vähenenud ostrakoodide leidumine on iseloomulik

ka Halliku kihistu merglitele mikrofaunistiliselt proovitud puurläbilõikes nr 727 (Lilastvere), mis asub Tormast loodes. Kitinozoade sisaldus ülalnimetatud suurprofiilide Halliku ja Oostriku kihistute kivimites on suhteliselt väike (nii liikide kui eksemplaride arvult), mis viitab suhteliselt kiiremale settimisele. Biostratigraafiliselt, kitinozoade leviku järgi, Halliku ja Oostriku kihistud detailsemalt ei liigestu.

Oostriku kihistu, sarnaselt Halliku kihistuga, esineb II ja III tüüpi läbilõigetes. Kihistu paksus varieerub tugevasti. Vaadeldaval alal esineb kihistu valdavalt 10–15 m paksuse kompleksina, vaid kohati võib see ulatuda 20–30-ni (jn. 3, tabelid 1–3). Oostriku-35 puurläbilõikes (jn. 3) on kihistu paksus 4,0 m (int. 76,9–80,9 m) ja koosneb savimaterjalivaesest mikrokristallilisest, valdavalt muguljast lubjakivist, mis on läbi põimunud korrapärase mergli vahekihtidega, mis sisaldavad ilmselt kohati ka kerogeeni. Kihistu suurema paksuse korral (Torma, Sadala), tõuseb enamasti ka kivimi üldine savikus (paksemad on ka mergli vahekihid), millega seoses kaob ka Oostriku kihistu kivimile omane kontrastne muguljas tekstuur, asendudes ebaselge mugulja või lainjaskihilise tekstuuriga. Lubjakivi on valdavalt halli (valkjashalli) värvusega, kuid vaadeldava ala läänepoolsemas osas on lubjakivi hall, pruunika varjundiga. Pruunikas toon tuleb esile vetikajäänuste suurema sisalduse korral.

Kihistuseseid katkestuspindu on ebaühtlaselt. Rohkem leidub neid Koksvere ja Torma puuraugus kihistu ülaosas. Struktuurilt on lubjakivi valdavalt detriidilis-mikriidiline (valdab mudaline, alla 0,05 mm komponent), kuigi tasemeti võib vetikdetriiti olla küllalt palju. Detriidi hulgas ongi valdavaks vetikajäänused (eelkõige vermiporellad), kuid pidevalt leidub ka okasnahksete detriiti, ebaühtlasemalt aga sammalloomade jt. skeletifragmente.

Torma puurläbilõikes, Oostriku kihistus leiduvad T. Meidla määrangute järgi järgmised ostrakoodide liigid: *Microcheilinella lubrica*, *Medianella blidenensis*, *Medianella intecta*, *Eoaquapulex frequens* jt.

Adila kihistu on tüüpilisel kujul levinud Põhja-Eesti struktuurilis-fatsiaalses võõndis, ent üleminekuvõõndis tekib kihistu eraldamisega juba raskusi, sest Pirgu lademe savikus tervikuna on suurenenud. Kihistu piir nii Moe kui ka Oostriku kihistuga on üleminekuline. Kihistu paksus kirjeldataval alal on enamasti alla 10 m (vt. tabelid 1–3).

Kesk-Eesti idaosas asuv Adila kihistu koosneb hallist (kohati ka pruunika varjundiga) savikast lubjakivist, milles leidub erineva esinemissagedusega ja paksusega tumedama halli lubimergli vahekihte, mis on tekitanud lainjaskihilise tekstuuri. Torma puuraugu läbilõikes on kihistu savikus suurem, mistõttu savikate lubjakivide kõrval leidub ka lubimergleid (dolomiitdomeriite). Profiilil C-

D paiknevate puurläbilõigete lähtekivim on erineva intensiivsusega dolomiidistunud (nr. 725, 743, 730). Savikas lubjakivi on tavaliselt pisi-mikrokristallilise mikriidilis-detriidilise või detriidilis-mikriidilise struktuuriga. Detriit koosneb okasnahksete, ostrakoodide, brahhio-poodide, sammalloomade, trilobiitide skeletijäänustest. Ebaühtlaselt leidub ka vermiporellade jäänuseid.

Teatavasti on Põhja-Eesti struktuurilis-fatsiaalses vööndis Adila kihistus rohkesti katkestupindu, üleminekuvööndis Kesk-Eestis on neid aga tunduvalt vähem ja ebaühtlasemalt. Kõige rohkem leidub neid profiilil E-F paiknevates puurläbilõigetes.

Kabala kihistu on tüüpiline üleminekuvööndi kihistu, seda ei ole vaadeldaval alal vaid profiil C-D puuraukudes (jn. 5, tabel 2). Käesolevas artiklis vaatluse all olevates puuraukudes on kihistu paksus alla 4 m. Kihistule on iseloomulik halli (kohati ka pruunika varjundiga) lubjakivi või savika lubjakivi vaheldumine lubi- või ka savimergli kihtidega. Mergli osatähtsuse suurenemisel (ala lõunaosas) võib lubjakivi ja mergli suhe olla peaaegu võrdne. Merglikihid tulevad enamasti selgelt esile. Profiilil A-B ja E-F on merglikihid väiksema paksusega ja korrapäratumad, mistõttu on välja kujunenud muguljas tekstuur. Nii lubjakivi kui ka merglit iseloomustab pisi-mikrokristalliline (peen)detriidilis-mikriidiline struktuur. Organismide skeletijäänuste hulk ja koostis varieerub: sagedamini leidub okasnahksete ja ostrakoodide detriiti, kohati ka vetikate (vermiporellade) jäänuseid, mis on ka makroskoopiliselt jälgitavad. Tasemeti leidub lubjakivis rohkesti mudasööjate käike, millega tihti on seotud ka püriiditerakete olemasolu.

Kokkuvõttes võib märkida, et Pirgu lademe väiksema paksusega ala paikneb Äiamaa – Kahala vahel (paksus vähenenud 50 m-st 30 m-ni ja alla selle) ning ka eelmisest veidi kirdes, Koeru ümbruses (vt. jn. 1). Mujal kõigub lademe paksus 50–60 m vahel, suurenedes seaduspäraselt lõuna poole kuni 70 m-ni ja rohkem. Paksuse jaotumuse eripärad Kesk-Eesti idaosas on tingitud tõenäoliselt kuulumisest aluskorra peaaegu laiusesuunalisse tektooniliste rikete (murrangute) vööndisse (vt. [Пуура и др., 1983, ряс. 6], mille eri suurusega plokid Pirgu eal arvatavasti erinevalt kerkisid või vajusid. Tektoonilistest liikumistest johtuvalt pole Kesk-Eesti idaosas olnud ka mere sügavus ühesugune: suhteliselt sügavam on see olnud savimaterjali poolest rikkamate karbonaatsete setete (Tootsi, eriti aga Halliku kihistu) kuhjumise ajal.

Sõltuvalt tektoonilistest liikumistest ja saviainese merre sissekande vahelduvast intensiivsusest on merglite faatsiese (Halliku kihistu) ja savimaterjali poolest vaesema karbonaatse faatsiese (Moe ja Oostriku kihistu) levikusuhted ja paksused nende faatsieste põimumisalal kujunenud väga keeruliseks. Suhteliselt madalveelisemates tingimustes on Pirgu eal toimunud intensiivne karbonaatide settimi-

ne, eriti lubivetikate tõttu, mille jäänuseid Moe ja Oostriku kihistu lubjakivides erineva esinemissagedusega leida võib.

KIRJANDUS

- Kirs, E., 1967. Ülemordoviitsiumi litostratigraafiast ja litoogiast Koksvere ning Viljandi puurprofiilide põhjal. Diplomitöö. Tartu. (Käsikiri TÜ geoloogia kateedris.)
- Oraspõld, A., 1992. Detriidi hulk ja koostis Pirgu lademe (O₃) Tootsi, Halliku ja Oostriku kilistute karbonaatkivimites Kesk-Eesti idaosas. Rmt.: TÜ toimetised, vihik 956: Töid geoloogia alalt XIII, lk. 86
- Röömusoks, A., 1983. Eesti aluspõhja geoloogia. Tallinn: Valgus, 223 lk.
- Нылвак Я., 1984. Распространение кислотоустойчивых микрофоссилий в разрезах ашгилла Северной Прибалтики. Деп. ВИНТИ, № 8209-84, 69 с.
- Ораспыльд А., Кала Э., 1982. Литология вормсиского горизонта. В кн.: Уч. зап. Тарт. ун-та, вып. 527: Труды по геологии VIII, с. 51-73.
- Ораспыльд А., 1982. Литологическая характеристика пограничных слоев вормсиского и пиргуского горизонтов в средней части Эстонии. В кн.: Уч. зап. Тарт. ун-та, вып. 527: Труды по геологии VIII, с. 75-89.
- Перенс Р. и др., 1986. Отчет о гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации участка Йгшева. (Рукопись, ЭГФ.)
- Пуура В.А., Вахер Г.М., Клейн В.М., Коппельмаа Х.Я., Нийн М.И., Ванамб В.В., Кирс Ю.Э., 1983. Кристаллический фундамент Эстонии. Москва: Наука, 208 с.
- Решения межведомственного стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы 1984 г. с региональными стратиграфическими схемами, 1987. Ленинград.
- Рымусокс А.К., 1960. Ордовикская система. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII: Эст. ССР. Москва, с. 55-113.
- Рымусокс А.К., 1962. К стратиграфии харьюской серии в Эстонии. В кн.: Труды Ин-та геол. АН ЭССР, X, с. 77-85.

THE PIRGU STAGE IN THE EASTERN PART OF CENTRAL ESTONIA

Asta Oraspõld, Ain Põldvere

Summary

The Formations of the Pirgu Stage are characterized on the basis of materials from 13 boring sections of 3 geological profiles (Fig. 1, profiles A-B, C-D, E-F).

The thickness of the Pirgu Stage in the investigated region varies considerably, attaining the maximum values (70 m) in the southern part of area (Fig. 1, Tables 1-3). Rather complicated in the region are also the formation's distribution and thickness (Figs. 2 and 3, Tables 1-3).

Geologically the investigated area is interpreted as a structural-facial Transition Zone between North-Estonian Confacies and South-Estonian Central Confacies Belts. The Tootsi (ts), Halliku (hl) and Oostriku (os) Formations are the characteristic features of this zone (Figs. 4-6). The distribution and thickness of the Moe Formation depends first and foremost on the existence of the Halliku Formation as a self-dependant calcareous marlstone's unit.

ПИРГУСКИЙ ГОРИЗОНТ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЭСТОНИИ

Аста Ораспыльд, Айн Пыльдвере

Резюме

Макро- и микролитологически характеризуются свиты пиргуского горизонта в основном по материалам 13 скважин, приведенные на трёх профилях (рис. 1).

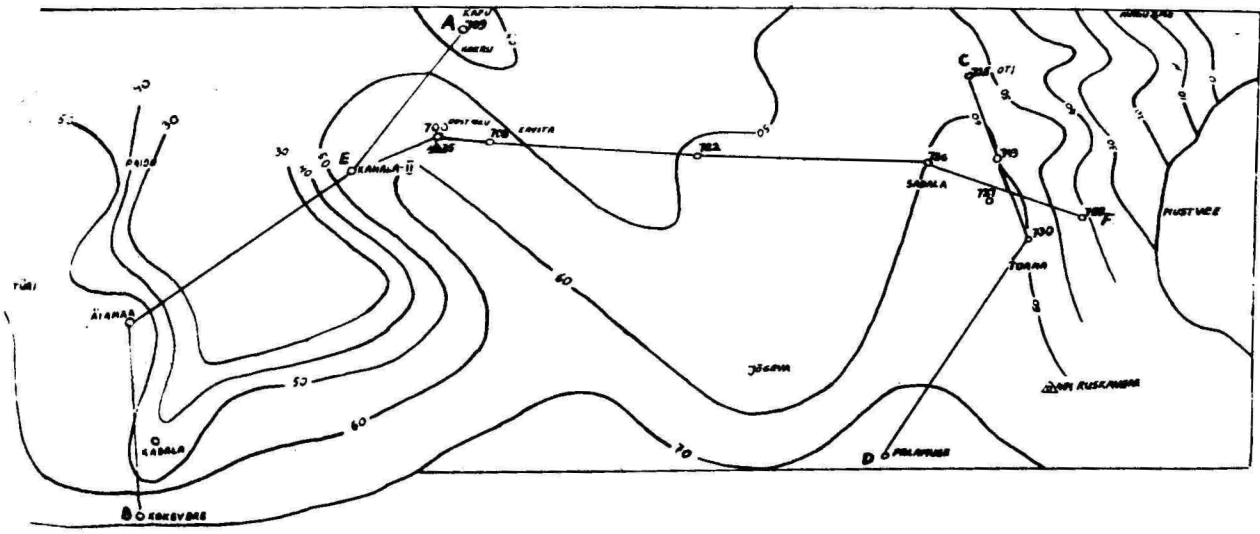
Мощность горизонта сильно колеблется, достигая максимум 70 м и более на полосе Пыльтсамаа-Паламусе. Конкретные данные об изменении ее приводятся в таблицах 1-3 и на рис. 1.

Я. Нылвак [Нылвак, 1984] описывает по литологическим признакам в пиргуском горизонте 5 типов разрезов, из которых в пределах переходной фациальной зоны можно выделить три (I-III). По первому типу пиргуский горизонт представлен мозеской и адилаской свитами (скв. 709, 722, рис. 4 и 6). Строение второго типа разреза является более сложным: выделяются мозеская, халликуская, оострикуская, адилаская и кабалаская свиты (рис. 5). Третий тип разреза представлен тоотсиской, халликуской,

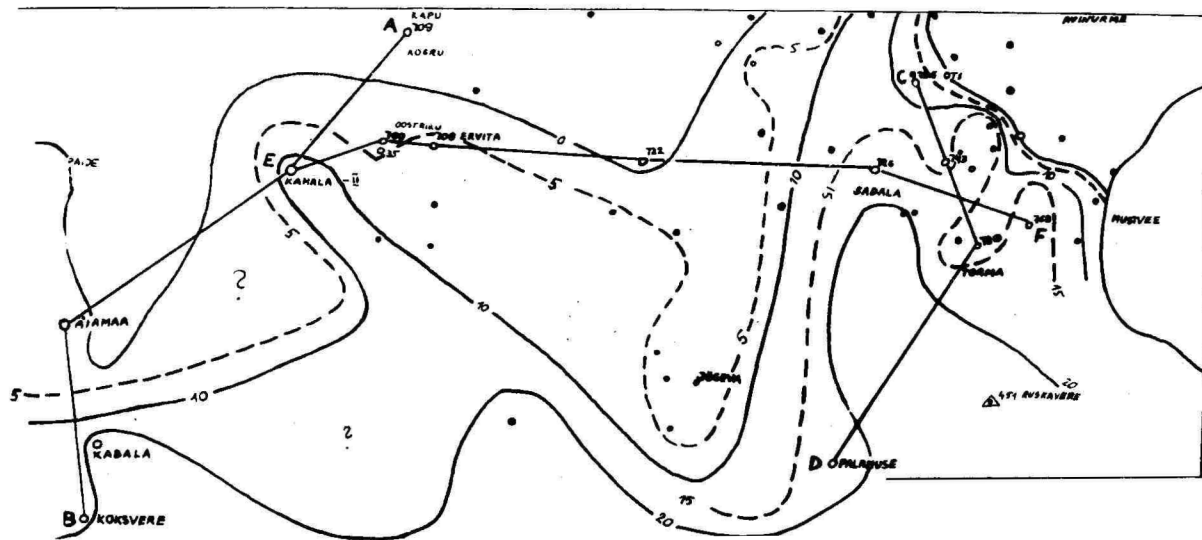
оострикуской, адилаской и кабалаской свитами, распространение которого более южнее.

Самыми характерными для переходной структурно-фацальной зоны являются халликуская, оострикуская и тоотсиская свиты. Последняя является литологически переходной между мозской свиты северной и юнсторпской свиты южной фацальной зонами. Распространенность и мощность мозской свиты, а также выделение оострикуской свиты зависят непосредственно от присутствия или отсутствия глинистой халликуской свиты.

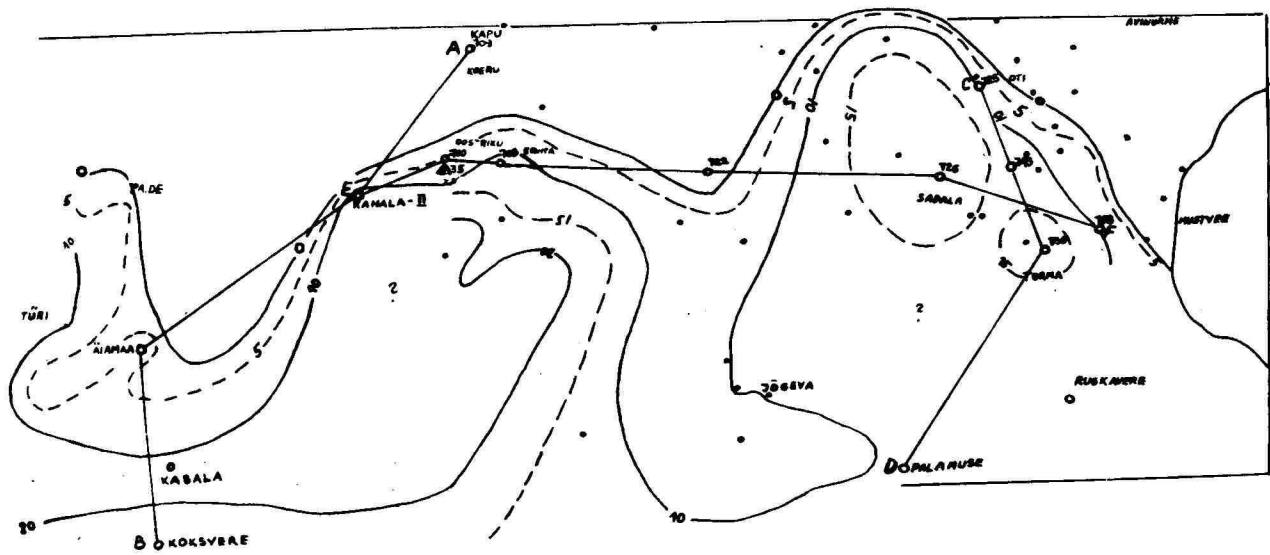
В разрезах с повышенной глинистостью установлены наиболее сложные соотношения между мергелистыми (халликуская, тоотсиская свиты) и карбонатными (оострикуская, мозская свиты) частями разреза, поэтому определение границ свит, а также нижней границы горизонта, на основе макролитологических исследований, недостаточное.



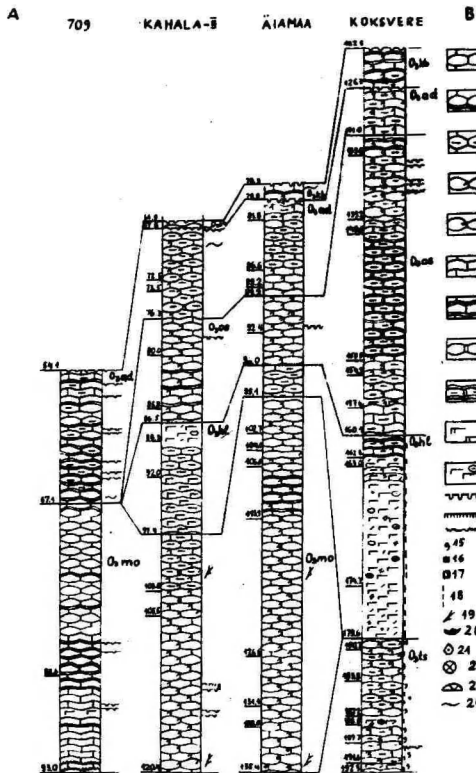
Jn. 1. Pirgu lademe paksus Kesk-Eesti idaosas ning profilide A-B, C-D ja E-F paiknevus.



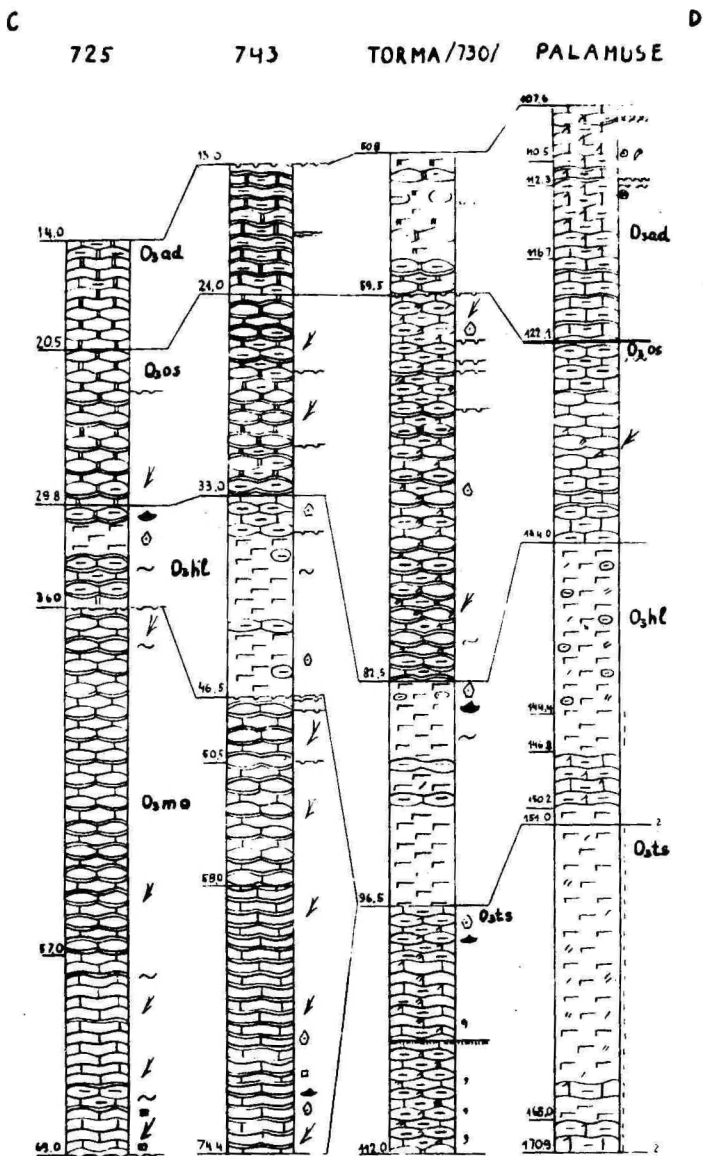
Jn. 2. Halliku kihistu paksus Kesk-Eesti idaosas.



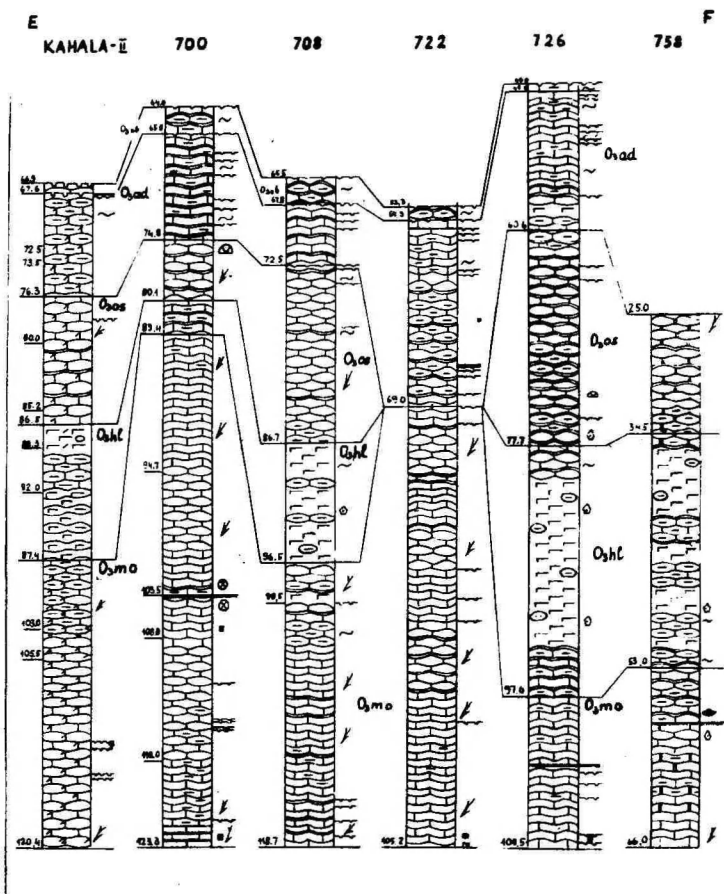
Jn. 3. Oostriku kihistu paksus Kesk-Eesti idaosas.



Jn. 4. Pirgu lade A-B profiili puursüdamikese. Legend: 1 — muguljas (poolmuguljas) lubjakivi, 2 — sama, kuid paksemate mergli vahekihtidega, 3 — savikas muguljas (poolmuguljas) lubjakivi, 4 — peen-, 5 — jämedetruudiline (detriidi sisaldus varieerub) muguljas (poolmuguljas) lubjakivi, 6 — lainjaskihiline lubjakivi, 7 — sama, kuid paksemate mergli vahekihtidega, 8 — muguljas (poolmuguljas) dolomiit, 9 — lainjaskihiline savikas dolomiit paksemate domeriidi vahekihtidega, 10 — dolomiitdomeriit, 11 — lubimergel savika lubjakivi mugulatega, 12 — katkestuspind, 13 — õhuke metabentoniidide kiht, 14 — stüloliitpind, 15 — glaukoniiit, 16 — püriit, 17 — galeniit, 18 — violetsed laigud, 19 — vetikad, 20 — brahhiopoodid, 21 — krinoidid, 22 — okasnahksed, 23 — tabulaadid, 24 — horisontaalsed mudasööjate käigud, O₃mo — Moe kihistu, O₃ad — Adila kihistu, O₃hl — Halliku kihistu, O₃os — Oostriku kihistu, O₃ts — Tootsi kihistu, O₃kb — Kabala kihistu.



Jn. 5. Pirgu lade C-D profili puursüdamik. Legend vt. jn. 4.



Jn. 6. Pirgu lade E-F profiili puursüdamikes. Legend vt. jn. 4.

DETRIIDI HULK JA KOOSTIS PIRGU LADEME (O₃) TOOTSI, HALLIKU JA OOSTRIKU KIHISTUSTE KARBONAATKIVIMITES KESK-EESTI IDAOSAS (TORMA PUURSÜDAMIKU PÕHJAL)

Asta Oraspõld

Organismide skeletifragmendid (detriit) etendavad karbonaatkivimite koostises erisugust osa nii ühe ja sama struktuurilis-fatsiaalse võõndi kui ka erinevate võõndite piires [Пылма, 1972 a, b; Пылма, 1982; Ораспыльд, 1975 jt.].

Käesoleva artikli autorit huvitas, kuivõrd naaberkihistuste litooloogilised erinevused peegelduvad detriidi koostises ning mil määral detriidi igakülgne uurimine aitab kaasa kihistustevaheliste piiride kindlakstegemisele juhul, kui nende piiride määramine ei ole päris ühemõtteline selgete makrolitoloogiliste erinevuste puudumise tõttu kihistuste piirikihtides.

Nimetatud probleemi lahendamiseks võttis käesoleva artikli autor uurimiseks Kesk-Eesti idaosas (struktuurilis-fatsiaalne üleminekuvõõnd) puuritud Torma puursüdamikus (730) Pirgu lademe Tootsi, Halliku ja Oostriku kihistud (jn. 1 ja 2). Kivimite mikrolitoloogiliseks uurimiseks võeti 43 proovi, millest määrati terrigeense komponendi sisaldus (44 analüüsi) ja valmistati 41 õhikut detriidi detailsemaks iseloomustamiseks.

Detriidi hulk ja struktuur ning grupiline koostis määrati 30 õhikus. Kogu uuritud läbilõike paksus on 52,5 m (int. 59,5–112,0 m).

Uuritud läbilõike kivimite terrigeenne komponent on esindatud savimaterjaliga, mille hulk varieerub (vt. jn. 2).

Uurimistulemuste alusel on Tootsi ja Halliku kihistu piir asetatud 96,5 m ning Halliku ja Oostriku kihistu piir 82,5 m sügavusele.

Tootsi kihistu (int. 96,5–112,0 m) koosneb põhiliselt hallist või valkjashallist (roheka varjundiga) varieeruva savimaterjalisisaldusega lubjakivist. Valdab nõrgalt või keskmiselt savikas lubjakivi. Saviainese ebaühtlase jaotumise tõttu on tekstuur kas poolmuguljas, muguljas või lainjaskihiline. Struktuur on jäme-peendetriitjas-

mikriidiline (detriidi sisaldus 10–22 %)*. Mikriit (tera suurus < 0,05 mm) on pisi- või mikrokristalliline. Hajusalt leidub glaukoniiditerakesi (kihistu alumises pooles). Tavalised on ka püriiditerakesed ja nende agregaadid, mis võivad olla ka suuremal või vähemal määral oksüdeerunud ja seetõttu värvuselt pruunid ja kollakaspruunid. Kihistus 105,0 m sügavusel on 3 cm paksune metabentoniidikiht.

Detriiti on põhjalikumalt uuritud 4 õhiku põhjal, milles detriidi hulk kõigub 10,1–21,7 %, kusjuures selle sisaldus kivimis väheneb alt üles. Detriidi keskmine sisaldus on 15,3 %, sellest mikrodetriiti (0,05–0,1 mm) 0,7 %, peendetriiti (0,1–1,0 mm) 10,6 % ja jämedetriiti (> 1 mm) 4,0 % (jn. 3, A). Detriidi grupilises koostises on tavaliselt esikohal okasnahksed, mõnes õhikus ka trilobiitide skeletijäänused. Küllalt tihti leidub sammalloomade detriiti. Kihistu detriidi keskmist grupilist koostist silmas pidades on okasnahksete jäänuseid 40,2 %, trilobiitide ja sammalloomade detriiti vastavalt 32,9 % ja 14,4 % (jn. 3, B). Märgatavalt vähem on ostrakoodide, brahhiopoodide ja vetikate jäänuseid (vastavalt 4,9 % ja 4 %).

Vahetult kihistu ülemise piiri all 96,6 m sügavusel on savikas lubjakivis 10,1 % detriiti, mis koosneb valdavalt okasnahksete (60,4 %) ja trilobiitide (15,5 %) jäänustest.

Ordoviitsiumi karbonaatse läbilõike struktuurilis-fatsiaalse keskvööndi uurimine [Пыльма, 1972 a] on näidanud, et trilobiitide skeletijäänused etendavad detriidi koostises olulist rolli. Jonstorpi kihistu kohta (asendab keskvööndis Tootsi kihistut) seda siiski väita ei saa, sest Jonstorpi kihistus koosneb detriit valdavalt okasnahksete skeletijäänustest, kuna teiste gruppide, sealhulgas trilobiitide skeletidetriiti, leidub ebaühtlasemalt ja vähem [Ораспыльд, 1975].

Halliku kihistule (int. 82,5–96,5 m) on iseloomulik hall lubimergel, milles saviaines on võrdlemisi ühtlaselt jaotunud. Savika lubjakivi mugulaid leidub peamiselt kihistu ülaosas ja vahekihte keskosas (jn. 2). Lubimerglis on detriiti vähe (2,8–11,2 %). Kihistu keskosas, kus karbonaatsus on kõrgem, on ka detriiti rohkem (10,4–13,1 %). Seetõttu on lubimergli struktuur kas mikriidiline või detriitjas-mikriidiline, savika lubjakivi oma detriitjas-mikriidiline, kusjuures mikriit on kas pisikristallilise või mikro- kuni pisikristallilise struktuuriga. Tavalised on väikesed püriiditerakesed ja nende kogumikud.

Detriidi hulka, struktuuri ja grupilist koostist on määratud 10 õhiku analüüsi alusel. Domineerib peendetriit (keskmine sisaldus 5,1 %). Jäme- ja mikrodetriiti on väga vähe (jn. 4, A). Detriidi grupiline koostis on kogu kihistu piires võrdlemisi püsiv ja seda peegeldab küllalt hästi keskmine grupiline koostis (jn. 4, B). Vähesed

* Struktuuri määranisel on kasutatud A. Loogi ja A. Oraspõllu õppevahendis "Settekivimite ja setete (setendite) uurimismeetodid" (1982) esitatud karbonaatkivimite põhistruktuuride klassifikatsiooni.

detriidi koostises on esikohal okasnahksete jäänused (81,2 %). Sammalloomade, brahhiopoodide, ostrakoodide ja trilobiitide detriiti on vähe (vastavalt 7,9 %, 5,8 %, 2 % ja 1,7 %). Alumise piiri lähedal, 95,6 m sügavusel, on detriiti 7,8 % ja see koosneb okasnahksete detriidist (94,7 %). Ka ülemise piiri lähedal (82,8 m süg.) lubimerglis olev detriit (3,8 %) koosneb okasnahksete jäänustest.

Torma puuraugu Halliku kihistu detriidi hulk ja koostis on väga sarnane Jelgava kihistu (=Halliku kihistik, [Ораспыльд, 1975]) lubjakivide ja lubimerglite detriidiga Lõuna-Eestis.

Oostriku kihistule (int. 59,5–82,5 m) on iseloomulik peamiselt hall, nõrgalt kuni keskmiselt savikas lubjakivi, milles leidub korrapäratuid ja varieeruva paksusega tumedama halli (kohati ka rohekashalli) lubimergli lamelle ja vahekihte, mis on põhjustanud mugulja või poolmugulja tekstuuri.

Kihistu alumises pooles on lubimergli vahekihid paksemad (jn. 2). Struktuurilt on savikas lubjakivi valdavalt jäme-peendetriitjas-mikrüidiline, vähem mikrüidilis-jäme-peendetriitjas, s.t. sisaldab detriiti 29,1–39,8 % (süg. 78,1 m, 67,1 m, 63,9 m), Veelgi kõrgem on detriidi (vetikate detriidi) sisaldus 60,5 m ja 60,2 m sügavusel. Mikriit on enamasti pisi- kuni mikrokristalliline. Kivimi põhimassis on peaaegu alati hajusalt väikseid tumedaid püriiditerakesi ja nende kogumikke, mis mõnikord on osaliselt ka oksüdeerunud (kollakas-pruunid). Harva leidub ränistunud detriiti (süg. 80,8 m).

Detriidi koostist ja hulka on uuritud 16 õhiku alusel. Võrreldes lamava Halliku kihistuga on detriidi sisaldus vaadeldavas kihistus varieeruvam (vt. jn. 2), eriti kihistu alumises kolmandikus, kus detriidi hulk kõigub 5,9–29,1 %-ni. Detriidi hulga varieeruvus on tingitud eelkõige vetikate detriidi ebaühtlasest jaotumusest kivimis. Detriidi keskmine sisaldus kihistus on 22,1 % (jn. 5, A), kusjuures domineerib peendetriidi fraktsioon (15,7 %). Jämedetriiti on vaid 6,1 % ja mikrodetriiti veelgi vähem (0,3 %). Kui mikrodetriiti on kõikides analüüsitud õhikutes vähe, siis jämedetriidi hulk varieerub palju rohkem, mis on jällegi seotud peamiselt vetikate detriidiga.

Detriidi koostis, võrreldes Tootsi ja Halliku kihistuste omaga, on oluliselt muutunud. Selgelt valdab vetikate detriit (kuni 96,6 %). Kui vertikaallõikekes alt üles on savimaterjali sisaldus vähenenud ning lubimergel asendunud muguljate lubjakividega (82,5 m sügavusel), siis võib detriidi hulgas leida ka vetikate detriiti. Näiteks 81,4 m sügavusel on lubjakivis detriiti küll väga vähe (5,9 %), kuid selles on juba ka ümberkristalliseerunud vetikate jäänuseid. Vetikate detriidi keskmine sisaldus on kivimis 80,9 % (jn. 5, B), jaotumus kihistu vertikaallõikekes on aga ebaühtlane. Vetikate täpsemat süstemaatilist kuuluvust on detriidi ümberkristalliseerumise tõttu küllaltki raske määrata, ent veidi paremini säilinud jäänuste põhjal võib arvata, et valdab *Vermiporella* detriit, lisandina leidub arvatavasti ka *Dasy-*

porella? (*Paleoporella?*) jäänuseid. Eriti rikkalikult leidub viimati nimetatut kihistu ülemise piiri lähedal kahes tasemes (int. 60,0–60,5 m), meenutades vetikate jäänuste kogumikke Moe kihistus teistes puursüdamikes.

Detriidi grupilises koostises leidub peale vetikate detriidi pidevalt ka okasnahksete skeletijäänuseid (keskmine sisaldus (k. sis.) 11,6 %). Tunduvalt ebahütlasemalt ja ka suhteliselt vähem on teiste gruppide, nagu sammalloomade (k. sis. 4,3 %), ostrakoodide (k. sis. 4,3 %), ostrakoodide (k. sis. 2,2 %), brahhiopoodide (k. sis. 0,6 %) ja trilobiitide (k. sis. 0,4 %) skeletifragmente.

Kokkuvõtteks võib märkida, et erinevate kihistute detriidi esinemissageduse, struktuuri ja grupilise koostise uurimine on andnud küllaltki huvitavaid tulemusi. Detriidi hulgas ja struktuuris eriti selgeid erinevusi pole, grupilises koostises on need aga üsna ilmekad. Grupilise koostise muutus korreleerub ka savimaterjali hulga muutumisega kivimeis. Siit järeldub, et detriidi mitmekülgne uurimine on vajalik nii litostratigraafiliste kui ka fatsiaalsete küsimuste lahendamiseks.

KIRJANDUS

- Ораслыльд А., 1975. Литологическая характеристика пиргуского горизонта в Южной Эстонии. В кн.: Уч. зап. Тарт. ун-та, Вып. 359: Труды по геологии VII, с. 14–31.
- Пылма Л., 1972. Состав и количество детрита в отложениях осевой фациальной зоны ордовика Прибалтики (по скважине Энгуре). В кн.: Изв. АН ЭССР, том 21: Хим. Геол., № 2, с. 148–153.
- Пылма Л., 1972. Состав и количество детрита в отложениях Северной фациальной зоны ордовика Прибалтики. В кн.: Изв. АН ЭССР, том 21: Хим. Геол., № 4, с. 326–332.
- Пылма Л., Сравнительная литология карбонатных пород ордовика Северной и Средней Прибалтики. Таллинн: Валгус, 1962, 14 с.

**SKELETAL DEBRIS CONTENT AND COMPOSITION
IN THE CARBONATE ROCKS OF THE TOOTSI,
HALLIKU AND OOSTRIKU FORMATIONS
OF THE PIRGU STAGE (O₃) IN EASTERN PART
OF CENTRAL ESTONIA (TORMA BORING SECTION)**

Asta Oraspõld

Summary

The Torma boring section interval from 59,5 to 112,0 m has been researched (Figs. 1 and 2).

The Tootsi Formation (int. 90,5–112,0 m) consists of grey nodular or wavy bedding argillaceous wackstones with skeletal debris (on an average 15,3 %, Fig. 3A). Skeletal fragments belong mostly to echinoderms (46,2 %, Fig. 3B) and trilobites (32,9 %).

The Halliku Formation (int. 52,5–96,5 m) is characterized by grey calcareous marlstones. Skeletal detritus content (on an average 7,1 %, Fig. 4A) is less than in the Tootsi Formation and consists mostly of echinoderms (81,2 %, Fig. 4B).

The Oostriku Formation (int. 59,5–82,5 m) consists of grey nodular argillaceous wackstones or unsorted skeletal packstones which consist in various amounts (on an average 22,1 %, Fig. 5A) of skeletal debris. The last is mostly characterized by the fragments of calcareous algae *Vermiporella* (on an average 80,9 %, Fig. 5B).

The differences between various formations are expressed first of all in skeletal debris group composition.

**КОЛИЧЕСТВО И СОСТАВ ДЕТРИТА
В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ТООТСИСКОЙ,
ХАЛЛИКУСКОЙ И ООСТРИКУСКОЙ СВИТ
ПИРГУСКОГО ГОРИЗОНТА (O₃) В ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЭСТОНИИ
(ПО СКВАЖИНЕ ТОРМА)**

Аста Ораспыльд

Резюме

Изучен керн скважины Торма/730/ в интервале 59,5–112,0 м (рис. 1 и 2).

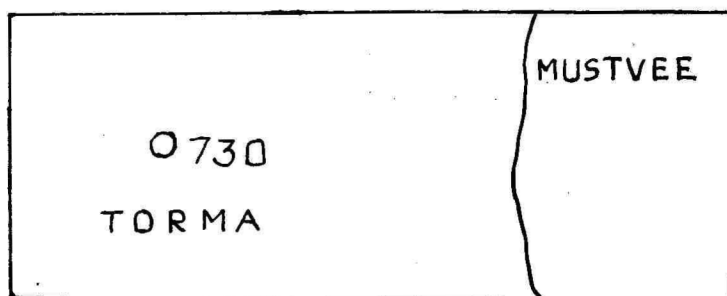
Тоотсиская свита (инт. 90,5–112,0 м) сложена в основном серым или светло-серым глинистым известняком комковатой/полукомковатой/ или волнистослойной текстуры (рис. 2).

Рассеяно присутствуют зерна глауконита. Количество детрита в породе в среднем 15,3 % (рис. 3,А). По среднему групповому составу преобладают остатки иглокожих (40,2 %, рис. 3,В), затем трилобитовый и мшанковый детрит (среднее содержание соответственно 32,9 % и 14,4 %, рис. 3,В).

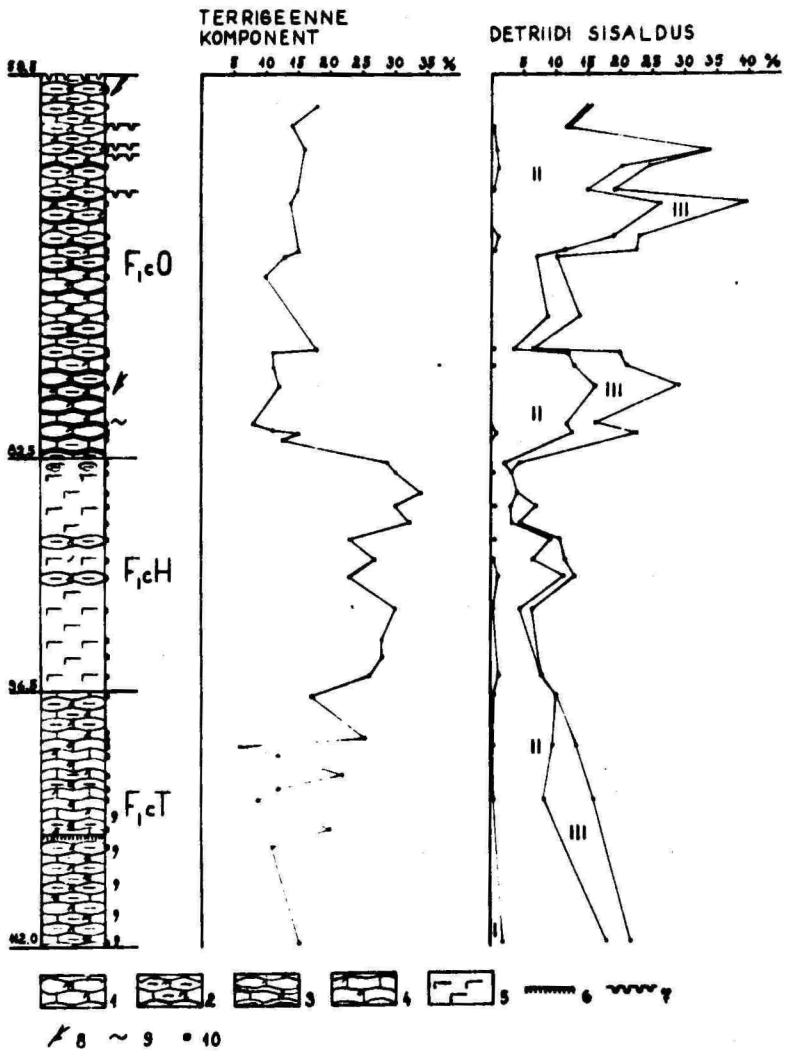
Халликуская свита (инт. 82,5–96,5 м) представлена серым известковым мергелем. Содержание детрита небольшое (ср. содерж. 7,1 %, рис. 4,А). В составе детрита главенствуют остатки иглокожих (81,2 %, рис. 4,В).

Острикуская свита (инт. 59,5–82,5 м) сложена серым глинистым известняком комковатой (полукомковатой) текстуры. Количество детрита в разрезе снизу вверх колеблется, причем его среднее содержание 22,1 % (рис. 5,А). Характерными являются остатки водорослей типа вермипорелл (ср. содерж. 80,9 %, рис. 5,В). Присутствует также детрит иглокожих (11,6 %) и др.

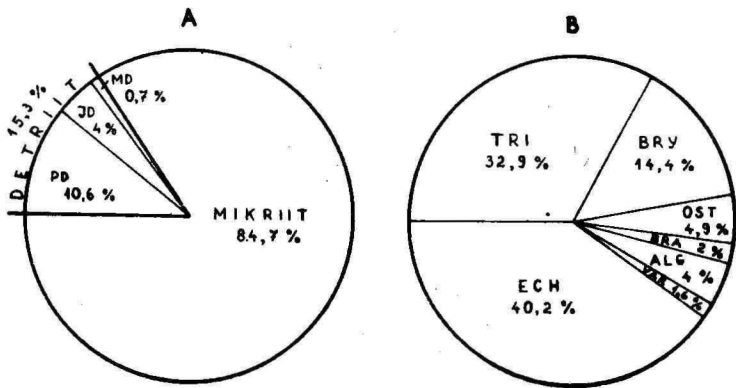
Различия между свитами выражены преимущественно в групповом составе детрита.



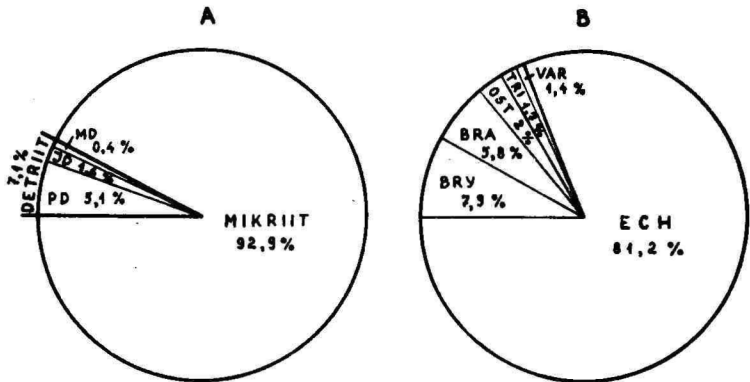
Ин. 1. Torma puuraugu (730) asend.



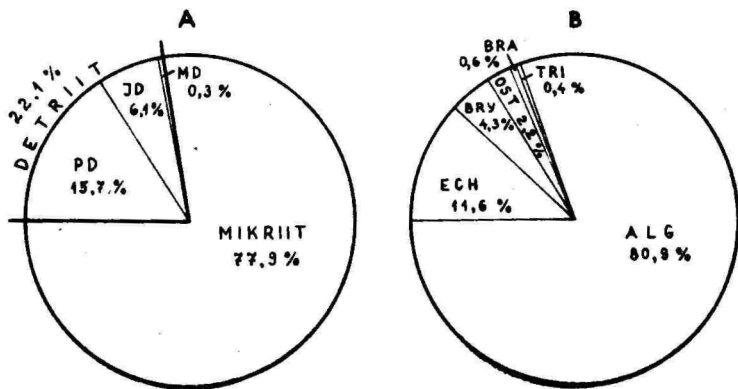
Jn. 2. Pirgu lademe Tootsi, Halliku ja Oostriku kihistud Torma puurläbilõikes: 1 — jäme-peenedetritüüjas-mikrüüdilise muguljas või poolmuguljas lubjakivi; 2 — sama, kuid savikas; 3 — peenedetritüüjas-mikrüüdilise muguljas lubjakivi paksemate lubimergli vahekihtidega; 4 — jäme-peenedetritüüjas-mikrüüdilise lainjaskihilise lubjakivi; 5 — lubimergel; 6 — metabentoniidide vahekiht; 7 — katkestuspind; 8 — vetikad; 9 — horisontaalsed mudasööjate käigud; 10 — võetud proovi asukoht. I — mikrodetrit, II — peenedetrit, III — jämedetrit, F_{1c}T — Tootsi kihistu, F_{1c}H — Halliku kihistu, F_{1c}O — Oostriku kihistu.



Jn. 3. Tootsi kihistu karbonaatkivimite põhiliste struktuursete komponentide (A) ja detriidi grupiline (B) keskmine koostis õhikute uurimisandmete põhjal: MD — mikrodetriit, PD — peendetriit, JD — jämedetriit; ECH — okasnahksed, TRI — trilobüüdid, BRY — sammallooinad, OST — ostrakoodid, BRA — brahhiopoodid, ALG — vetikad, VAR — varia.



Jn. 4. Halliku kihistu karbonaatkivimite põhiliste struktuursete komponentide (A) ja detriidi grupiline (B) keskmine koostis õhikute uurimisandmete põhjal. Legend vt. jn. 3.



Jn. 5. Oostriku karbonaatkivimite põhiliste struktuursete komponentide (A) ja detriidi keskmine grupiline (B) koostis õhikute uurimisandmete põhjal. Legend vt. jn. 3.

CLAY MINERALOGY OF SURFICIAL FINE-GRAINED QUATERNARY DEPOSITS ON SAAREMAA ISLAND, WESTERN ESTONIA

Volli Kalm, Andrus Einmann, Jaan Aruväli

Introduction

Clay mineralogy has been widely used in studies of weathering of soils and Quaternary deposits, for estimation of provenance areas of glacial deposits and applied as one of the methods in lithostratigraphic dismemberment of Quaternary beds [Haldorsen, 1977; Vortisch, 1982; Snäll, 1985; Melkerud, 1985; Glass and Killey, 1987; Haldorsen et al., 1989].

In spite of more than 25 years use of XRD method in clay mineralogical studies in Estonia, the majority of these results, being concentrated into unpublished reports of Geological Survey of Estonia, are still not available for scientific publicity. Brief published data on clay mineralogy of glacial deposits of Estonia are available in few papers [Пяррус, Сааре, Утсал, 1974; Раукас, 1978; Каак и др., 1989; Kalm, 1991]. On the contrary to indicator boulders and clastic minerals, which have been widely used in glacial palaeogeography and lithostratigraphy in Eastern Baltic region [Раукас, 1965; 1978; Raukas, 1986; Вийдинг и др., 1971; Юзапавичюс и др., 1986], up to now clay minerals have deserved insufficient attention in this field of study.

According to postglacial neotectonic uplift in this region the upper part of Pleistocene deposits on Saaremaa island, as well as in Western and North-Western Estonia, has been redeposited by the waters of the Baltic Sea and has undergone weathering of various intensity and duration. Therefore, the palaeoenvironmental interpretation of clay mineral distribution in surficial sediments in this area is of special interest.

Material and methods

The material from fine-grained glacial, lacustrine and marine deposits used in the present paper was collected by the surveying

geologists during the geological mapping of Saaremaa island from 1988 to 1990. All together from 93 samples (see Table 1) clay minerals have been studied. Samples were collected from boreholes, below of the soil layer, in most cases at the depths between 0.8–12 m. Borehole locations are shown in Figure 1.

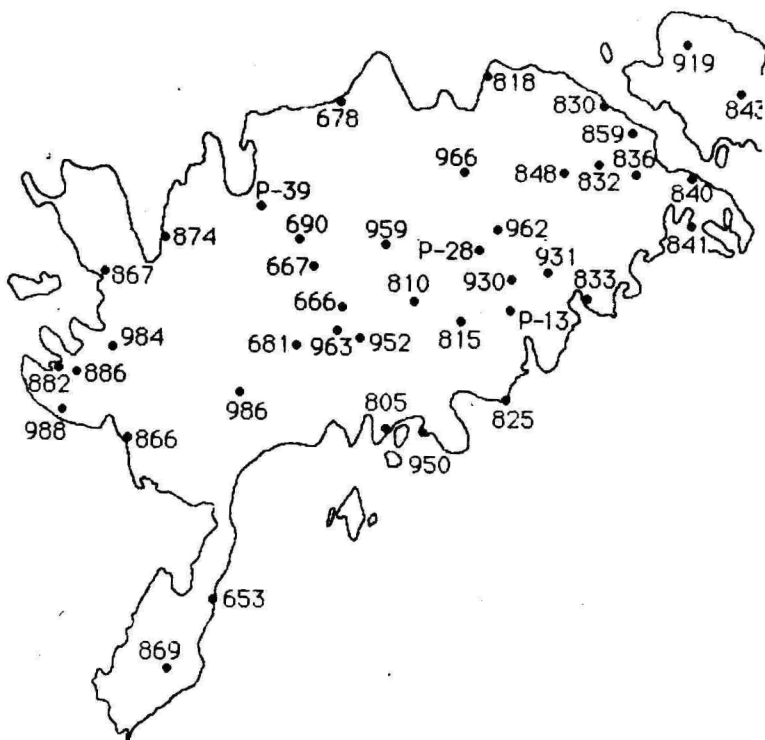


Fig. 1. Sketch — map of Saaremaa island with sampled borehole locations.

Clay fraction ($< 2 \mu\text{m}$) was separated by sedimentation after disaggregation of samples in distilled water. To avoid an influence on the clay minerals no chemical dispersion was used. Oriented mounts on glass were X-rayed in air-dried condition and selectively after heat-treatment (110° , 300° and 500°C for 2 hours), glycerol and ethylene glycol solvation and HCl-treatment (1N HCl at 80°C for 2 hours). Before the clay minerals were estimated from oriented mounts, the general mineralogical information was achieved from non-oriented powder mounts from the fine ($< 1.0 \text{ mm}$) fraction of samples.

A semi-quantitative estimation of the clay minerals involved the measure of the height of the basal reflections above the diffractograms background. Peak height measurements are considered to be especially useful in differentiating tills which are rather similar with respect to their clay mineralogy (Vortisch, 1982). In these calculations a great variety of intensity correction factors are in use [see for example Weaver, 1958; Johns et al; Thorez, 1976; Vortisch, 1982; Haldorsen et al., 1989]. In this study the intensity correction factors were estimated using the "known additions" method where the pure kaolinite as an addition was used. Kaolinite amount in samples was estimated by the 7 Å peak from the HCl-treated subsample, whereas the chlorite content was found from the reduction of the 7 Å peak after mentioned treatment. The illite content was estimated from the 10 Å peak and the vermiculite value from the 14.3–14.5 Å peak (recorded in EG-treated subsample), from which the chlorite component was subtracted. Mentioned kaolinite, illite, chlorite and vermiculite peak intensities were corrected by factors of 1.0, 0.4, 0.5 and 0.9, respectively.

The main objective of the quantitative evaluation of clay minerals is to see the trends in different minerals at various depths of section or in various genetic types of deposits. Here the trends are more important than absolute percentages.

Bedrock geology

The bedrock of Saaremaa island consists of Silurian carbonate rocks, marls and clays. The strata of the bedrock dip southwards on an average 10–15°. As a result of that the bedrock unit outcrops lie from west to east (Fig. 2). Most of Silurian carbonate rocks are of biogenic or biochemogenic origin. The content of terrigenous material in the bedrock in the western part of Saaremaa is generally less (does not exceed 25 %) than that in the eastern part of island (25–50 %) [Юргенсон, 1988]. The terrigenous material in Silurian bedrock is mainly composed of pelitic fraction, the sand and silt fractions as a rule do not exceed 20–25 % [Юргенсон, 1988]. The clay mineral component of the pleitic fraction ($< 2 \mu\text{m}$) consists of illite (60–90 %), chlorite (5–40 %) and mixed-layered mineral, mainly illite/smectite (5–20 %). According to Utsal and Jürgenson [Утсал, Юргенсон, 1971] smectite layers form as a maximum 15 % of that mixed-layered illite/smectite. Kaolinite (0–20 %) was estimated only in the bentonite layers, occurring in Adavere and Jaani beds (Lower Silurian) in the northern part of Saaremaa island or the southern part of Hiiumaa island [Юргенсон, 1988].

North of Silurian outcrops, about 25–30 km north-west of Saaremaa island, on the sea floor and on the northern part of Hiiumaa

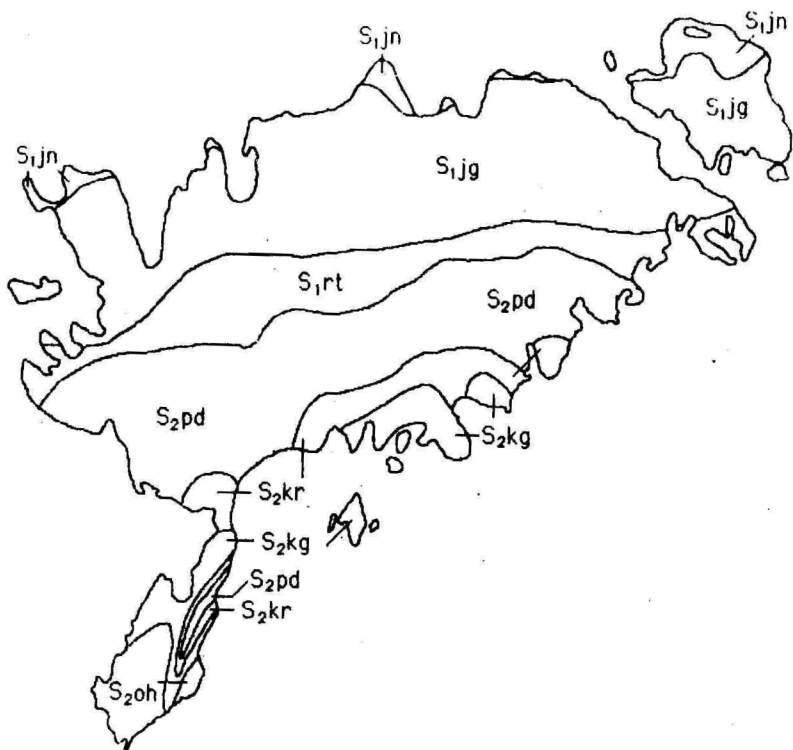


Fig. 2. Geological map of Saaremaa island. Regional stages:

S ₁		S ₂	
jn	— Jaani	pd	— Paadla
jg	— Jaagurahu	kr	— Kuressaare
rt	— Rootsiküla	kg	— Kaugatuma
		oh	— Ohesaare

maa island, Ordovician limestones, dolomites, marls and argillites are distributed. In terms of clay mineralogy, Ordovician rocks are similar to Silurian ones — the clay fraction consists of 70–100 % illite, 10–20 % chlorite and only in Lower-Ordovician, which do not outcrop on West-Estonian islands, up to 10–20 % kaolinite [Пылма, 1982].

To north and north-west of Ordovician outcrops lies a narrow band of Cambrian sandstones, siltstones and clays (see [Winterhalter et al., 1981]).

Formation of glacial, glaciolacustrine, lacustrine and marine deposits

The Silurian bedrock is overlined by thin Quaternary cover which is often less than 1 m, reaching 20–30 m in places of glacial accumulative landforms. The territory of Estonia was freed from the continental ice in Gothiglacial time during a time period of approximately 2000 years [Raukas, 1986]. The ice cover began to retreat from Saaremaa island after the maximum of the Pandivere stage i.e. less than about 12,000 years ago. Approximately 11,200 years ago there took place the last readvance of ice on Estonian territory (Palivere stage) and after that about 11,000 years ago what is now Estonia was free from ice [Raukas, 1986]. At the time of the maximum readvance during the Palivere stage, ice covered only the western and north-western parts of Saaremaa island (see Fig. 5). The direction of ice flow was from north-west to south-east during the Palivere stage against southerly and southwesterly direction during the previous, Pandivere stage [Raukas, 1986]. Glacial till on Saaremaa island is presented mainly by two types, basal and marginal ones, deposited both in subaquatic conditions. Glaciofluvial deposits, distributed mainly in central and western part of island are represented by gravel, sandy and silty deposits. Glaciolacustrine deposits — sands, silts, varved clays — cover large areas of till plains and lowlands. Since the deglaciation of island (12,000–11,000 BP) to the rise of it from water which started about 10,500 BP [Kessel, 1961; Кессел, 1988], the sedimentation of glaciolacustrine deposits was accompanied by no or limited redeposition of older material. Redeposition started in correlation with the rise of the island from the sea. Uplift and shoreline regression were very rapid (< 20 mm/year) immediately after deglaciation and decreased to 2–3 mm/year at present [Кессел, Мийдел, 1973; Никонов, Сильдвез, 1986]. The rise of island from water and accompanying resedimentation of glacial deposits took place practically in fresh water conditions to the end of Ancylus stage (\approx 7,600 BP) [Punning et al., 1988]. Thus, it is a rather delicate problem to dismember glaciolacustrine deposits of Baltic Ice Lake and lacustrine deposits of Yoldia and Ancylus stages. In this paper surficial fine-grained sediments of Yoldia and Ancylus stages, distributed above the maximum level of Littorina transgression (15–20 m a.s.l.), are interpreted as lacustrine deposits. Marine sands, silts and clays, which have been deposited in brackish water, on Saaremaa island lie below the mentioned before transgression level. According to Punning and others (1988) the salinity of the coastal zone of Western Estonia was 9–11 ‰ during the Littorina stage and 6–7 ‰ during the Limnea stage.

Among described deposits, till can be treated as the parent

material for glaciolacustrine, glaciofluvial, lacustrine and marine deposits. At the same time glaciolacustrine and glaciofluvial deposits served again as sources for lacustrine and marine deposits and so on.

There is almost nothing known about the distribution and composition of pre-Late-Weichselian glacial deposits on Saaremaa island. According to the position below the 30.4 m thick Late-Weichselian till layer, at the depth of > 33.3 m from the surface, the layer of glaciolacustrine clays in buried valley (Fig. 1 and 8, core no. 678) is assumed to represent pre-Late-Weichselian glacial deposits. Clay mineralogy of these glaciolacustrine deposits was determined in sample no. 50, core no. 678 as follows: illite — 69, chlorite — 17, kaolinite — 10, and vermiculite — 3 %.

Clay mineralogy

Illite (72–82 %), kaolinite (6–12 %), chlorite (8–12 %) and vermiculite (0–7 %) as main components and traces of smectite were estimated in analysed samples. Table 1 presents an average semiquantitatively estimated percentage of main clay minerals:

Gen. type of deposits	No. of samples	Percentage of main clay minerals:			
		Kaolinite	Illite	Clorite	Vermiculite
Middle-Weichselian(?) glaciolacustrian dep.	1	10	69	17	3
Late Weichselian till	48	7	80	10	3
Late Weichselian glacio- lacustrian dep.	13	12	74	9	5
Lake deposits	4	13	71	10	6
Marine deposits	27	7	79	8	5

Fluctuations in clay minerals distribution in different genetic types of deposits are caused by their distribution in provenance region rocks, by weathering of investigated material during and after deposition and by the amount of authigenic clay formation. The main sources of illite for Quaternary deposits in West Estonian islands were definitely local, illite-rich Paleozoic carbonaceous rocks. Beside of that, illite from weathered crystalline and metamorphous rocks of Baltic Shield is assumed to be present in investigated deposits. However, illite as well as chlorite are considered to be of predominantly local origin. For kaolinite the main parent material was again the weathered crust of Baltic Shield north and north-west of Estonia. Bentonite layers in Adavere and Jaani beds (Lower Silurian) with 10–20 % kaolinite in clay fraction had minor importance

in contribution of kaolinite to Quaternary deposits. Vermiculite is the product of weathering and possible pedogenetic alteration of micas and chlorites [Brown, 1984; Velde, 1985].

It has been estimated that in weathering conditions, in which the analysed material has been, the clay mineral relative stability is as follows: mica, chlorite \rightarrow mixed layered expandable, non expandable \rightarrow fully expandable smectite \rightarrow kaolinite + Al, Fe oxides [Jackson, 1959; Velde, 1985; Pickering, 1986].

Illite in analysed samples was recognized as a dioctahedral variety by its strong reflections at 10Å, 5Å and 3.3Å. In trioctahedral varieties the 5Å reflection is lacking or of very weak intensity [Brown and Brindley, 1984; Srodon and Eberl, 1984].

Illite, as well as chlorite, derived from local bedrocks "diluted" kaolinite-rich till in glacier in the course of its advance in West-Estonian islands. Our clay mineralogy data show almost no correlation between illite and chlorite in surficial deposits (Fig. 3, 4), a feature which has been inherited from bedrock. However, there does exist a correlation between illite and chlorite percentages in limited number of samples where these two minerals constitute 100 % of all clay minerals. This illite-rich and kaolinite-free (fig. 3, 5, 6) till is considered to be the so-called local till of basal deposition which has undergone a very limited glacial transport and mixing with englacial material.

The illite/kaolinite relation arose from the rate of enrichment of till with local illitic material. The higher the rate of enrichment of till with illite, the lower the amount of kaolinite (Fig. 3). However, the illite content in tills reflects not only the intensity of glacial erosion but also indicates the stadial character of deglaciation and certain direction of ice flow. For example the tills of Pandivere stage on south-eastern half of island are rich in illite (Fig. 5). Pandivere stage was characterized by the southerly or even southwesterly direction of continental ice flow [Raukas, 1986]. Next ice advance — Palivere stage — took place in southeasterly direction and covered the north-western half of island with rapakivi- and kaolinite-rich till (Fig. 6), accompanied with the decrease of illite in it (Fig. 5).

In lacustrine and glaciolacustrine deposits, derived basically from Late Weichselian till, the illite content steadily decreases. Illite decrease is accompanied with the increase of kaolinite and vermiculite percentage, while the amount of chlorite is almost stable (Table 1).

In marine clayey sands and silts, which underwent redeposition more times than all others and are consequently the most weathered material, the illite content remarkably increases (Table 1). In the weathering zone there are three major processes encountered, involving illite layers [Srodon and Eberl, 1984].

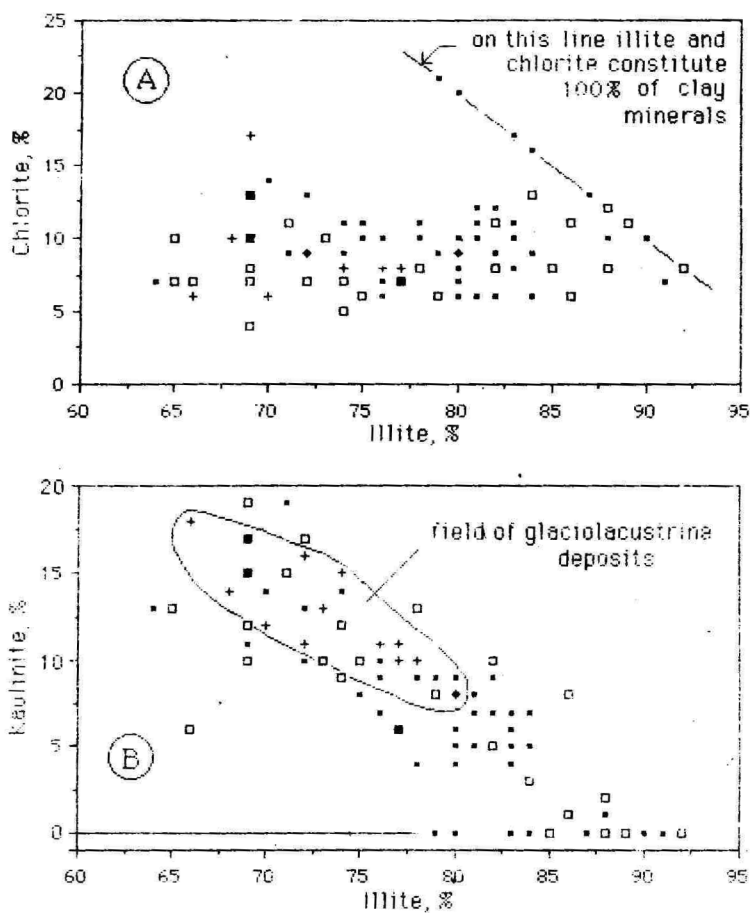


Fig. 3. Illite — chlorite (A) and illite — kaolinite (B) relationship in surficial fine-grained Quaternary deposits on Saaremaa island: — Late-Weichselian till (g III), + — Late-Weichselian glaciolacustrine dep. (lg III). — Holocene lacustrine deposits (Y + A), — Holocene marine deposits (mIY).

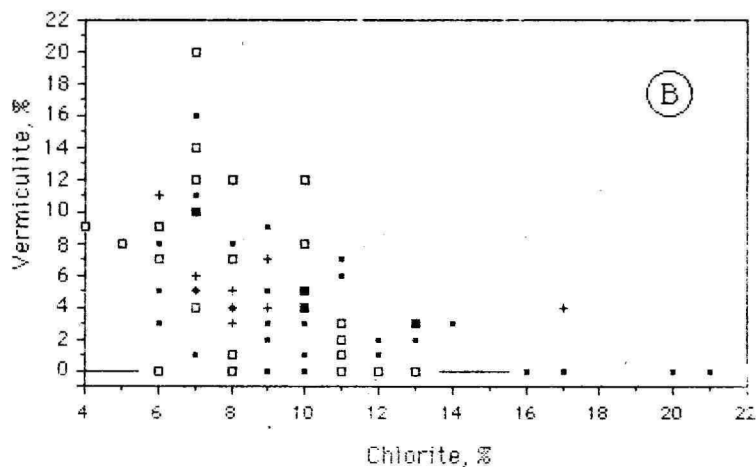
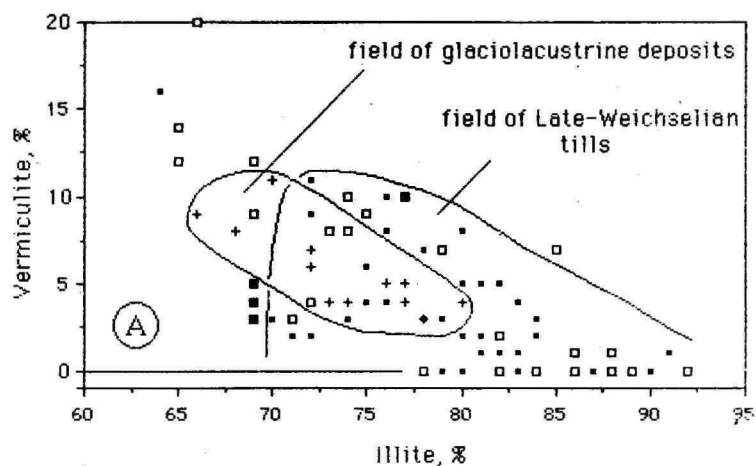


Fig. 4. Illite — vermiculite (A) and chlorite — vermiculite (B) relationship in surficial fine-grained Quaternary deposits on Saaremaa island. See legend on Figure 3.

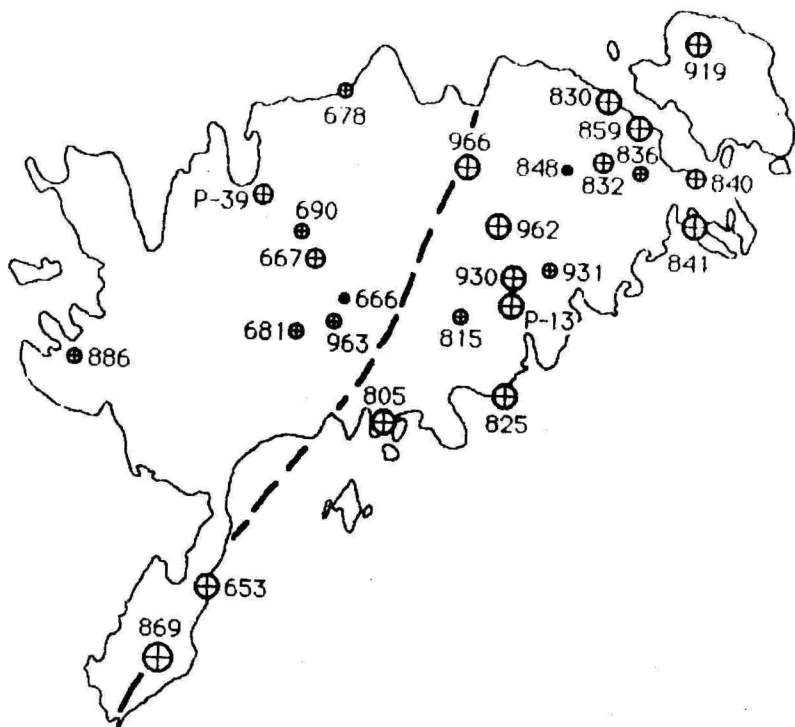


Fig. 5. Illite content (%) in Late-Weichselian till samples on Saaremaa island: — ≤ 70 ; — 71-75; — 76-80; — 81-85; — ≥ 86 %. If more than one sample from borehole, average values are given. — denotes the south-eastern boundary of distribution of rapakivi from the Åland island and from the massifs of southwestern Finland as well as the approximate glacial advance of Palivere stage ≈ 11200 B.P. (after [A. Raukas, 1986]).

1. Degradation of detrital illitic material by leaching, leading to formation of expandable layers ("opening" of illite),
2. crystallisation of illite in the bottom parts of weathering zones,
3. transformation of smectite into illite layers by wetting and drying.

In the case studied, the first and third process did not become evident, because of absence or very limited presence of smectite in analysed samples. If there did occur only smectite traces in deposits (beside of smectite interlayers in illite structure), the process of

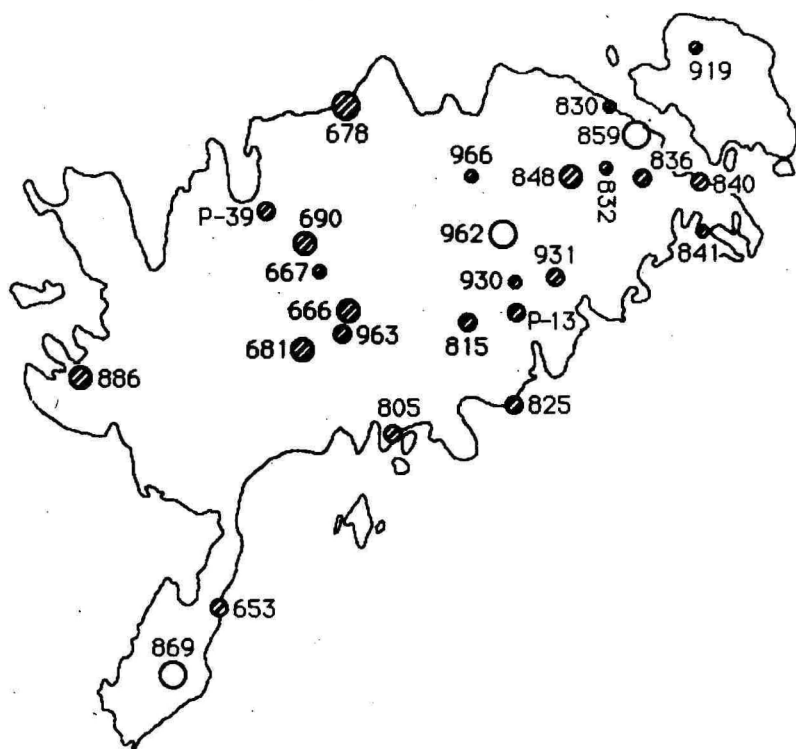


Fig. 6. Kaolinite content(%) in clay fraction (< 0.002 mm) of Late-Weichselian till on Saaremaa island: = 0; — 1-5; — 6-10; — 11-15; — ≤ 15 %.

transformation of smectite into illite was limited too. Neof ormation of illite in weathering profiles is possible by the weathering of K-feldspars [Eggleton, Buseck, 1980]. K-feldspars solution [Weaver, 1967] and plant tissues [Keller, 1970] are considered to be sources of K^+ for illitization.

Illite does not form abundantly in sea water, but vermiculite and high-charge smectite layers in illite/smectite can fix small amounts of K irreversibly without wetting and drying [Srodon and Eberl, 1984]. Thus the transformation of vermiculite (note the decrease of vermiculite content in marine deposits in comparison with lacustrine deposits, Table 1.) and "opened" illite back into illite by the fixation of K^+ from sea water is also considered to be responsible for enrichment of marine deposits with illite.

Kaolinite. In oriented specimens, kaolinite is easily recognizable by its reflections at 7.15Å, 3.5Å and 2.3Å. These reflections are stable after glycolation but are suppressed from X-ray pattern after having been heated to 500 °C for 2 to 4 hours [Thorez, 1976; Brown and Brindley, 1984]. The identification of kaolinite in mixture with chlorite is delicate because the overlapping of 7Å and 3.5Å reflections. For this purpose two methods were used. After heat-treatment at 500 °C for 2 hours the kaolinite becomes decomposed, but the chlorite remains, whereas in hydrochloric acid chlorite is dissolved while kaolinite remains theoretically unaffected.

Kaolinite is an end product of aluminosilicate minerals leaching. Because of its simple chemical composition kaolinite is stable at 25 °C, 1 atmosphere [Velde, 1985], whereas the formation of secondary kaolinite indicates an environment of strong leaching and removal of Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{2+} , K^{+} , Fe^{+} and addition of H^{+} [Keller, 1970; Pickering, 1986]. Therefore, the higher average content of kaolinite in glaciolacustrine and lacustrine deposits than that in glacial till (Table 1), is explainable as the result of more intensive enrichment of till with kaolinite-free local material, not due to neof ormation of kaolinite. In borehole No. 859 (Fig. 7) the Late Weichselian till was kaolinite-free, whereas under- and upperlaying clayey silt consists of kaolinite. This example makes clear that clay minerals assemblage in glaciolacustrine deposits is not directly inherited from local till.

In few places, for example in borehole No. 678 the content of kaolinite in till was estimated higher than that in other genetic types of deposits in this section (Fig. 8). This borehole is located very close to the outcrops of bentonite-bearing limestones of Jaani stage (see Fig. 1 and 2). In this case the high kaolinite amount apparently reflects strong erosion of local kaolinite-rich bedrocks during glaciation. Thus one can conclude that high kaolinite content or absence of it, both can be characteristic for local till on Saaremaa island (Fig. 6). Despite of this conclusion, in general the higher kaolinite containing in tills was recorded on north-western part of Saaremaa island, coinciding with the distribution area of rapakivi-rich tills of Palivere stage (Fig. 5, 6).

In marine clays, comparing them with lacustrine and glaciolacustrine deposits, the relative amount of kaolinite decreases in accordance with their enrichment with illite (Table 1).

Clorite exhibits basal reflections at 14Å, 7Å, 4.7Å, 3.5Å and 2.8Å [Brown and Brindley, 1984]. These spacings are not affected by glycolation but upon heating to 500 °C, the intensities of the 14Å reflection are enhanced while its position is slightly shifted to a lower (13.6–13.8Å) value [Thorez, 1976]. The other basal reflections decrease in intensity after the heat-treatment. Differentiation of

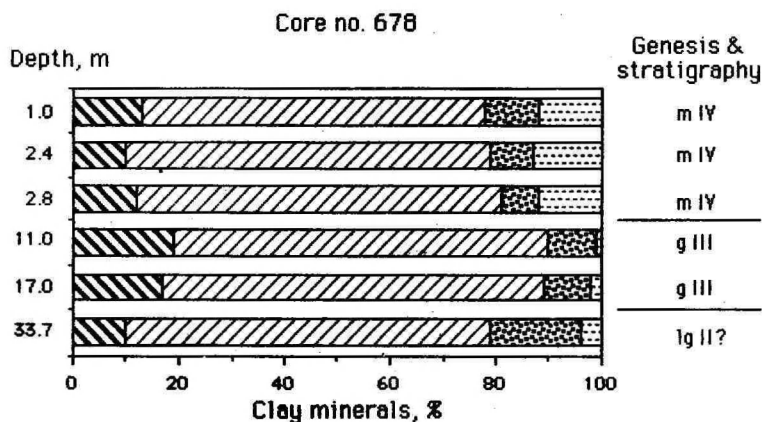


Fig. 7. Distribution of clay minerals in core no 859. Legend: — kaolinite; — illite; — chlorite; — vermiculite; m IV — Holocene marine deposits; lg III — Late-Weichselian glaciolacustrine deposits; g III — Late-Weichselian till; lgII? — Middle-Weichselian(?) glaciolacustrine deposits.

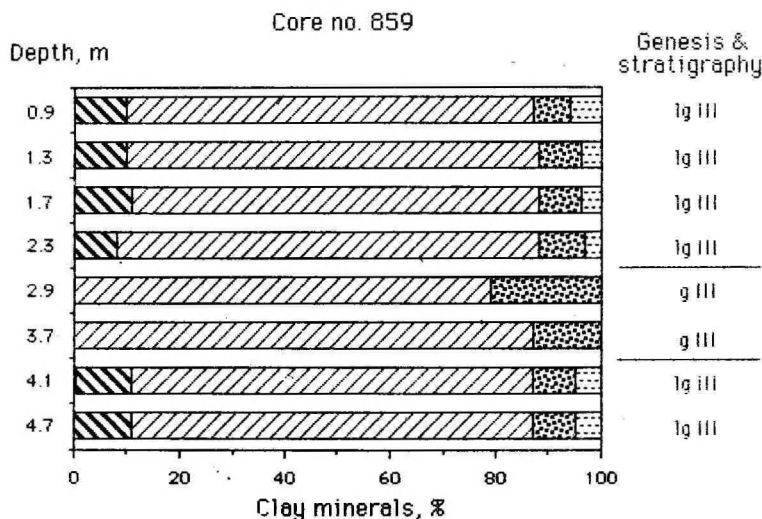


Fig. 8. Distribution of clay minerals in core no 678. See legend on Fig. 7.

chlorite and kaolinite in mixture was discussed earlier in this paper.

The 14Å chlorites are not stable in weathering profiles [Thorez,

1976; Velde, 1985], whereas since the chlorite structure contains no alkali ions, it frequently remains present as a relict phase in surficial deposits [Velde, 1985]. As it was mentioned earlier, clay mineralogy data show almost no correlation between illite and chlorite in studied deposits (Fig. 3), but there does exist a correlation between illite and chlorite percentages in samples where these two minerals constitute 100 % of clay minerals, i.e. in local basal tills. After that, one can see a weak correlation between chlorite content and depth of sampling, where the chlorite percentage slightly increases with depth (Fig. 9). In upper parts of sections a considerable amount of chlorite became decomposed. Most clearly it appears in marine deposits (Fig. 9). Due to weathering defects occur in the lattice of chlorite, the brucite layer becomes partly replaced by hydrated cations [Thorez, 1976]. The structural similarities of chlorite and vermiculite give rise to materials of intermediate type which are common and have been referred to as vermiculite, soil chlorite or smectite intergrades, commonly found in soils [Brown, 1984]. Therefore, chlorite content in analysed samples has in general a clear negative correlation to that of vermiculite (Fig. 4B).

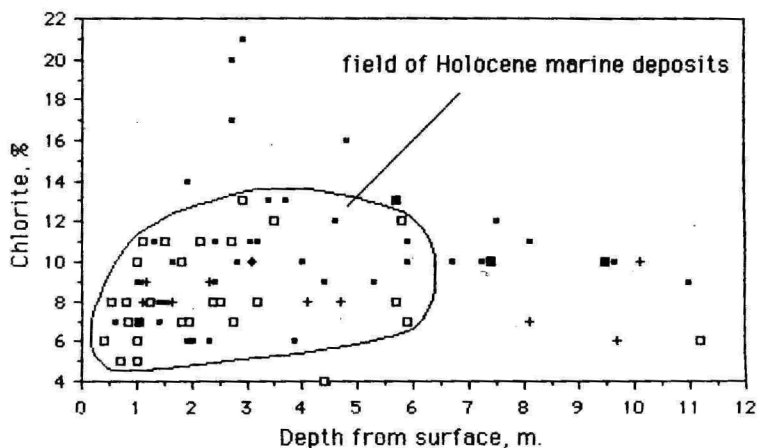


Fig. 9. Relationship between chlorite content (%) and depth of sampling from surface. See legend on Fig. 3.

Vermiculite shows a 14.3–14.5 Å reflection in the natural sample, which decreases to 10–12 Å after K-saturation and shifts to 10 Å upon heating to 500° [Thorez, 1976]. Vermiculite does not always form from phyllosilicates and represents the transition between early formed and final clay mineral assemblages in a weathering profile,

reflecting loss of calcium and magnesium and oxidation of iron [Velde, 1985].

In analysed material, vermiculite was absent in considerable number of samples from till and marine deposits (Fig. 10). In general, vermiculite content increases from the bottom to top of sections (Fig. 10), i.e. reflects the intensity of weathering. Here glaciolacustrine clays are an exception because of often higher vermiculite content in beds, overlaid by Late Weichselian till. As it was mentioned earlier in this paper, vermiculite percentage has a clear negative correlation besides of chlorite, also with illite content (Fig. 4A).

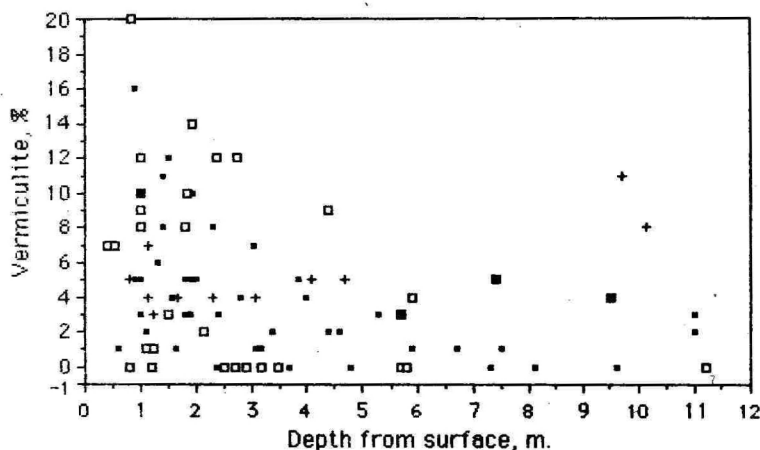


Fig. 10. Relationship between vermiculite content (%) and depth of sampling from surface. See legend on Fig. 3.

The absence of smectite (only traces) indicates, that weathering of studied sediments in general was weak. Even moderately advanced weathering produces abundant smectite [Velde, 1985]. Weathering of primary minerals to montmorillonite-type clays is promoted by neutral to alkaline conditions and incomplete leaching of Na, K, Ca and Mg [Pickering, 1986].

Conclusions

No matter what genetic type of deposits, illite is dominating clay mineral in Quaternary clayey sediments on Saaremaa island, Western Estonia. Kaolinite and chlorite both comprise about 7-11 % of clay minerals. Illite and chlorite are the only two clay minerals present

in all analysed samples. Vermiculite content usually does not exceed 6-7 % and often (18 % of samples) is absent in studied material. In general our results confirm the Svantesson's (1976) and Stevens and others (1987) conclusions that the clayey sediments of Weichselian and Flandrian age around Northern Baltic are rich in illite, contain a considerable amount of kaolinite and no or very little smectite.

In North-Eastern Baltic, on paleozoic bedrocks, illite, kaolinite and to a lesser extent chlorite can be used as the indicator minerals, reflecting the direction of continental ice flow, intensity of glacial erosion and till transport distances. At the same time illite, chlorite and in particular vermiculite distribution in studied sections and genetic types of deposits partially indicates the intensity and duration of weathering.

REFERENCES

- Brown, G., 1984. Crystal structures of clay minerals and related phyllosilicates. In: Phil. Trans. R. Soc. London, A 311, p. 221-240.
- Brown, G., Brindley, G.W., 1984. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal structure of clay minerals and their x-ray identification (eds. G.W. Brindley and G. Brown), Mineralogical Society Monograph No. 5, p. 305-360.
- Eggleton, R.A., Buseck, P.R., 1980. High resolution electron microscopy of feldspar weathering. In: Clays and clay Min., vol. 28, p. 173-178.
- Glass, H.D., Killey, M.M., 1987. Principles and applications of clay mineral composition in Quaternary stratigraphy: Examples from Illinois, USA. In: Tills and Glaciotectonics (ed. J. van der Meer). Balkema, Rotterdam, p. 17-126.
- Haldorsen, S., 1977. The petrography of tills — a study from Ringsaker, south-eastern Norway. In: Norges geol. unders., vol. 336, 36 p.
- Haldorsen, S., Jørgensen, P., Rappol, M., Riesebo, P., 1989. Composition and source of the clay-sized fraction of Saalian till in The Netherlands. Boreas, vol. 18, p. 89-97.
- Jackson, M.L., 1959. Frequency distribution of clay minerals in major soil groups as related to factors of soil formation. In: Clays and Clay Min., vol. 6, p. 133-143.
- Johns, W.D., Grim, R.E., Bradley, W.F., 1954. Quantitative estimation of minerals by diffraction methods. In: J. Sed. Petrol., vol. 24, p. 242-251.
- Kalm, V., 1991. Mineraal illiidi kohastumine keskkonnatingimustega Eesti kvaternaarisetete näitel. Rmt.: Inimene ja geograafiline keskkond. Tallinn, lk. 37-42.
- Keller, W.D., 1970. Environmental aspects of clay minerals. In: Sed. Petrol., vol. 40, N 3, p. 788-812.
- Kessel, H., 1961. Balti mere arenemisest Eesti NSV territooriumil holotseenis. Rmt.: ENSV TA GI uurimused, VII, lk. 167-182.

- Melkerud, P.-A., 1985. Clay mineralogical comparison of weathering profiles associated with spruce and birch stands. In: Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., vol. 107, N 4, p. 301-309.
- Nikonov, A., Sildvee, H., 1986. Seismic and tectonic activity of Estonian territory. In: Abstr. of the 7th Int. Symp. on Recent Crustal Movem. of the Earth, Tallinn, p. 99.
- Pickering, W.F., 1986. Metal and speciation — soils and sediments. (A review). In: Ore Geology Reviews, vol. 1, p. 83-146.
- Punning, J.-M., Martma, T., Kessel, H., Vaikmäe, R., 1988. The isotopic composition of oxygen and carbon in the subfossil mollusc shells of the Baltic Sea as an indicator of palaeosalinity. In: Boreas, vol. 17, 27-31.
- Raukas, A., 1986. Deglaciation of the Gulf of Finland and adjoining areas. In: Bull. Geol. Soc. Finland 58, Part 2, p. 21-33.
- Snäll, S., 1985. Weathering in till indicated by clay mineral distribution. In: Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., vol. 107, N 4, p. 315-322.
- Srodon, J., Eberl, D., 1984. Illite. In: Micaceous Minerals, vol. 13, (ed. S.W. Baily). Mineralogical Society of America, 584 p.
- Stevens, R.L., April, R.H., Wedel, P., 1987. Sediment colour and weathered preglacial sources of Quaternary clays in south-western Sweden. In: Geol. Fören. i Stockholms Förhandl., vol. 109, p. 241-253.
- Svantesson, S.-L., 1976. Granulometric and petrographic studies in the Cambro-Silurian area of Gotland, Sweden, and studies of the ice recession in northern Gotland. In: Striae, vol. 2, 80 p.
- Thores, J., 1976. Practical identification of clay minerals. In: Disson, Belgique, 90 p.
- Velde, B., 1985. Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. In: Developments in sedimentology, 40. Elsevier, 427 p.
- Vortisch, W., 1982. Clay mineralogical studies of some tills in northern Germany. In: Geologica et Palaeontologica, vol. 15, p. 167-192.
- Weaver, C.E., 1958. Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part 1. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. In: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 42, p. 254-271.
- Weaver, C.E., 1967. The significance of clay minerals in sediments. In: Fundamental Aspects of Petroleum Geochemistry. (eds. B. Nagy and U. Colombo). Elsevier, Amsterdam, p. 37-75.
- Winterhalter, B., Floden, T., Ignatius, H., Axberg, S., Niemistö, L., 1981. Geology of the Baltic Sea. In: The Baltic Sea (ed. A. Voipio). Elsevier Oceanography Series. Vol. 30, p. 1-121.
- Вийдинг Х., Гфйгалас А., Гуделис В., Раукас А., Тарвидас Р., 1971. Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. Вильнюс, 95 с.
- Каяк К., Саарсе Л., Раукас А., Утсал К., Калм В., 1990. О вещественном составе разноцветных морен Южной Эстонии. В кн.: Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Т. II, Tallinn, с. 58-60.
- Кессл Х., 1988. Древнебереговые образования острова Сааремаа. В кн.: Геологическое строение и развитие Балтийского моря и закономерности формирования минеральных ресурсов. Tallinn, с. 110-114.

- Кессел Х., Мийдел А., 1973. О поздне- и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии. В кн.: Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., № 22, 3, с. 257–264.
- Пиррус А., 1968. Ленточные глины Эстонии. Таллинн, 144 с.
- Пылма Л., 1982. Сравнительная литология карбонатных пород ордовика Северной и Средней Прибалтики. Таллинн, 164 с.
- Раукас А., 1965. Применение метологического метода исследования для выяснения вопросов стратиграфии четвертичного периода. В кн.: Основные проблемы изучения четв. периода. М.: Наука, с. 470–477.
- Раукас А., 1978. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллинн, 310 с.
- Саарсе Л., Утсал К., 1974. Рентгеноструктурная характеристика озерно-ледниковых глины Южной Эстонии. В кн.: Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., № 23, 3, с. 244–253.
- Утсал К., Юргенсон Э., 1971. Минералогия метабентонитов Эстонии. В кн.: Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., т. 20, № 4, с. 336–348.
- Юозанавичюс Г., Калм В., Юргайтис А., 1986. Особенности минералого-петрографической дифференциации четвертичных отложений на равнинах Прибалтики, подстилаемых карбонатными породами. В кн.: Изв. АН ЭССР, Геология, т. 35, № 2, с. 68–75.
- Юргенсон Э., 1988. Осадконакопление в силуре Прибалтики. Таллинн, 175 с.

SAVIMINERAALID SAAREMAA PEENETERALISTES KVATERNAARISSETETES

Volli Kalm, Andrus Einmann, Jaan Aruväli

Resümee

Ülevaade põhineb savimineraalide 93 proovi analüüsil, mis jagunesid setete geneetiliste tüüpide vahel järgmiselt: hilisvaldai moreenid — 48; merelised setted (Lit + Lim) — 27; limnoglatsiaalsed setted — 13; järvelised setted (Y + Anc) — 4; hilisvaldai-eelsed (?) limnoglatsiaalsed setted — 1. Savimineraalide kvalitatiivne ja kvantitatiivne koostis määrati röntgenstruktuuranalüüsiga fraktsioonist < 0.002 mm valmistatud keemiliselt töötlemata preparaatides. Töös esitatud savimineraalide hulgalise sisalduse näitajad peegeldavad nende mineraalide suhtvahekordi, sest uuritud fraktsioonis esinenud mitte-savimineraalid on jäetud arvesse võtmata. Uuritud settetüüpide keskmised savimineraalide sisaldused (fraktsioonis < 0.002 mm) on esitatud tabelis 1.

Kõigis uuritud settetüüpides domineerib savimineraal illiit (70–85 %), järgnevad ligikaudu võrdse sisaldusega (7–11 %) kaoliniit ja kloriit. Vermikuliiti on tavaliselt alla 6 %, paljudes proovides aga

puudub hoopis. Smektiiti on vaid jälgedena, protsentuaalse sisalduse leidmiseks ebapiisavalt. Illiit esineb dioktaedriline ning pärineb kohalikust aluspõhjast või liustikuga kohalekantud materjalist. Illiidi ja kaoliniidi ning illiidi ja vermikuliidi hulgaliste sisalduste vahel on selge negatiivne korrelatsioon (jn. 3, B, 4, A). Illiidi ja kloriidi sisalduste vahel selget korrelatsiooni ei ole (jn. 3, A). Moreenis on illiiti teiste settetüüpidega võrreldes rohkem. Eriti selgelt ilmneb see Saaremaa ida- ja kaguosas, see on aladel, kuhu ei ulatunud Palivere staadiumi liustik ja kus levivad Pandivere staadiumi moreenid (jn. 5). Saare loode- ja lääneosas, Palivere staadiumi moreenides, on seevastu keskmisest rohkem kaoliniiti (jn. 6). Kaoliniidirikas piirkond kattub Ålandi ja Edela-Soome rabakivide levikualaga Saaremaal, peegeldades seega Palivere staadiumi liustikes sisaldunud glatsiaalsete setete olulist erinevust Pandivere omadega võrreldes. Üksikutes moreeniproovides puudus kaoliniit täiesti. Selline asjaolu viitab lokaalmoreenile, kus domineerib kohalikust aluspõhjast pärit materjal (illiit ja kloriit). Läbilõigete ülemises, maapinnale lähemal olevas osas väheneb kõigis settetüüpides kloriidi keskmine sisaldus (jn. 9). Samas suunas, s.t. sügavuse vähenedes suureneb vermikuliidi sisaldus (jn. 10). Vermikuliit on tüüpiline mullatekkeline mineraal ning sageli on tema lähtematerjaliks just kloriit. Sellest ka selge negatiivne korrelatsioon kloriidi ning vermikuliidi sisalduste vahel (jn. 4, B).

SISUKORD — CONTENTS — ОГЛАВЛЕНИЕ

A. Rõõmusoks. Esimene Eesti geoloogiaprofessor Hendrik Bekker	3
V. Kalm. Prof. H. Bekkeri loodusteaduslik mitmekülgsus	15
V. Kalm. Natural-scientific versatility of Prof. Hendrik Bekker. Summary	20
E. Saarmaa. Hendrik Bekker. 29.12.1891–22.06.1925. Kirjanduse nimestik	22
V. Petersell, J. Kirs. Geochemical Character of Estonian Subplatform Granitoids and Gabbroids	27
V. Petersell, J. Kirs. Eesti subplatvormsete granitoidide ja gabbroidide geokeemiline loomus. Resüme	31
I. Paalits. Upper Cambrian Acritarchs from the Petseri Formation (East European Platform)	44
I. Paalits. Ülemkambriumi akritarhid Petseri kihistus (Ida-Euroopa platvormilt). Resüme	50
L. Ainsaar. Jõhvi ja Keila lademe stratigraafilisest liigestamisest Põhja-Eestis	56
L. Ainsaar. On the Stratigraphical Subdivision of the Jõhvi and Keila Regional Stages in North Estonia. Summary	64
A. Oraspõld, A. Põldvere. Pirgu lade Kesk-Eesti idaosas	69
A. Oraspõld, A. Põldvere. The Pirgu Stage in the Eastern Part of Central Estonia. Summary	78
A. Ораспыльд, А. Пыльдвере. Пиргуский горизонт восточной части Центральной Эстонии. Резюме	78
A. Oraspõld. Detriidi hulk ja koostis Pirgu lademe (O ₃) Tootsi, Halliku ja Oostriku kihistute karbonaatkivimites Kesk-Eesti idaosas (Torma puursüdamiku põhjal)	86
A. Oraspõld. Skeletal Debris Content and Composition in the Carbonate Rocks of the Tootsi, Halliku and Oostriku Formations of the Pirgu Stage (O ₃) in Eastern Part of Central Estonia (Torma boring section). Summary	90
A. Ораспыльд. Количество и состав детрита в карбонатных породах тоотсийской, халликуской и оострикуской свит пиргуского горизонта (O ₃) в восточной части Центральной Эстонии (По скважине Торма). Резюме	90
V. Kalm, A. Einmann, J. Aruväli. Clay Mineralogy of Surficial Fine-grained Quaternary Deposits on Saaremaa Island, Western Estonia	95
V. Kalm, A. Einmann, J. Aruväli. Savimineraalid Saaremaa peeneteralistes kvaternaarisetetes. Resüme	112

Tartu Ülikooli toimetised
Vihik 956
EESTI GEOLOOGILISE EHTITUSE KÜSIMUSI
Tõid geoloogia alalt XIII
Tartu Ülikool.
EE2400 Tartu, Ülikooli 18
Vastutav toimetaja V. Kalm
Korrektor L. Jago
7,86. 7,25. T. 535. 200
TU trükikoda. EE2400 Tartu, Tiigi 78