

A. RÕÕMUSOKS



esti
aluspõhja
geoloogia

ARVO RÕÕMUSOKS

EESTI

ALUSPÕHJA GEOLOOGIA

TALLINN "VALGUS" 1983

Retsenseerinud geoloogiadoktor R. Männil

Kaane kujundanud O. Mellov

УДК 551.7 (035 : 3) (474 : 2)

В книге дана характеристика кристаллического фундамента Эстонской ССР и стратиграфии осадочного чехла, представленного вендским комплексом и кембрийской, ордовикской, силурийской и девонской системами. Книга обосновывается на многочисленные работы ряда исследователей и автора. Она предназначена для геологов, студентов и научных работников, а также для широкого круга читателей, интересующихся вопросами геологии Эстонии.

Табл. 9, фототабл. 48, рис. 117, библи. 223 назв.

26.3

Арво Рыммусокс. Геология коренных пород Эстонии.

Художник-оформитель О. Меллов. Таллин "Валгус".

Toimetaja J. Metsar. Kunstiline toimetaja O. Herodes. Tehniline toimetaja E. Sagris. Korrektorid I. Maidla ja M.-M. Matsi.

ИБ № 2429

Laduda antud 26.05.82. Trükkida antud 15.04.83. MB-00566. Formaat 60x84/16. Trükipaber nr. 1. Kiri Press Roman. Offsettrükk. Tekst laotud kirjastuses ladurkirjutil. Tingtrükipoognaid 13,02+2,79 (kleebised). Tingvärvitõmmiseid 15,81. Arvestuspoognaid 18,67. Trükiarv 1500. Tellimuse nr. 2082. Hind rbl. 1.60. Tellitud. Kirjastus "Valgus", 200090 Tallinn, Pärnu mnt. 10. Trükikoda "Pärnutrükk", 203600 Pärnu, Hommiku t. 4.

R 19404040000 - 013
M902(16) - 83 TL 39-1-82

© Kirjastus "Valgus", 1983

EESSÕNA

Eesti geoloogiat käsitlev emakeelne kirjandus ei ole kuigi mahukas. Eriti vähest valgustamist on seni leidnud aluspõhja ehitus. Ent just selles valdkonnas on viimased aastakümned toonud rohkesti uudseid andmeid, seisukohti ja üldistusi. Nii on vajadus meie ala aluspõhja geoloogilise ehituse tutvustamiseks olemas. Pealegi on viimane sellelaadne väljaanne "Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast" (Aaloe, Mark, Männil, Müürisepp, Orviku, 1960) jõudnud tublisti vananeda.

Käesoleva raamatu aluseks on autori poolt Tartu Riikliku Ülikooli geoloogia üliõpilastele paljude aastate vältel peetud loengud. Selle kirjutamisel on aga püütud vältida detailse geoloogilise ja eriti paleontoloogilise andmestiku esitamist ning raskemini arusaadavaid oskussõnu. Sellele vaatamata on raamat vajalikuks abimaterjaliks eeskätt Tartu Riiklikus Ülikoolis geoloogiat õppivatele üliõpilastele, kelle õppeplaanis on juba 1948. aastast alates kursus "Eesti aluspõhja geoloogia".

Raamatu koostamisel on esmajäjekorras kasutatud publitseeritud töid, millele pidevalt viidatakse. Siiski pole läbi saadud ka mitmete geoloogide käsikirjaliste andmete kasutamiseta. Autoril on heameel paljude kolleegide lahke abi üle raamatu kirjutamisel tekkinud probleemide lahendamisel. Eriti tänab ta kolleege R. Einastot, K. Kajakut, E. Kala, D. Kaljot, A. Kleesmenti, A. Loogi, E. Mark-Kurikut, K. Mensi, R. Männilit, A. Oraspõldu, E. Pirrust, V. Puurat, R. Vaherit ja H. Viidingut. Tänuga mäletab autor ka kadunud kolleegide T. Kuuspalu ja E. Kivimäe nõuandeid.

Nii alus- kui ka pealiskorra käsitus lähtub käesolevas raamatus NSVL Ametkondadevahelise Stratigraafia Komisjoni poolt hiljuti kinnitatud Baltikumi stratigraafilisest liigestusest (Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики 1976 г. Ленинград, 1978). Tegelikult pole aga meie käsitluses kõiki selle liigestuse alajaotusi kasutatudki. Eriti kehtib see Lõuna-Eesti aluspõhja suhtes, mille uuritus jääb Põhja-Eesti tundmi-

sele praegu detailsuselt veel tublisti alla. Hakkas ju Lõuna-Eesti kambrosiluri setendite uurimine edenema alles pärast Eesti NSV riikliku geoloogilise kaardistamise algust – niisiis kuuekümnendaist aastaist alates.

Loodetavasti aitab see raamat mingil määral süvendada huvi meie kodumaa looduse “kivise” osa ja tema arengukaigu vastu. Käsitletud ainega põhjalikumalt tutvuda soovija aga leiab vajalikku tuge viidatud rohkest erialasest kirjandusest. Olulisemate raamatus kasutatud geoloogiliste terminite seletused leiab lugeja enamasti Eesti nõukogude entsüklopeediast, osalt aga ka võõrsõnade leksikonist. Enamik raamatus leiduvatest paljandite fotodest on pildistatud autori poolt (ajavahemikus 1947–1978).

Tartus, 1. mail 1978

Autor

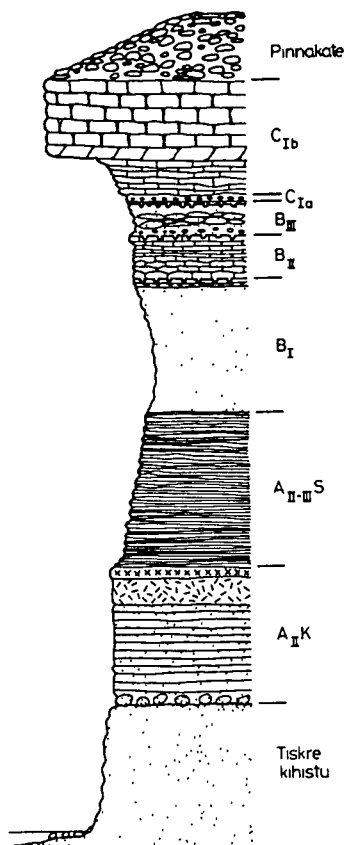
SISSEJUHATUS

Geoloogias tähistab mõiste mingi ala aluspõhi kõiki sealse maapõue tard-, moonde- ja settekivimeid. Aluspõhja katvad purdsetted aga moodustavad pinnakatte. Viimane on niisiis selle ala geoloogilise ehituse noorim osa.

Möödunud sajandi esimestel aastakümnetel tehti kindlaks, et Eesti aluspõhi koosneb settekivimeist. Nii paljanduvad suurejoonelise loodusliku paljandi – Põhja-Eesti panga (klindi) jalamil savi ja kollakad liivakivid, kõrgemal tumepruun õhukesekihiline argillit, roheline liiv ning panga ülemises osas lubjakivid (joon. 1; tahvel VIII, joon. 1; tahvel XI, joon. 1). Mitmesugused lubjakivid ja dolomiidid paljanduvad ka saartel ning Kesk-Eestis. Lõuna-Eestis aga avanevad pinnakatte all jälle liivakivid ja savid, kuid seekord peamiselt punaka või kollaka värvusega. Pärast Soome lahe graniitse põhjaranniku uurimist jõudis Tartu ülikooli esimene mineraloogiaprofessor Moritz Engelhardt (1820) arvamusele, et tardkivimeid peaks leiduma Eestiski – ainult sügaval settekivimite all (vt. lk. 24).

Ent kõigi nimetatud kivimikomplekside vanus jäi esialgu lahtiseks, sest geoloogide teenekat abilist – paleontoloogilist meetodit – polnud veel olemas. Niipea kui selle meetodi sünnimaal, Inglismaal, tard- ja moondekivimeid katvas settekivimeist koosnevas kihtkonnas ajavahemikus 1835–1839 üksteise järel piiritleti kambriumi, siluri ja devoni ladestu, hakati neid mõisteid rakendama ka Eesti aluspõhja kihtide tähistamiseks. Tõsi küll, alguses mitte päris järjekindlalt.

Sisuliselt tähendas see Eesti aluspõhja kihtide võrdlemist nende arvatavate vanuseliste analoogidega Inglismaal, teiste sõnadega, vastava kihikompleksi vanuse määramist. Nii arvati Põhja-Eesti panga alumises osas paljanduvad savid ja liivakivid kambriumi, kõrgemal lasuvad lubjakivid (nii pangal kui ka Kesk-Eestis) silurisse, ning Lõuna-Eesti punased liivakivid devonisse. Pärast ordoviitsiumi ladestu piiritlemist Inglismaal (1879) levis seegi nimi (seni siluri alumiseks osaks loetud kihtkonna tähisena) peagi kõikjale. Skandinaavias võeti ordoviitsium uue stratigraafilise mõistena kasutusele möödunud sajandi lõpul, Eesti ala suhtes rakendas seda aga esimesena R. Bassler 1911. a. ilmunud fossiilsete sammalloomade monograafias. Olgu lisatud, et Eestiski oli ordoviitsiumi nime saanud lasund varem tuntud kui alamsilur.



Joon. 1. Pakri neeme panga profiil (vrd. tahvel VIII, joon. 1). Indeksitega on tähistatud ordoviitsiumi lademed või kihistud.

Kuigi käesoleva raamatu ülesandeks ei ole geoloogiliste algteadmiste andmine, peatume esmalt lühidalt mõningatel mõistetel, millega lugeja paratamatult korduvalt kokku puutub. Alustame stratigraafiast (lad. *stratum* — kate, kiht ja kr. *grapho* — kirjutan). See on geoloogia haru, mis uurib maakoort moodustavate kivimite tekkimise järjestikkust, nende suhtelist vanust ja ruumilist levikut. Et geoloogile uurimiseks kättesaadav osa maakoorest koosneb valdavalt kihelistest settekivimitest (nn. stratifäär), siis ongi stratigraafilise uurimistöö objektiks eeskätt need kivimid. Stratigraafiline uurimine koosneb tavaliselt kahest etapist. Esmalt uuritakse võimalikult detailselt kihtide üksikuid läbilõike, profile (ka puursüdamikke), eesmärgiga neid liigestada. See

tähendab profiilides erineva kivimilise koosseisuga ja erinevate kivististega e. fossiilidega kihikomplekside väljaeraldamist. Seejärel võrreldakse üksteisest eemalasetsevaid profiile ning püütakse välja eraldatud komplekside seas leida samavanuselisi või siis vanemaid ja nooremaid kihte. Seda toimingut nimetatakse stratigraafiliseks korrelatsiooniks.

Stratigraafid uurivad niisiis maakoort, õigemini selle ülemist osa moodustavaid sette- või ka moondekivimite kihte. Kihil on alumine e. lamav ja ülemine e. lasuv pind. Nendevahelist ristjoont mõõtes saame kihi paksuse. Uuritavast kihist või kihikompleksist sügavamale jäävad kihid moodustavad tema lamami, kõrgemal lasuvad kihid aga lasumi. Iga kiht koosneb ühesuguse koostisega kivimist. Kivimi jagunemist kihtideks nimetatakse kihilisuseks (sellise kivimi vastandiks on massiivne kivim). Kihid pole lõpmatud, vaid suiduvad kusagil (s.o. kiilduvad välja; näit. merelise tekkega kihid suiduvad rannikul). Lasumistingimuste suhtes võivad kihid olla kas rõhtsad või kallakud. Esimesed ei ole oma moodustumisele järgnenud aja vältel allunud tektoonilistele liikumistele, küll aga teised, mida seepärast nimetataksegi rikutud lasumusega kihtideks.

Nagu juba tähendatud, algab mingi paikkonna stratigraafiline uurimine üksikute profiilide kirjeldamise ja liigestamisega. Paljandi profiilis või puursidamikus eraldatakse erinevatest kivimitest koosnevad kihikompleksid, mis peegeldavad kõnealuses piirkonnas geoloogilises minevikus asetleidnud sündmuse ja olustiku muutusi. Teisiti öeldes – vastavad teatud järjestikustele etappidele selle ala arengus. Need etapid aga kujutavad endast eelkõige erinevaid setete kuhjumise staadiume. Seega profiili liigestamisel piiritletakse välja eraldatud kihikomplekse kivimi muutuste, kivimis leiduvate kivististe koosluse muutuste või mitmesugustele lünkadele (setete kuhjumise katkemisele) viitavate tunnuste alusel. Nii jagame uuritava profiili teatud kihikompleksideks, mis kujutavad endast maakoore kihtkondade alajaotusi – stratigraafia üksusi. Kogu see toiming ise aga ongi stratigraafiline liigestamine. Kuivõrd stratigraafia üksusi võib välja eraldada kivimite mitmesugustest tunnustest lähtudes, on ilmne, et nende piiritlemise alustest sõltuvalt muutub ka üksuste olemus. Nüüdisaegsete seisukohtade järgi eksisteerib kolm stratigraafia üksuste kategooriat: krono-, lito- ja biostratigraafia üksused.

Kronostratigraafia üksuste piiritlemise teoreetiliseks aluseks on nende vastavus kindlale geoloogilisele ajale (kr. *chronos* – aeg) või teisiti öeldes – neil üksustel on ajaline vaste geokronoloogilises skaalas. Kronostratigraafia üksus on niisiis maakoore alajaotus, kihikompleks, mis on tekkinud teatud kindla ajavahemiku vältel. Kuivõrd geoloogide käsutuses ei ole veel küllalt täpset kivimite vanuse määramise metoodikat, toimub kronostratigraafia üksuste piiritlemine tegelikult peamiselt kivististe koosluste muutuste alusel. Oma levila minigis osas langevad kronostratigraafia üksused sageli kokku lito- või biostratigraafia üksustega, mis suuresti soodustab esimeste piiritlemist. Kronostratigraafia üksused on lahutamatud aja (geokronoloogia) üksustest, haarab ju ajaüksus vastava kronostratigraafia üksuse moodustamiseks kulunud aja. Sellist üksuste

Kronostratigraafia ja geoloogilise aja üksused

Kronostratigraafia üksused	Geoloogilise aja (geokronoloogia) üksused
Ladekond	Aegkond
Ladestu	Ajastu
Ladestik	Ajastik
Ladejärk	Ajajärk
Kronotsoon	Iga

kaksiksüsteemi (tabel 1) kasutavad kõigi maade geoloogid alates 1881. aastal Bolognas toimunud Rahvusvahelise Geoloogia Kongressi II sessioonist.

Kronostratigraafia suurim üksus on ladekond (v.k. *группа, эраема*; ingl. *Erathema*), mis jaguneb ladestuteks (v.k. *система*; ingl. *System*), need omakorda ladestikeks (v.k. *отдел*; ingl. *Series*) ja viimased ladejärgudeks (v.k. *ярус*; ingl. *Stage*). Väikseimaks kronostratigraafia üksuseks on äsjase uue ni-mega kronotsoon (v.k. *зона, хронозона*; ingl. *Chronozone*), mida varem nime-tati lihtsalt tsooniks. Ladekond ja ladestu ning aegkond ja ajastu kannavad samu nimesid (näiteks paleozoiline ladekond ja paleozoiline aegkond; kambriumi ladestu ja kambriumi ajastu). Ladestikke võib ladestus olla kaks või kolm. Neid nimetatakse nende suhtelise asendi järgi ladestus (näiteks alamsilur ja ülemsilur; alamdevon, keskdevon ja ülemdevon). Vastavaid geokronoloogia üksusi aga tähistatakse aja terminitega (näiteks varasilur ja hilissilur; varadevon, keskdevon, hilisdevon). Ladejärgudel ja neile vastavail ajajärgudel on geograafilisel põhimõttel antud nimed. Kronotsoonil on iseloomuliku fossiili nimi.

Ladekond ja ladestu kuuluvad üldiste e. planetaarsete üksuste hulka. See tähendab, et nad on välja eraldatavad tervel maakeral. Ladestust väiksemate üksuste põhjendamine mingis geoloogilises regioonis ei ole aga sageli võimalik. Tavaliselt tekib raskusi korrelatsioonide ebatäpsuse tõttu, mis tuleneb fossiilide puudumisest, vähesusest või nende mitteküllaldasest uuritusest. Sellisel korral kasutatakse regionaalseid (kronostratigraafia) üksusi. Nii on regionaalse liigestuse suurimaks üksuseks seeria, mis mahult on võrreldav ladestikuga (näiteks Eesti keskordoviitsiumina käsitletakse Viru seeriat). Mõnel juhul on ots-tarbekas liigestada seeria veel ka alamseeriateks, enamasti aga ladejärgudeks. Regionaalse liigestuse põhiüksuseks on lade (v.k. *горизонт*), mis mahult vas-tab üldise liigestuse kronotsoonile. Osa Eesti aluspõhja lademeist on liigesta-tud veelgi väiksemateks üksusteks, vöödeks (v.k. *подгоризонт*) (vöö ajaliseks vasteks on valde). Regionaalsete kronostratigraafia üksuste nimed on Eestis traditsiooniliselt antud geograafilisest printsiibist lähtudes – paljandi või pal-jandite kompleksi järgi, mida autor on pidanud selle üksuse stratotüübiks (s.o. üksusele nime andnud paljandiks). Stratotüüpi defineeritakse kui stratigraafia üksuse konkreetset profiili, mis on viidatud ja kirjeldatud tüüpprofiilina. Uue-

Tabel 2

Geokronoloogiline skaala

Aeg-kond	Ajastu	Indeks	Algus (milj. aastat tagasi)	Kestus (milj. aastat)
Kainozoikum	Kvaternaar	Q	2	2
	Neogeen	N	22,5	20,5
	Paleogeen	P	65	42,5
Mesozoikum	Kriidiajastu	K	136	71
	Juura	J	192,5	56,5
	Triias	T	225	32,5
Paleozoikum	Perm	P	280	55
	Karbon	C	345	65
	Devon	D	395	50
	Silur	S	435	40
	Ordoviitsium	O	500	65
	Kambrium	Є	570	70
Eel-kambrium ¹			> 5000	> 4430

¹ Eelkambrium liigestatakse nüüdisajal enamasti viieks osaks, varem oli üldtunnustatud kaksikliigestus (arheozoikum ja proterozoikum).

mal ajal on stratotüüpideks pakutud ka teatud vahemikku puursüdamikus. Kui üksuse nime autor ei ole ise stratotüüpi viidanud, määratakse see teiste geoloogide poolt. Sel juhul on aga tegemist lektostatotüübiga. Viimasel ajal on stratotüüpe antud ka kronostratigraafia üksuste piiridele (piiristatotüüp). Paikkonda, mille piires asetseb stratotüüp, nimetatakse vastava üksuse stratotüüpseks alaks või rajooniks.

Aegkondade ja ajastute üldisest järjestikkusest ja nende kestusest saame ülevaate geokronoloogiliselt skaalalt (tabel 2).

Kohalike (litostratigraafia) üksuste piiritlemisel lähtutakse peamiselt kivi-mi (kr. *lithos* – kivi) koostisest, kusjuures nende maht sageli ei sõltu geoloogi-

lisest vanusest. Põhiüksuseks on kihistu (v.k. свита; ingl. *formation*), millena käsitletakse kas kivimiliselt ühtlast või siis ühelaadset, kuigi mitme lähedase koostisega kivimi vaheldumisega kompleksi. Kihistu võib kronostratigraafia üksustega võrreldes olla väga erineva mahuga – võrreldav ühe või mitme lademega. Kihistu alajaotuseks on kihistik (v.k. пачка; ingl. *member*), mis mahult enamasti vastab osale lademest. Tema väljaeraldamise põhimõtted on samad, mis kihistulgi.

Eestis on praktiseeritud kihistu ja kihistiku nimetamist geograafilisel põhimõttel, s.o. paljandi või puursüdamiku järgi, mida üksuse autor on viidanud stratotüübina.

Biostratigraafia üksusi piiritletakse ainult kivististele tuginedes. Põhiüksuseks on biotsoon või lihtsalt tsoon (v.k. биозона; ingl. *biozone*) – kihtidekompleks, mida iseloomustab teatud kindel fossiil (fossiilide kooslus)¹. Tavaliselt ei tohi see esineda lamavates ega lasuvates kihtides. Nii määrab biotsooni piirid valitud fossiilide koosluse vertikaalne (stratigraafiline) levik uuritavates kihtides. Biotsooni nimetatakse ühe või kahe juhtkivistise, s.o. neile kihtidele tüüpilise fossiili nimega.

Litostratigraafia üksustele ja biotsoonile vastavat ajaüksust ei ole. Kasutatakse nende geograafilist nime või fossiili nime koos sõnaga “aeg” (näit. Lontova kihistu – Lontova aeg).

Veel juhime tähelepanu mitmetele nn. vabadele terminitele, nagu kiht (v.k. слой; ingl. *bed*), kihind (v.k. пласт; ingl. *layer*), setendid (v.k. отложения; ingl. *deposits*), kihtkond (v.k. толща), mis ei kuulu eespool käsitletud stratigraafia üksuste hulka.

GEOLOOGILISEST UURITUSEST

Eesti NSV on klassikaline alampaleozoikumi maa. See tähendab kõigepealt seda, et mitmekülgne geoloogiline uurimistöö, mis siin algas juba möödunud sajandi esimesel aastakümnel (Севергин, 1809. Опыт минералогического землеописания Российского государства), on üha laienenud kestnud tänini. Nii on paljud geoloogide põlvkonnad oma töödega viinud Eesti aluspõhja, eriti ordoviitsiumi ja siluri uurituse väga kõrgele tasemele.

Eesti geoloogilise uurimise ajaloo võiks üldjoontes jagada kahte etappi: 1809–1945 ja 1946–käesolev aeg. Esimest etappi iseloomustab peamiselt paljanditest kogutud materjalile rajanev uurimistöö. Teise etapi iseloomustab aga on ühe või teise kihtkonna detailne uurimine ka tema sügava lasumusega alal. Seda võimaldas paljude puuraukude puurimine riikliku geoloogilise kaardista-

¹ Terminit “biotsoon” kasutatakse ka mingi üksiku liigi täielikule vertikaalsele (stratigraafilisele) levikule vastavate kihtide tähistamiseks.

mise ja maavarade otsingute käigus ning asjaolu, et seniste üksikute geoloogide asemel töötavad Eesti NSV-s nüüd suured organisatsioonid. Algas ka geoloogide süstemaatiline ettevalmistamine Tartu Riiklikus Ülikoolis.

Möödunud sajandil oli Eesti geoloogiline ja paleontoloogiline uurimistöö koondunud Tartu ülikooli väheste õppejõudude või siin kõrgema hariduse saanud geoloogide kätte. Sajandivahetusel see töö tegelikult seisis. Kodanlikus Eestis tegeles geoloogiliste ja paleontoloogiliste uurimustega innukalt kümme-kond kohalikku eriteadlast, peamiselt Tartu ülikooli õppe- ja abijõud. Riigi teenistuses oli tollal vaid 1 geoloog.

Esimesel etapil töötanud geoloogidest ja paleontoloogidest on Eesti geoloogilisse uurimisajalukku, eriti kambriumi, ordoviitsiumi ja siluri suhtes, sügava jälje jätnud möödunud sajandil E. Eichwald, C. Pander, G. Helmersen ning Fr. Schmidt, käesoleval sajandil aga H. Bekker, A. Luha, A. Öpik ja K. Orviku.

Eduard Eichwald (tahvel I, joon. 1) lõpetas 1817. a. Berliini ülikooli ja oli aastail 1821–1823 Tartu ülikoolis zooloogia eradotsendiks. Aastast 1826 Peterburi Teaduste Akadeemia korrespondeeriv liige. Õppejõuna pidas E. Eichwald Tartus 1822. a. (nähtavasti esimesena Venemaa ülikoolides) loenguid uues õppeaines, mida siis nimetati orüktozooloogiaks e. teaduseks ürgaja loomadest. See oli distsipliin, mida nüüdisajal tuntakse paleontoloogiana. Hiljem, juba Peterburis töötades, sooritas E. Eichwald rea geoloogilisi uurimismatku Eestisse, kogudes suit paleontoloogilist materjali. Aastail 1853–1868 publitseeris E. Eichwald ainulaadse monograafia "Lethaea Rossica", milles on esmakordselt kirjeldatud palju Eestist kogutud kambrosiluri kivistisi. See suur teos koosneb neljast köitest (kokku umbes 3000 lk.) ja atlasest. Eriti olulised on meile E. Eichwaldi möödunud sajandi keskel avaldatud kaks tööd (1854, 1855), millega ta õigupoolest rajas Eesti aluspõhja litostratigraafia (vt. Rõõmusoks, 1978).

Christian Pander (tahvel I, joon. 2) õppis aastail 1812–1814 Tartu ülikoolis ja jätkas seejärel õpinguid Berliinis ning Göttingenis (pikemalt vt. Райков, 1964), alates 1823. aastast oli ta Peterburi Teaduste Akadeemia liige. Kuni 1842. aastani elas C. Pander Riia lähedal ja sooritas sealt ekskursioone ka Eestisse. Seejärel siirdus ta Peterburi, kust teaduslikud reisid Eesti aladele jätkusid. C. Pander on meie siluri ja devoni kihtides leiduvate selgroogsete kivististe esimene uurija. Aastail 1856–1860 ilmus temalt trükis 4 suurepärase monograafiat, mis esmakordselt käsitlevad konodonte (problemaatilise kuuluvusega mikrofossiile), Saaremaa siluri lõuatuid ja Lõuna-Eesti devoni rüükalu, kopskalu ning vihtuimseid kalu.

Gregor Helmersen (tahvel I, joon. 3) õppis aastail 1821–1825 Tartu ülikoolis prof. M. Engelhardti juures. 1850. a. valiti ta Peterburi Teaduste Akadeemia liikmeks. G. Helmerseni eestvõttel organiseeriti Peterburis Venemaa Geoloogiline Komitee, mille esimeseks direktoriks sai ta ise 1882. a. G. Helmerseni võib lugeda Eesti maavarade esimeseks uurijaks. Ta avaldas rohkesti teaduslikke töid, sealhulgas meie põlevkivide ja põhjavee kohta.

Ehkki üksikute geoloogide panust Eesti aluspõhja geoloogilise ehituse selgitamisel on raske hinnata, võime väita, et vaevalt on keegi selles suhtes seni rohkem teinud kui Pärnu-Jaagupi lähedalt Kaismalt pärinev Tartu ülikooli kasvandik ja (aastast 1874) Peterburi akadeemik Friedrich Schmidt (tahvel I, joon. 4).¹ Ülikoolis õppis ta aastail 1849–1853 ja oli lühikest aega pärast lõpetamist sealsamas botaanika eradotsendiks. Peatselt aga asendus huvi botaanika vastu süvenemisega Eesti geoloogiasse. Fr. Schmidt esimene geoloogiline töö “Eestimaa, Põhja-Liivimaa ja Saaremaa siluriformatsiooni uurimised” (“Untersuchungen über die silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel”) ilmus 1858. a. Tartu Loodusuurijate Seltsi kirjastusel. See oli teos, millega Fr. Schmidt pani Eesti kambriumi, ordoviitsiumi ja siluri tundmaõppimisele tugeva aluse. Töö kirjutamisele eelnes peaaegu kõigi paljandite uurimine kambriumi, ordoviitsiumi ja siluri ladestu avamusel nii Mandri-Eestis kui ka saartel. Seega oli Fr. Schmidt esimeseks Eesti geoloogia uurijaks, kel õnnestus isiklikult tutvuda terve alampaleozoilise kihtkonnaga. Kasutatud kompleksne litoloogilise paleontoloogiline meetod ja tema väljapaistev uurijatalent olid põhitegurid, mis soodustasid Eesti ordoviitsiumi ning siluri suhteliselt detailse stratigraafilise liigestuse väljatöötamist. Fr. Schmidti kõnealuses töös on avaldatud ka Eesti ordoviitsiumi ja siluri fossiilide nimestik ning oma aja kohta võrdlemisi täpne geoloogiline kaart. Selle Fr. Schmidt esimese geoloogilise uurimuse avaldamisel oli tohutu mõju nii Eesti kui ka kogu Baltikumi geoloogia arengule. Ehkki Fr. Schmidt stratigraafilist liigestust hiljem tunduvalt täiendati, on selle põhi-olemus jäänud muutmatuks. Tema kompleksne uurimismetoodika on aga olnud eeskujuks kõigi järeltulevate põlvete geoloogidele.

Fr. Schmidt on läinud Eesti aluspõhja uurimise ajalukku veel kui kambriumi fossiilide kirjeldaja, suure mitmekõitelise ordoviitsiumi ja siluri trilobiitide monograafia (1881–1907) ning paljude lühemate paleontoloogiliste tööde autor. Kõige selle tõttu nimetatakse möödunud sajandi teist poolt Põhja-Baltikumi geoloogilise uurimise ajaloos täiesti põhjendatult Schmidt-perioodiks.

Hendrik Bekker (tahvel II, joon. 1) oli esimesi eesti soost geolooge ja paleontolooge.² Ta õppis Tartu ülikoolis aastail 1912–1918, jäi pärast ülikooli lõpetamist tööle geoloogiakateedri juurde, omandas 1921. a. Londonis doktori-kraadi ja valiti 1924. a. esimese eestlasena Tartu ülikooli geoloogiaprofessoriks.

H. Bekkeri lühiajaline töö kateedris kujunes väga mitmepalgeliseks ja tulemusrikkaks. Ta uuris ordoviitsiumi, siluri ja ülemdevoni kihte ning fossiile. Esimese geoloogina sai ta Eesti ordoviitsiumi (Kukruse lademe) stratigraafia selgitamisel kasutada Kirde-Eestis põlevkivi uuringutel puuritud puursüdamikke.

¹ Vt. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi Uurimused III. Tallinn, 1958, lk. 5–26.

² Täiendavalt vt. Looduseuurijate Seltsi Aruanded, 33 (1), 1926, lk. 11–27; Rõõmus-oks, 1970.

Ülikooli geoloogiamuuseumis sisustas ta Eesti osakonna. Veel on H. Bekkeri teeneks eestikeelsete geoloogiliste oskussõnade loomise algatamine ja esimese eestikeelse ajaloolise geoloogia õpiku kirjutamine (Bekker, 1923). Stratigraafilises nomenklatuuris võttis H. Bekker meie lademetes jaoks esmakordselt kasutusele eestipärased kohanimed. Kateedris tehtud uurimuste laiemaks tutvustamiseks asutas ta 1924. a. trükiste seeria "Geoloogia Instituudi Toimetused" (hilisema pealkirjaga "Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetused"), mille moodustavad peamiselt ülikooli toimetistes avaldatud tööde eralditrükised.

Artur Luha (tahvel II, joon. 2) õppis Tartu ülikoolis aastail 1912–1918, lõpetades ülikooli 1922. aastal. Seejärel töötas ta geoloogiakateedri juures assistendina, eradotsendina ning alates 1945. a. paleontoloogia- ja stratigraafia kateedri juhatajana-professorina.¹ A. Luha teaduslik töö oli suunatud Eesti siluri stratigraafia selgitamisele, mida käsitleb ka 1930. a. Tartus kaitsitud doktoritöö vt. lk. 153). Kui 1937. a. asutati Eesti Geoloogiline Komitee, sai A. Luha selle ainsaks geoloogiks, kellena 1940. aastani juhatas mitmeid rakendusliku suunaga uurimistöid ja geoloogilist kaardistamist. 1946. a. valiti A. Luha Eesti NSV Teaduste Akadeemia akadeemikuks. Samal aastal ilmus trükist tema raamat "Eesti NSV maavarad", mis sai Nõukogude Eesti preemia. 1947. aastast kuni surmani juhtis A. Luha direktorina Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituuti.

Eesti aluskorra geoloogia põhihoonte rajaja, kambriumi stratigraafia täpsustaja ja kambriumi ning ordoviitsiumi selgrootute paleontoloog Armin Õpik (tahvel II, joon. 3) õppis Tartu ülikoolis aastail 1922–1926. 1928. a. omandas ta Tartus doktorikraadi ja oli aastail 1930–1944 geoloogiakateedri juhatajaks-professoriks.² A. Õpik saavutas ordoviitsiumi brahhiopoodide (käsijalgsete), trilobiitide ja karpvähiliste (ostrakoodide) uurijana rahvusvahelise tunnustuse.

Karl Orviku (tahvel II, joon. 4) õppis Tartu Ülikoolis aastail 1922–1930. Seejärel töötas ta geoloogiakateedris assistendina ja omandas 1940. a. Tartus doktorikraadi. 1944. a. sügisel organiseeris K. Orviku Tartu Riikliku Ülikooli geoloogiaosakonna, kus töötas 1958. aastani. Juhatas vahemikus 1944–1956 üldise geoloogia ja geomorfoloogia kateedrit, aastast 1946 professorina. 1954. a. valiti ta Eesti NSV Teaduste Akadeemia akadeemikuks. Aastail 1954–1968 oli K. Orviku Eesti NSV TA Geoloogia Instituudi direktor.³ Tema teaduslikud huvid olid väga laialdased. Eesti aluspõhja geoloogia uurimise seisukohast on aga oluline märkida K. Orviku teeneid ordoviitsiumi litostatigraafia ja keskddevoni stratigraafia selgitamisel, geoloogilise uurimistöö organiseerimisel, geoloog-

¹ Täiendavalt vt. Орвiku, 1956; Rõõmusoks, 1970.

² Vt. ka Orviku, 1970.

³ Täiendavalt vt. Eesti Loodus, 1978, nr. 8, lk. 537–538.

gide uue põlvkonna kasvatamisel ning eestikeelsete geoloogiliste oskussõnade loomisel.¹

Eeltoodust nähtud Tartu ülikooli geoloogiakateedri õppejõudude eriline osa Eesti aluspõhja geoloogilise uurimise esimese etapi lõpul. Välitöödel paljanditest kogutud geoloogilis-paleontoloogiline materjal leidis vajalikku läbitöötamist kateedris ja säilitati edasisteks uuringuteks geoloogiamuuseumi fondikogudes. Koostati mitmed Eesti geoloogilised ülevaatekaardid (Bekker, 1925 b jt.) ja avaldati trükis uurimistöö tulemusi ("Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetisi" ilmus ajavahemikus 1924–1943 kokku 66 numbrit).

Kui Eesti aluspõhja geoloogia uurimise esimesel etapil tegeldi peamiselt kambrosiluri uurimisega, siis teisel etapil laienes uurimistöö ka eelkambriumile ja devoni ladestule. Nagu juba eespool märgitud, iseloomustab teist etappi eeskätt suurtes organisatsioonides toimuv geoloogiline töö. 1945. a. sügisel algas Tartu Riiklikus Ülikoolis geoloogia eriteadlaste ettevalmistamine nüüdisaegse õppeplaani alusel. Tegelikult rajati geoloogiakateeder ja -muuseum (algsetl mineraloogia kabineti nime all) Tartu ülikoolis juba 1820. a.

Alates 1946. aastast asuti teiste vennasvabariikide geoloogiliste organisatsioonidega Eesti NSV territooriumi komplekssele geoloogilisele kaardistamisele, struktuursete puuraukude puurimisele, geokeemilistele ja geofüüsikalistele uuringutele.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi rajamine (1947) pani aluse aluspõhja süstemaatilisele uurimisele. Veelgi intensiivsemaks muutus aluspõhja geoloogia uurimine siis, kui moodustati Eesti NSV Ministrite Nõukogu Geoloogia Valitsus (1957). Vajaliku uue kaadri põhiosa said vastloodud uurimisasutused TRÜ geoloogiaosakonna lõpetanute seast.

Praegu on Eesti aluspõhja geoloogia uurimine koondunudki peamiselt viimatinimetatud asutustesse. Sealjuures toimuvad teoreetilist laadi tööd stratigraafia, litoloogia ja paleontoloogia alal peamiselt Eesti NSV TA Geoloogia Instituudis, kuna rakendusliku suunitlusega tööd (eeskätt geoloogiline kaardistamine, aluskorra uurimine, maavarade uuring) toimuvad põhiliselt Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuses.

Eesti aluspõhja geoloogiat ja paleozoikumi fossiile käsitlev kirjandus on väga suur, ent valdavalt võõrkeelne. Sellest saame ülevaate bibliograafilise sarja "NSVL geoloogiline uuritus" 50. köitest, mis käsitleb Eestit.² See köide jaguneb kuueks osaks, mis vastavad järgmistele perioodidele: 1678–1860 (trükitud 1974), 1861–1917 (trükis), 1918–1940 (trükitud 1972), 1941–1960 (trükitud 1968), 1961–1965 (trükitud 1973), 1966–1970 (trükitud 1977).

Alates perioodist 1918–1940 ilmub iga osa kahe eraldi väljaandena – trükised ja käsikirjalised tööd.

¹ Vene-estl geoloogia sõnastik. Tallinn, 1963. 261 lk.

² Геологическая изученность СССР. т. 50 Эстонская ССР. АН ЭССР. Таллин, "Валгус".

Olulisematel geoloogilise uurimistöö tulemustel peatutakse üksikasjalikumalt tagapool ladestute käsitlemise juures.

Meie aluspõhja geoloogiat puudutav eestikeelne kirjandus ei ole kuigi mahukas. Peale loodus- ja populaarteaduslikes ajakirjades ilmunu, kodu-uurimuslike väljaannete ja väheste populaarteaduslike brošüüride võib nimetada vaid kolmeteist teost (Winkler, 1922; Bekker, 1923, 1924a, 1924b, 1925a; Orviku, 1929, 1930, 1933, 1940 b, 1948; Luha, 1946; Aaloe jt., 1960; Geoloogiline kogumik, 1961) ja Looduseuurijate Seltsi sarja "Geoloogilised märkmed", 1–3.

Ainsaks geoloogia-alaseid lühemaid uurimusi avaldanud perioodiliseks teaduslikuks väljaandeks oli 1967–1977. a. ilmunud ajakiri "Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Keemia. Geoloogia". Alates 1978. aastast ilmub see ajakiri juba omaette geoloogilise seeriana. Laiema kõlapinna leidmiseks avaldab ajakiri artikleid peamiselt vene ja inglise keeles.

Eesti NSV TA Geoloogia Instituut avaldas ajavahemikus 1956–1963 seeriast "Geoloogia Instituudi Uurimused", mida ilmus kokku 13 köidet. Hiljem on instituut publitseerinud rohkesti üksikuurimusi ja temaatilisi kogumikke.

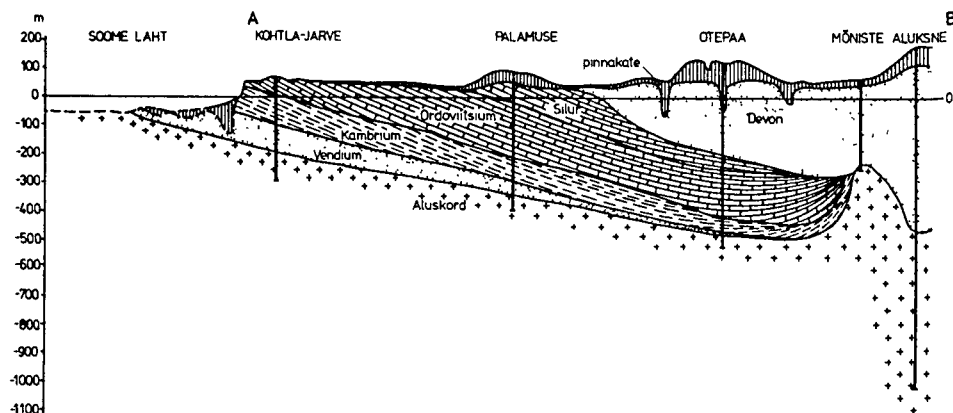
Oma väljaannete sari on veel TRÜ geoloogiakateedril (Tartu Riikliku Ülikooli Toimetised. Töid geoloogia alalt). Sellest on alates aastast 1959 ilmunud 9 köidet.

GEOLOOGILISE EHITUSE PÕHIJONED

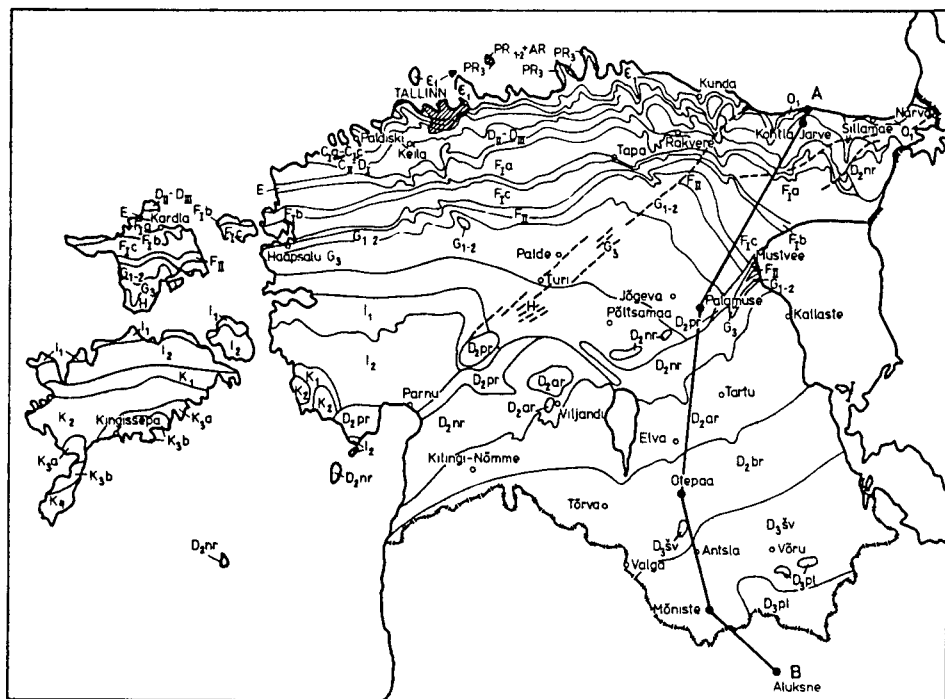
Eesti NSV asetseb Ida-Euroopa (Vene) platvormi loodeosas. Ida-Euroopa platvormiks nimetatakse geoloogias Skandinaavia, Uraali, Kaukasuse, Krimmi ja Karpaatide mäestike vahele jäävat laialdast lauskmaad. Nii nagu tervel Ida-Euroopa platvormil, jaguneb ka Eesti alal aluspõhi struktuurses mõttes kahte erineva ehituse ja koostisega ossa. Sügavama aluskorra moodustavad tugevasti kurrutatud eelkambriumi tard- ja moondekivimid. Nende kulutatud ja murenemiskoorikuga kaetud pinnal lamavad üldiselt rõhtsa lasumusega pealiskorra settekivimid, mis siin tekkisid osalt hiliseelkambriumis (vendiumi ajastul), peamiselt aga kambriumi, ordoviitsiumi, siluri ja devoni ajastul. Devoni ladestust nooremaid aluspõhja kihte Eesti NSV-s ei ole. Küll aga levivad nooremate ladestute kivimid meie alast ida ja lõuna pool. Aluspõhja kivimeid katab kobedaist kvaternaari ladestu settest koosnev pinnakate.

Aluskorra struktuuride tektooniline areng lõppes Ida-Euroopa platvormil põhiliselt enne pealiskorra kihtide kujunemist, kuigi ka hilisema geoloogilise ajaloo vältel on teatud piirkondades esinenud tema pangaselist liikumist.

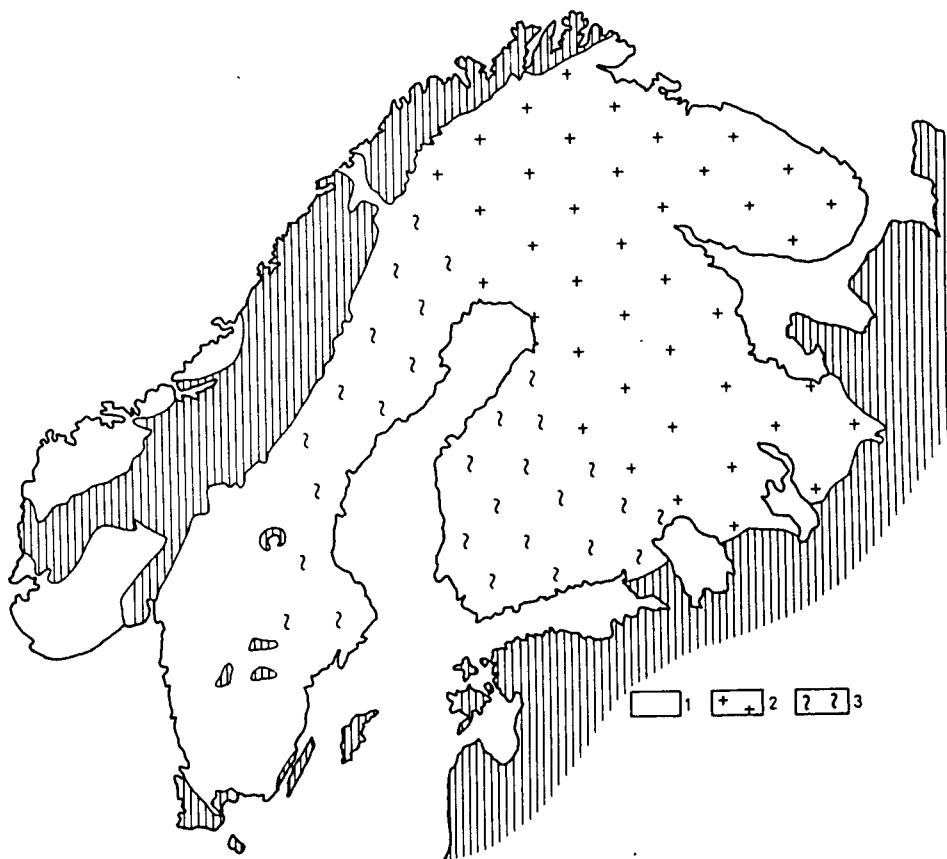
Aluskorra pealispind on Põhja- ja Kesk-Eestis üldiselt väikese lõunasuunalise kallakusega ($0^{\circ}7' - 0^{\circ}15'$, s.o. 2 – 4,4 m/km), Lõuna-Eestis Mõniste ümbruses aga uuesti kõrgemale tõusev (joon. 2). Selline lasumus määrab pealiskorra vendiumi, kambriumi, ordoviitsiumi ja siluri kihtide samasuguse kallakuse. Viimasest asjaolust aga tuleneb nende ladestute alajaotuste avamuse (nende



Joon. 2. Eesti geoloogiline läbilõik (V. Puura järgi; vrd. joon. 3).



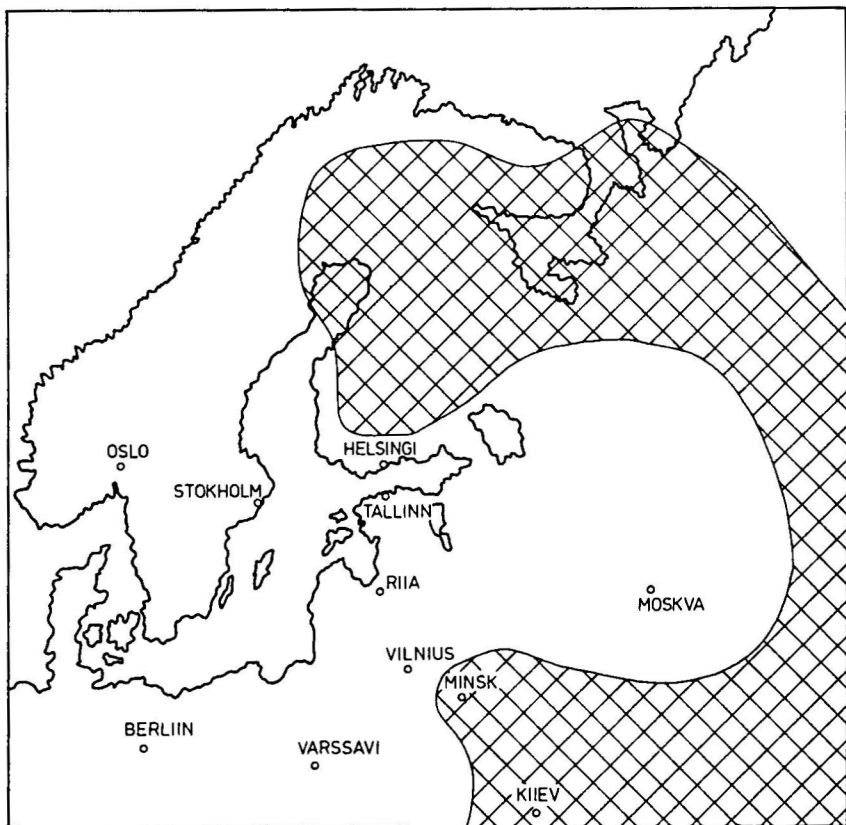
Joon. 3. Eesti NSV geoloogiline kaart (Eesti NSV atlas. Moskva, 1979; A – B läbilõik joon. 2). Katkendjoonega on tähistatud riketevööndid.



Joon. 4. Balti kilbi eelkambriumiliste kivimite levila (1), millel eraldi esile tõstetud vanimate kivimite (2) ja svekofenniidide kurrutatud vöötme (3) levik. Püstviirutusega on tähistatud hiliseelkambriumi ja nooremate kivimite levila.

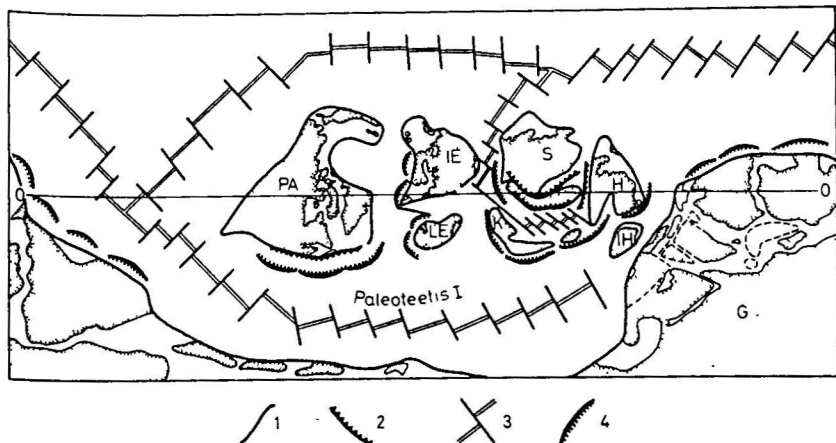
maapinnal avanemise piirkonna) iseloom ning ulatus. Siit ka ordoviitsiumi ja siluri lademetega üldiselt laiuti kulgevate avamusvööndite paralleelsus (joon. 3).

Aluskorra pealispinna lasumissügavusest lähtudes eritletakse platvormidel tektoonilisi suurvorme — kilpe ja sünekliise. Kilbiks nimetatakse platvormi suurt positiivset tektoonilist struktuuri, millel pealiskord puudub või on väga väikese paksusega. Ida-Euroopa platvormi põhjaosas asetsev Balti kilp on maapinnal avanemise kurrutatud eelkambriumiliste tard- ja moondekivimite suur



Joon. 5. Varapaleozoikumi paleogeograafia Põhja-Euroopas. Ruudustikuga on tähistatud Fennosarmatia maismaa.

massiiv. Ta hõlmab valdava osa Fennoskandiast, Koola poolsaare ja Karjala (joon. 4). Loodes, Norra ja Rootsi aladel külgneb Balti kilp vanapaleozoilise kaledoonia kurrutusvööndiga. Idas ja lõunas laskuvad kilbi nõlvad laugjalt sügavamale ja on kaetud vendiumi ning kambrosiluri settekiivimitega. Seega asetseb Põhja- ja Kesk-Eesti Balti kilbi lõunanõlval (joon. 12). Platvormi suuri negatiivseid struktuure nimetatakse sünekliisideks. Põhja-Leedust üle Läti Edela-Eestisse ulatuv aluskorra nõgu kannab Balti sünekliisi nime (joon. 12). Eesti NSV-st kaugemal, ida pool, paikneb teine, Moskva sünekliis. Nimetatud tektooniliste suurvormide areng mõjutas ja suunas kõiki geoloogilisi protsesse Eesti alal hiliseelkambriumist paleozoikumi keskpaigani.



Joon. 6. Kesk- ja hilisordoviitsiumi mandrite ning ookeanide rekonstruktsioon paleomagnetiliste andmete alusel (Городницкий и др., 1978). 1 – mandrite ja mikromandrite piirjoon, 2 – mandrite ja mandrite saarkaartega põrkumise tsoon, 3 – ookeani keskahelikud transformmurrangutega, 4 – saarkaarte süsteemid. Mandrid: PA – Põhja-Ameerika, IE – Ida-Euroopa, LE – Lääne-Euroopa, S – Siber, K – Kasahstan, H – Hiina, IH – Indo-Hiina, G – Gondvana, O – O – ekvaator.

Paleogeograafiliselt oli Eesti vendiumi ajastust devoni ajastuni Baltoskandiat katnud laiutise epikontinentaalse merelise basseini põhjaosaks. Põhjast, idast ja lõunast piiras seda basseini Fennosarmatia maismaa (põhjas Balti, lõunas Ukraina kilp) (joon. 5). Selle basseini sügavus ja sedimentatsiooni iseloom sõltusid täielikult aluskorra ülalnimetatud tektooniliste põhielementide arengust. Nagu on näidanud viimasel aastakümnel tehtud uurimused, olid füüsilis-geograafilised tingimused isegi nii väikese ala piires, nagu seda on Eesti NSV, küllaltki erinevad. Kõige suuremad muutused Eesti paleogeograafias leidsid aset vendiumi ajastu alguses, kui meie alale tungis meri, ja siluri ning devoni ajastu vahetusel, mil mereline bassein taandus läände ja Eesti muutus valdavalt mandriliseks. Paleoklimatoloogiliste andmete põhjal otsustades kuulus Eesti ala paleozoikumis ariidsesse kliimavöötmesse (Сеславинский, 1978). Seda tõendavad ka paleomagnetilised rekonstruktsioonid (Городницкий и др., 1978; joon. 6 ja joon. 109).

Sõltuvalt aluskorra kõikumatest liikumistest (kerkimistest või vajumistest) kujunes setete kuhjumine hiliseelkambriumis ja vara- ning keskpaleozoikumis Eesti erinevais piirkondades lünklikuks. Eesti alal kuhjunud setete koostis ning nende paksuse jaotumus tulenes aga aluskorra tektoonilisest (struktuursest) arengust naaberaladel. Seetõttu on meie ala jagatav ajastust ajastusse muutuva

ulatuse ja piiridega erinevateks struktuurilis-fatsiaalseteks vöönditeks (joon. 16, 21, 29, 87).¹ Näiteks vendiumi ajastu, mil setteid ladestus vaid Kirde- ja Kesk-Eestis, või siis ordoviitsiumi ajastu, mil Põhja- ja Kesk-Eestis valitsesid suhteliselt madalaveelised, Lõuna-Eestis aga samal ajal sügavamaveelised tingimused. Ordoviitsiumi näite varal iseloomustas Baltikumi basseini fatsiaalset vööndilisust esimesena R. Männil (1964; Мяннийль, 1966).

Kuigi Eesti pealiskorras on mitmeid suuri lünki, pole setete ladestumise ajutisele katkemisele tavaliselt kaasnenud kihtide lasumuse muutumist. Oluliselt muutus lasumus vaid siluri ja devoni ajastu vahetusel. Sellest põhjustatult katab devoni ladestu põiksusega nii ordoviitsiumi kui ka siluri ladestu avamust. Hästi on see põikne lasuvus nähtav Eesti põhja-lõuna-suunaliselt läbilõikelt ja geoloogiliselt kaardilt – devoni alajaotuste avamused katavad kirde–edela-suunaliselt vanemate lademetega avamusi (joon. 2 ja 3).

Aluspõhja kihid on läbitud tiheda võrguna paiknevatest vertikaalsetest lõhedest, mida näeb kõigis paljandeis, eriti hästi aga Põhja-Eesti ja Saaremaa pankade kõrges profiilis või siis pinnakatteta aladel, näiteks Narva jõe kuuvas sängis. Lõhed on valdavalt loode–kagu- ja kirde–edela-suunalised. Sageli on lõhed mineraliseerunud, mis lubab selgitada nende arengukaiku. Nii leidis lõhetäiteid uurinud E. Möls (1961), et lõhede suund ei ole seotud nende vanusega, vaid ette määratud aluskorra vanade murranguriketega. Lõhede laienemine toimus mitme etapi vältel, mida iseloomustavad kindlad mineraalide kooslused. Tekkelt on kõnealused lõhed üldlevinud seisukoha järgi rebenemislõhed, mis kujunesid peamiselt maakoore plokkide vertikaalse liikumise tõttu.

Kuigi juba möödunud sajandil said tuntuks mõned ordoviitsiumi kihtide lasumusrikked, näiteks klindi profiilis Toila juures (joon. 7), valitses meil kuni käesoleva sajandi neljakümnendate aastateni arvamus, et Eesti aluspõhjas suuri tektoonilisi rikkeid ei leidu. Tolleks ajaks tuntud väikeste lasumusrikete teket seletati enamasti kvaternaarse mandrijäätumise liustike toimega.

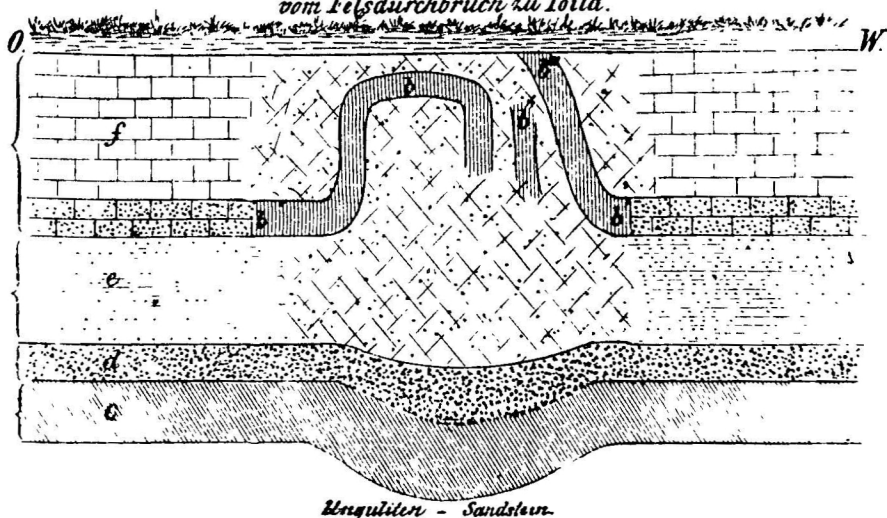
Neljakümnendatel aastatel algas põlevkivi levila detailne selgitamine Kirde-Eestis. Puurimistel ja ka Ahtme kaevanduse rajamisel avastati Eesti põlevkivimaardla keskosas tektooniline rikkevöönd – Ahtme rike (Luha, 1946; Баксеп и др., 1978). See esineb ordoviitsiumi kihtides, eeskätt Kukruse lademes, süvakarstist haaratud purustusvööndite ja fleksuurina (s.o. muidu rõhtsate kihtide astangulise paindena). Rike levib kirde–edela-suunaliselt 35 km pikkusel alal. Tema laius on 1–2 km. Rikke kagutiib asub loodetiivast kuni 15 m madalamal.

Viiekümnendatel aastatel viidi Eesti NSV TA Geoloogia Instituudi poolt läbi Sonda-Uljaste piirkonna magnetomeetiline kaardistamine. See tõestas seal juba varem tuntud pealiskorra kergete otsese seose magnetiliste anomaaliatega. Nii on Sonda-Uljaste lokaalsed struktuurid kindlasti tektoonilise päritoluga, ol-

¹ Faatsiesed – samaaegsed erinevad setete ladestumistingimused, mida peegeldavad kivimi tunnused ja ka fossiilide kooslused.

*Profil II
vom Felsdurchbruch zu Toila.*

Fig. 1



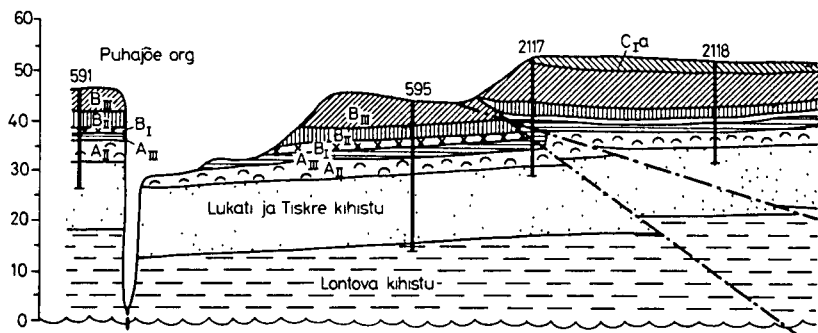
Joon. 7. Ölandi seeria kihtide lasumusriike Toila pangal (A. Kupfferi joonise järgi aastast 1870).

les tekkelt seotud aluskorra süvamurranguist põhjustatud plokilise ehituse kujunemisega (vt. ka lk. 25).

Mitmesugustel eesmärkidel Rakvere ja Aseri ümbruses korraldatud geoloogilistel uuringutel avastati viiekümnendatel aastatel veel ka Aseri rike (Müüri-sepp, 1962). See rike on kirde–edela-suunaline, 1–4 km laiune ja üle 75 km pikk, ulatudes Aserist kuni Koeruni (Бахер и др., 1962, 1978). Rikke kagu-tiib on loodetiiva suhtes 15–20 m kõrgemale tõstetud. Arvatavasti on tegemist tervet pealiskorda läbiva murrangrikkega.

Veel on Kirde-Eestis piiratuma ulatusega (pikkus 22 km) Viivikonna rike.

1958. a. avastati Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse geoloogide poolt Kirde-Eesti geoloogilisel kaardistamisel panga piirkonnas terve rida väikesi lasumusrikkeid. Nii on Toila lähedal murrang, mille kallakusnurk on 14–16°, amplituud aga 3–4 m (joon. 8). Saka asula juures on kuplilaadne kerge koos pealenihkega. Pealenihke tasandil on 27–44° langus kagusse. Kerke moodustavad kambriumi ning Pakerordi, Ceratopyge-, Latorpi, Volhovi ja Kunda lademe kihid (joon. 9). Lubjakivides ilmneb kuni 4 m laiune purustusvöönd, milles

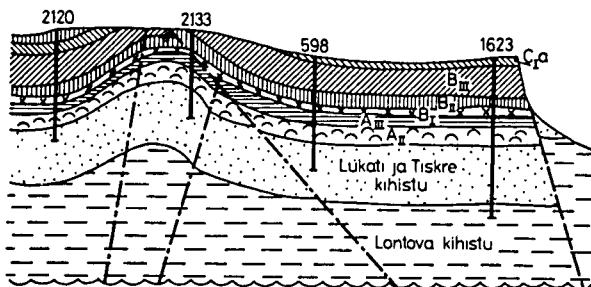


Joon. 8. Lasumusriike pangal Toila lähedal (K. Stumburi järgi). Vertikaalsete joontega on tähistatud puuraugud, punkt kriipsudega murrangupinnad, indeksitega ordoviitsiumi laded. Laineline joon – mere pind.

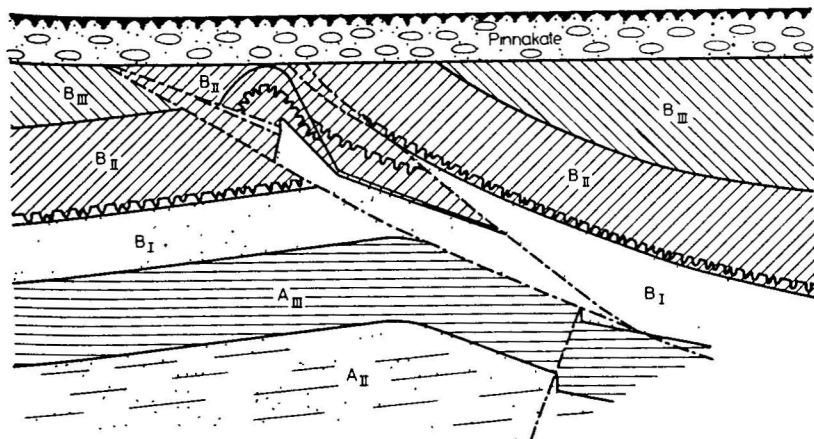
kihid moodustavad väikese kurru. Viimane on hästi nähtav lubjakivides oleva katkestuspinna tõttu (joon. 10). Kontaktvööndis on lubjakivid tugevasti lõhestunud ja dolomiidistunud. Lõhede seintel on näha libisemispeegleid. Kupli servaaladel esinevad peaaegu vertikaalsed lõhed.

Hiljuti avaldati ülevaade Eesti gravitatsiooniliste ja magnetiliste anomaaliat uurimise tulemustest (Побул и Сильдвее, 1973). See võimaldas anda esimese üldistuse aluskorra murrangrikete leviku kohta. Süvamurrangutest osutuvad silmapaistvaimaks Kesk-Eesti loode–kagu ja lääne–ida suunas läbivad vööndid ning kaarekujulised murrangvööndid Edela-Eestis (joon. 11).

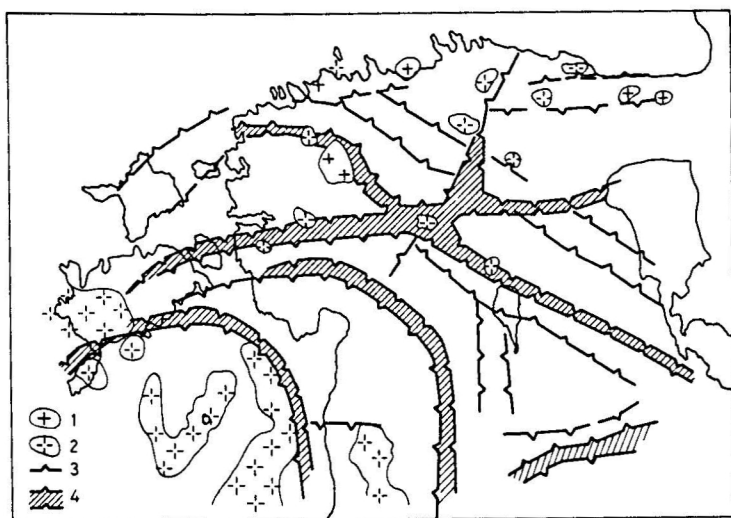
Pealiskord koosneb vendiumi (vendi kompleks) ja kambriumi ladestu terigeensetest kivimitest, ordoviitsiumi ja siluri ladestu peamiselt karbonaatse-



Joon. 9. Kuplilaadne kerge pangal Saka lähedal (K. Stumburi järgi; vrd. joon. 10 :tingmärkide seletus joon. 8).



Joon. 10. Saka kuplilaadse kerke keskosa (H. Stumburi järgi; vrd. joon. 9). Sopilise joonega on tähistatud katkestuspind Volhovi lademe alumisel piiril.



Joon. 11. Eesti aluskorra murrangrikete levik (E. Pobul ja H. Sildvee järgi, lihtsustatult). 1–2 – rabakivigraniidi massiivid (1 – puurimisega kindlaks tehtud, 2 – oletatavad), 3 – süvamurrang, 4 – süvamurrangute võõndid.

test kivimitest ning devoni ladestu valdavalt terrigeenestest kihtidest. Pealiskorra kogupaksus kõigub piirkonniti küllaltki suurtes piirides. Ruhnu puuraugus on see 786 meetrit.

ALUSKORD

Eesti aluskorra uurimise ajalugu on lühike – esimesi andmeid meie maa-põue sügavast osast saadi ju alles sajandivahetusel, mil aastail 1898–1899 Aseris vee saamiseks puuritud puurauk 110,6 m sügavusel (merepinnast) jõudis aluskorra pealispinnani. Sellest puuraugust saadud tardkivimite puru (löökpuurimine!) oli esimeseks tõendmaterjaliks Eesti süvakivimite kohta. Tõsi küll, see idee, et Põhja-Eesti pangas paljanduvate settekivimite lamami moodustavad tardkivimid, on palju vanem. Nii lisas Tartu ülikooli esimene mineraloogia professor M. Engelhardt oma 1820. aastal ilmunud Soome aluskorda käsitlevale raamatule toreda joonise läbilõikega Soomest Põhja-Eesti pangani. Sellel on Soome moondekivimite pealispind näidatud lõuna suunas järk-järgult madalamale laskuvana, Soome lahe alla sukelduvana ja nii peaaegu meie rannikuni ulatuvana. Kaksikümmend aastat hiljem avaldas samasuguse oletuse E. Eichwald. Küllap aitas sellisele järeldusele tulla asjaolu, et süvakivimid ilmuvad päevalgele ka peaaegu Soome lahe keskel, üle 30 km Viru rannikust põhja pool paikneval Suur-Tütarsaarel ja sellest kaugemale jääval Suursaarel (tahvel V, joon. 1).

1930. a. algas Eesti kodanliku vabariigi sõjavägede staabi topo-hüdrograafia osakonna poolt teostatav magnetiline mõõdistamine territoriaalvetes, saartel ja mandril. Juba selle töö alguses avastati rida magnetilisi häirealasid (Suure väina piirkonnas ja Kolga-Jaani, Türi ning Jõhvi ümbruses). A. Gerneti koostatud isogoonide kaardi geoloogiline interpretatsioon A. Öpiku (1935a) poolt ja tema lühike artikkel Tütarsaare geoloogiast (Öpik, 1935b) juhatasid sisse uue etapi Eesti aluskorra geoloogilise ehituse selgitamisel. Esmakordselt astus meil geoloogia teenistusse geofüüsikaline uurimismeetod. Jõhvi ümbruses oli magnetiline anomaalia kõige tugevam (magnetiline vertikaalintensiivsus isegi veidi suurem kui magnetilisel põhjanabal; Luha, 1946). Seepärast oletas A. Öpik, et mitte vähem kui 200 m sügavusel aluskorras paikneb seal magnetiidist või hematiidist koosnev rauamaardla. See oletus osutuski õigeks.

1935. a. suvel uuris A. Öpik Suur-Tütarsaare ja Suursaare aluskorda. Ta oletas, et seal paljanduvad Lõuna-Soomest, Viiburi kohalt lõunasse pöörduvad eelkambriumilise vanusega mäeahelike, svekofenniidide (lad. *Suecia* – Rootsi + lad. *Fennia* – Soome) jäänukid (Öpik, 1935 b). Ka see oletus on nüüd kinnitust leidnud.

Samal ajal selgus põlevkivi uuringu käigus, et Kirde-Eestis Uljaste ümbruses on ordoviitsiumi Viru seeria kihtides kuplilaadseid lasumusrikkeid, mida enne seda mujal ei olnud täheldatud (Reinwaldt, 1935). Viimaste aastakümnete uurimused on nendegi rikete olemuse selgitanud (lk. 21).

Jõhvi anomaalia geoloogilisest interpretatsioonist õhutatuna moodustas rühm eraisikuid 1937. a. kevadel aktsiaseltsi "Magna". Kohe asutigi puurima kahest mõõtmistega selgitatud anomaalia tipust läänepoolsemal. Aluskorra pealispinnani jõuti lõõkpuurimisega 237,7 m sügavusel. Edasi puuriti puursüdamiku saamiseks juba teemantkrooniga. Esmalt läbiti (sügavustes 237,7–256 m) aluskorra murenemiskoorik, siis mitmesugused moondekivimid kuni 505 m sügavuseni, mil puurimine lõpetati. Magnetilise häire põhjus sai nüüd selgeks – selleks oli kihiline magnetiitkvartsiit (tahvel V, joon. 2). Üldse leidub magnetiiti mitmes sügavuses, kuid kõige paksem kompleks lasub 434–462 m vahemikus (Luha, 1946). Magnetiitkvartsiidi kompleksid moodustavad kokku 48 m paksuse lasundi, mis sisaldab keskmiselt 28 % maaki. Hiljem puuriti esimesest puuraugust 60 m põhja poole veel teine puurauk, mis läbis aluskorra pealispinna 241,85 m sügavuses ja jõudis 721,1 m sügavuseni. See puurauk oli pikka aega Eesti sügavaim.¹ Kuigi selles puuraugus mõõdeti aluskorda ligi 500 m, läbiti tegelikult kõigest umbes 50 m kvartsiidi ja gneisside kihte, sest läbipuuritud kihid on peaaegu püstised. Jõhvi puuraukudest saadud puursüdamikke uurisid Tallinna tehnikaulikoolis A. Linari ja J. Kark. Leiti, et aluskorra kivimiteks on magnetiitkvartsiit, gneissid, skarnid ja pegmatiidid (Linari, 1940).

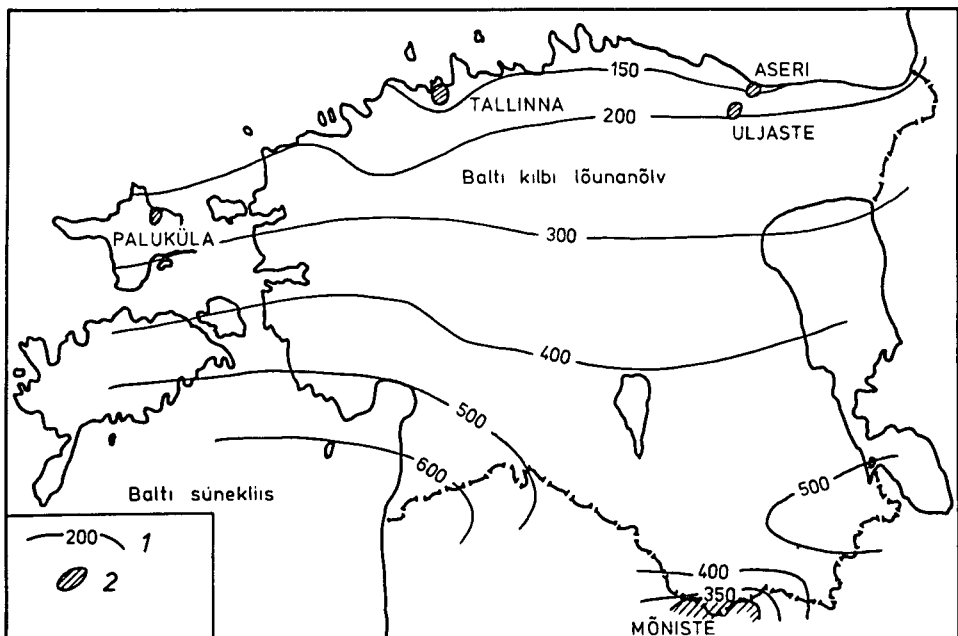
Jõhvi sügavpuurimistel ja jätkuval magnetomeetrilisel mõõdistamisel saadud andmete esimene üldistaja A. Õpik visandas 1941–1942. a. koostatud käsikirjas meie aluskorra ehituse põhijooned.² Ta rõhutas, et Eesti ürgne svekofenniidide kurrutusvöönd on Fennoskandia osa. Rootsist Lõuna-Soome, Soome lahe alla ja Eestisse kulgevate svekofenniidide ahelike jäänukid pöörduvad siin kagusse. Neis on rauamaardlaid ja võib loota ka sulfiidsete maakide esinemist, eriti Põhja-Eestis.

1947. a. algasid vastasutatud Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudis aluskorra ehituse selgitamiseks plaanipärased geofüüsikalised uurimistööd (kompleksne gravimeetriline ja magnetomeetriline kaardistamine). Viiekümne aastail puuriti Leningradi geoloogide algatusel esimesed aluskorda ulatuvad puuraugud Kesk- ja Lõuna-Eestis (Võhma, Väimela, Võru). Aastail 1959–1967 toimus keskmise- ja suuremõduline aeromagnetiline kaardistamine.

Geofüüsikalistele uurimustele tuginedes koostas E. Pobul (Побул, 1962) esimese Eesti NSV aluskorra kivimite, kurrutatud struktuuride ja süvamurrangute kaardi. Sellelt nähtub, et aluskorra struktuurset ehitust iseloomustab aluskorra tükeldumine süvamurrangute tõttu suuremateks või väiksemateks plokkideks. Selgitati ka Eesti aluskorra kivimite füüsikalisi omadusi (Побул и др.,

¹ Nüüd on kõige sügavam 1969. a. geoloogilise kaardistamise käigus Ruhnu saarele puuritud puurauk – 787,6 m.

² Käsikiri "Über Magnetometrie und die Geologie des Urgebirges von Estland" TRÜ geoloogiakateedri fondis.



Joon. 12. Aluskorra pealispinna reljeef (R. Vaheri järgi). 1 – samasügavusjoon; 2 – aluskorra kerge.

1968). Geofüüsikaliste tunnuste alusel osutus võimalikuks kindlaks teha aluskorra murrangrikkete leviku üldisi seaduspärasusi (Побул и Сильдвээ, 1973) (joon. 11).

Eesti NSV Geoloogia Valitsuse plaanipärane sügavpuurimine laienes eriti kuuekümnendatel aastatel. Muuhulgas puuriti Jõhvi magnetilisele anomaaliale üle 20 uue puuraugu ja täpsustati magnetiitkvartsiidi levikut. Nüüdisajaks on puuritud üle 300 aluskorra kivimitesse ulatuva puuraugu, millest saadud puurüdamik on petrograafiliselt esialgselt läbi töötatud. Puurimistel ja geofüüsikalistel uuringutel saadud andmestiku üldistamise alusel koostati Eesti aluskorra pealispinna reljeefi kaart (Baxep, 1972) (joon. 12). Hiljuti ilmusid ülevaated ka aluskorra kivimite vanuse määramisest K – Ar, Rb – Sr ja U – Th – Pb isotoobimeetodil (Пуура, 1974; Пуура и др., 1974) ning esimesed aluskorra kivimite detailse petrograafilise uurimise tulemused (Кууспалу, 1975). Kõik see võimaldas asuda aluskorra stratigraafia selgitamisele (Пуура и др., 1976). Äsja avaldatigi trükkis Baltikumi arheozoikumi ja proterozoikumi stratigraafiline liigestus (vt. Решения ..., 1978), mille Eesti osa on (mõnevõrra lihtsustatult) antud tabelis 3 (vrd. ka joon. 14).

Tabel 3

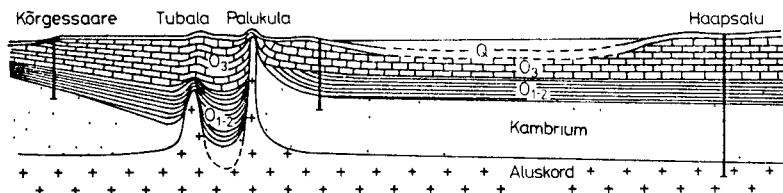
Eesti aluskorra stratigraafiline liigestus

Proterozoikum	Ülem	Lünk	
	Alam	Hoglandi seeria	
		Lünk	
		Jägala kompleks	Alutaguse kompleks
Arheozoikum		Lünk	
		Lääne-Eesti gneisid	Lõuna-Eesti granuliidid

Eeltoodust nähtub, et Eesti aluskorra ehituse ja kivimite uurimine on teinud kolmekümne sõjajärgse aasta vältel kiireid ja suuri edusamme.

Sügavpuurimiste andmeil on aluskorra pinnareljeef Eestis üldiselt tasane, kuid suhteliselt väikese kallakusega lõunasse (joon. 12). Lääne-Eestis, ligikaudu Tallinn–Pärnu joonest lääne pool on aluskorra pinna kallakus keskmiselt 3,6 m/km, Ida-Eestis aga keskmiselt 2,3 m/km (Baxep, 1972). Teadaolevalt väikseimas sügavuses (97 m merepinnast) on aluskorra pind Juminda neemele puuritud puuraugus, suurimas sügavuses (ligi 800 m merepinnast) aga Ruhnu puuraugus. Üldiselt rahuliku ühesuunalise kallakuse foonil on aga aluskorra pind (mõnes paikkonnas suhteliselt piiratud alal) tunduvalt kõrgemale kerkinud, moodustades struktuure, mida nimetatakse kergeteks. Nimetame neist Mõniste, Uljaste, Aseri ja Tallinna kerget (joon. 12). Need kerked ei ole Eestis nähtavasti ainsad ja nii võib geofiüüsikaliste mõõdistamiste käigus oodata uute kerkealade kindlakstegemist.

Ühe esimesena avastati viiekümnendail aastail Lõuna-Eestis ja Põhja-Lätis teostatud sügavpuurimistel ulatuslik Valmiera–Lokno kerkeala, mille Eestisse jäävat osa nimetatakse Mõniste kerkeks. See on Eesti aluskorra suurim, sest tema pikkus on 50–60 km ja laius 15–20 km. Mõniste kerge on lääne–ida-suunalise valli laadne, mille põhjanõlva keskmine kallakus on 2°50', lõunanõlva keskmine kallakus aga 11°20'. Kerke lae kõrgus on Mõnistes aluskorra pinnast arvatult üle 230 m (Baxep, 1972). Mõniste kerge kujunes peamiselt siluri ajastu

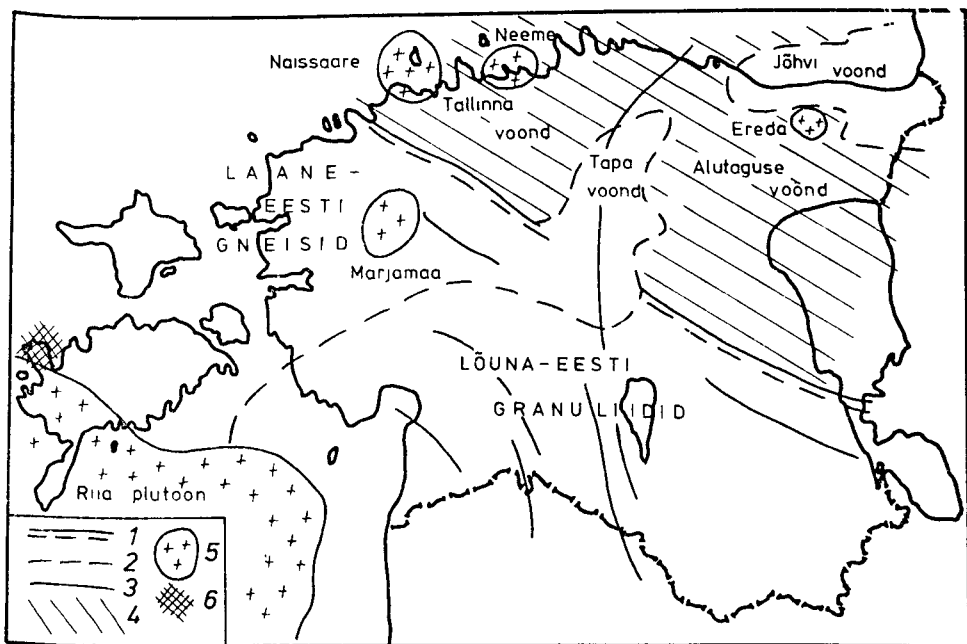


Joon. 13. Skemaatiline geoloogiline labilõige Põhja-Hiiumaalt Haapsaluni (H. Viidingu jt. järgi). O_{1-2} – Ölandi ja Viru seeria, O_3 – Harju seeria, Q – pinnakate.

lõpul ja devoni alguses, seepärast lasub kerke lael aluskorral vahetult keskdevon, kuna vanemad paleozoikumi kivimid puuduvad (joon. 2).

1967. a. avastati Kirde-Hiiumaal Palukülas umbes 1,5 km pikkune loode–kagu-suunaline aluskorra vallitaoline moodustis, mis lõpuks pöörduv lõunas. Valli nõlvadel on suhteliselt suur kallakus – $30-40^\circ$. Valli lagi jääb maapinnast vaid 20 m sügavamale. See asjaolu oli geoloogidele täielikuks ootamatuseks (joon. 13). Ei võinud ju keegi oletada aluskorra kivimite esinemist vahetult Nabala, Vormsi ja Pirgu lademe kihtide all, mis paljanduvad samas asetsevas paemurdudes. Kirjeldataud vallilaadset moodustist tõlgendati algsest kerkena (Viiding jt., 1969; Baxep, 1972). Nüüdseks on aga selgunud, et tegemist ei ole tavalise kerkega. Praegu nimetatakse seda omapäiast moodustist Kärda kraatri-laadseks struktuuriks (Кара и др., 1978). See kujutab endast kuni 200 m sügavuselt aluskorda ulatuvat nõgu, mida ümbritseb aluskorra kivimeist koosnev rõngakujuline vall. Viimase kõrgus on kuni 250 m ja väline läbimõõt kuni 5 km. Vall on mattunud ordoviitsiumi ja alamsiluri kihtide alla. Kraater ise lõikab pealiskorra kivimeid Ölandi seeriast alates sügavamale, ja ka aluskorra ülemist osa. Kraatri põhja, sisemised nõlvad ja valli moodustavad purustatud ning nihutatud aluskorra kivimid. Kraatri teke on ebaselge – ta võis tekkida meteoriidi plahvatuse või ka vulkaanilise plahvatuse tagajärjel, mis toimus keskordoviitsiumi alguses.

Aluskorra pealispinda katab peaaegu kõikjal murenemiskoorik, mille pakusus võib piirkonniti ulatuda isegi üle 120 m, eriti Kirde-Eestis. Murenemiskooriku ülemine piir, s.o. piir lasuvate sette kivimikihtidega on reeglina hästi määratav, alumise piiri kindlakstegemine on sageli raske. Murenemiskooriku minealoogiline koostis peegeldab lähtekivimi koostist ja on seetõttu erinevates piirkondades erinev. Eestis esineb jääkmurenemiskoorik – lähtekivimi murenemissaadused on jäänud tekkekohale. Peamisteks mineraalideks on murenemiskoorikus kaoliin, hüdriit, montmorilloniit-hüdriit ja montmorilloniit-klooriit (Куцупану и др., 1971). Murenemiskoorik tekkis väga pika aja vältel sooja ja niiske kliima tingimustes maismaal.



Joon. 14. Eesti aluskorra ehitus (V. Puura jt. järgi). 1 – massiividevaheline piir, 2 – võõndi piir, 3 – süvamurrang, 4 – Kirde-Eesti massiiv, 5 – rabakivigraniidi intrusiiv, 6 – Hoglandi seeria levila.

Aluskord lasub Eestis sügaval, on kaetud võrdlemisi paksu pealiskorra kivimite kattega ja seetõttu ei paljandu kusagil. Nii saab aluskorra ehitust ja kivimilist koostist selgitada vaid geofuusikaliste meetoditega ning sügavpuurimise teel.

Aluskorra valdavaiks kivimeiks on mitmesugused gneisid. Need on moondekivimid, mis tekkisid algselt nii sette kui ka vulkaaniliste kivimite hilisemal tugeval moondumisel. Moone oli kohati tõenäoliselt mitmekordne. Gneisid on sageli migmatiseerunud – sisaldavad mitmesuguse paksusega heledaid graniit-seid sooni (vt. tahvel V, joon. 1). Vahem leidub meie aluskorras amfiboliite, kvartsiite, marmoreid jt. moondekivimeid.

Paiguti lõikavad moondekivimeid rabakivigraniidi intrusiivid, mis on Eesti aluskorra noorimaid moodustisi.

Esimeseks ülevaateks Baltikumi, sealhulgas ka Eesti aluskorra stratigraafiast on hiljuti avaldatud autoritekollektiivi uurimus (Пуура и др., 1976), mis ongi alljärgneva aluseks.

Eesti aluskord jaguneb kaheks suureks erivanuseliseks Edela-Eesti ja Kirde-Eesti massiiviks (joon. 14). Nendevaheliseks piiriks on Loode-Eesti rannikult üle Põltsamaa Pihkva järve läänekaldale kulgev süvamurrangute süsteem (vt. ka joon. 11). See on aluskorra põhilisi piire Eestis. Edela-Eesti massiiv jätkub lõunas edasi Põhja-Lätisse.

ARHEOZOIKUM

Edela-Eesti massiiv koosneb väga vanadest (rohkem kui 2,5–2,6 miljardit aastat) kivimitest. Need on vanuselt võrreldavad Balti kilbi kirdeosas paljanduvate Koola ja Valge mere seeria kivimitega (joon. 4.). Viimaste varajaisema moondeetapi vanuseks on määratud umbes 3,3 miljardit aastat. Et selle seeria alumine osa Balti kilbil ei paljandu, pole ka tema alumise piiri vanus teada.

Lähtekivimite koosluse poolest on Edela-Eesti massiiv võrdlemisi ühetimeline, kuid kivimite moondeastme erinevuste tõttu jagatav Lääne-Eesti gneissideks ja Lõuna-Eesti granuliitideks (joon. 14). Viimaste kivimitega võrreldes samasuguse moondeastmega ja ilmselt ka samavanused on piiratud levikuga Tapa ja Jõhvi vööndid Kirde-Eesti massiivi sees. Neid vööndeid võib käsitleda geoloogiliselt vanemate kivimite kerketaolise ulatumisena läbi lasuvate Alutaguse vööndi nooremate kivimite.

Nii Lääne- kui ka Lõuna-Eestis on valdavateks kivimiteks mitmesugused gneissid, mis sageli sisaldavad veel väikesi aluseliste ja ultraaluseliste tardkivimite komplekse. Kõik need kivimid on moonduvad ja migmatiseerunud. Gneissides on kivimitmoodustajateks mineraalideks pürokseenid, küünekivi ja biotiit (tumedatest mineraalidest) ning plagioklass ja kvarts (heledatest mineraalidest). Kuivõrd aga moondeprotsesside intensiivsus on arheozoikumis Lääne- ja Lõuna-Eestis olnud mõnevõrra erinev, on ka nendes piirkondades levivate kivimite mineraalsed kooslused erinevad. Granuliitideks nimetatakse rombist (s.o. Fe ja Mg rikast) pürokseeni sisaldavaid gneisse, mis moodustusid kõige sügavamal, seega kõige kõrgema temperatuuri ja rõhu juures.

Edela-Eesti massiivi kivimid on kõik tugevasti kurdunud.

Väikese Tapa vööndi kivimid sarnanevad Lõuna-Eesti aluskorra kivimitele, Jõhvi vööndi aga moodustab magnetiitkvartsiitide ja magnetiidiga rikastunud gneisside kompleks, mida on nimetatud Vaivara kihtkonnaks (Пыypa и др., 1976) (joon. 14). Just sellesse kihtkonda ulatusidki Eesti kaks esimest sügavpuurauku. Magnetiiit-kvartsiidi ja magnetiidiga rikastunud gneissid moodustavad tavalistes, alumiiniumi- ja kaltsiumirikkaiks gneissides järsu kallakuga 300–400 m paksuseid kivimikomplekse. Nendes esinevad 3–15 m paksused magnetiitkvartsiitide kihid. See kivim on peeneteraalne, kihiline ja sisaldab kuni 30 % mahust magnetiiti (tahvel V, joon. 2). Magnetiidiga rikastunud

kihindid levivad Jõhvi piirkonnas kahe laiuti kulgeva ribana. Põhjapoolne, suu-
relt osalt Soome lahe alla jääv riba on kuni 60 km pikk, lõunapoolne aga kuni
16 km pikk.

Tekkelt on Vaivara kihtkond settelis-vulkanogeenne, kuid hilisemates
moonde- ja kurrutusprotsessides tunduvalt muutunud (kvartsiidiks nimetatak-
segi moondunud liivakivi).

PROTEROZOIKUM

Kirde-Eesti massiiv koosneb alamproterozoikumisse kuuluvatest moonde-
kivimitest, mis on Rootsis ja Edela-Soomes levivate svekofenniidide kurrutus-
vööndi otseseks jätkuks (joon. 4 ja 14). Soome lahe all pöörduvad svekofenni-
did lõunasse, tõusevad Suur-Tütarsaarel ja Suursaarel veidi üle merepinna, kao-
vad siis uuesti mere alla ja moodustavad lõpuks Kirde-Eesti aluskorra ülemise
osa.

Ligikaudu 1,9 miljardit aastat tagasi haaras suurt osa Balti kilbi territooriumi
Svekofenni kurrutus, millega kaasnevate mäetekkeliste protsesside tagajär-
jel see piirkond muutus mäestikuliseks. Seejärel, umbes 1,7–1,6 miljardit aastat
tagasi, oli see ala ka intensiivse süvamagmatismi (plutonismi) areeniks, mil kuju-
nesid graniitide intrusiivid. Edasi järgnes vähemalt 0,7–0,8 miljardit aastat
kestnud kulutusperiood. Ürgmäestike ahelikele toimusid mitmesugused geolo-
ogilised välisjõud ning mäed kulutati. Neist säilisid vaid kunagiste ahelike tuu-
mad, mis kattusid murenemiskoorikuga. Hilisproterozoikumis kujunesid ka
süvamurrangute süsteemid, mis liigestasid Balti kilbi paljudeks plokkideks.

Kivimikoosluste erinevuse alusel jaguneb Kirde-Eesti massiiv läänepoolseks
Tallinna ja idapoolseks Alutaguse vööndiks (joon. 14). Tallinna vööndit on
sügavpuurimistega hästi tundma õpitud. Siin levivad gneisid kuuluvad Jägala
kompleksi (Пуура и др., 1976). Selle kompleksi moodustavad algselt settelise
ja vulkaanilise tekkega moondekivimid, mis on väga sarnased Lõuna-Soome sve-
kofenniidide kivimitele. Kompleks koosneb vahelduvalt esinevatest kvarts-
päevakivi-(leptiit)gneissidest, tumedatest biotiit-, amfibool-biotiit- ja amfibool-
gneissidest ning rütmiliselt vahelduvaist alumiiniumirikkaist gneissidest ja bio-
tiitistest mikrogneissidest. Terve Jägala kompleks on kurdunud ja tugevasti
moondunud. Tema omapäraks on aga sulfiidne mineralisatsioon ja grafiidistu-
mine. Mineraalidest esineb märkimisväärsel hulgal pürroitiini ja püriiti, harva ka
kalkopüriiti, sfaleriiti ja galeniiti (Петерсэль, 1974a).

Alutaguse vööndi moodustavad kurrutatud ja moondunud settekivimid,
mis kuuluvad Alutaguse kompleksi. Selle sügavam osa on esindatud vahelduvalt
esinevate kvartsiitide, marmorite, amfiboliitide ja alumiiniumirikaste gneisside-
ga. Kohati leidub viimastes grafiiti ja sulfiide. Alutaguse kompleksi ülemise osa
aga moodustavad hallid alumiiniumirikad ja biotiitsed õhukesekihilised gnei-
sid.

Eesti aluskorra noorimaks osaks on Saaremaal Tagamõisa poolsaarel leviv, V. Puura andmeil **Hoglandi** seeriasse kuuluv kivimikompleks. See seeria sai sajandi alguses nime soome geoloogilt J. Sederholmilt suurepärase aluskorra paljandi –Suursaare (rts. Hogland) järgi. Seeria koosneb peamiselt kvartsporfüüridest, mis on õige paljus säilitanud oma algse ilme. Nende vanuseks on määratud umbes 1,65 miljardit aastat (Решения . . . 1978).

Nii Edela- kui ka Kirde-Eesti massiive lõikavad rabakivigraniidi intrusiivid. Põhja-Eestis on neid vähemalt neli: Märjamaa, Naissaare, Neeme ja Ereda (joon. 11, 12, 14). Edela-Saaremaalt ulatub Riia lahe alt Latini suur Riia plutoon. Need massiivid koosnevad porfüüriilaadest rabakivigraniidist, mis on täiesti sarnane Lõuna-Soome rabakivigraniitidele (Кууспалу, 1975). Rabakivide K-Ar isotoopne vanus on 1,6–1,7 miljardit aastat, U-Th-Pb ja Rb-Sr isotoopne vanus 1,7 miljardit aastat (Плуура, 1974; Пуура и др., 1974).

Aluskorra maareteks on Vaivara kihtkonna magnetiit ja sulfiidid (püriit, galeniit, sfaleriit). Olemasolevail andmeil pole nad aga tootmisväärsed.

Magnetiidi avastamisloost ja esialgsest uurimisest oli juba eespool juttu. Kuigi sõjajärgsel ajal tegid Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse geoloogid Jõhvi ümbruses täiendavaid uuringuid, ei avardanud needki magnetiidi tootmise väljavaateid. Tootmise muudab majanduslikult ebasuvaks magnetiidi suur lasumis-sügavus (üle 240 m) ja maagi väike rauasisaldus.

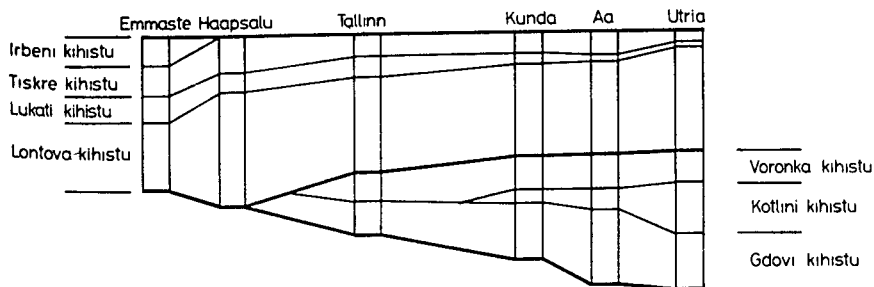
Polümetalset maagistumist on veel vähe uuritud. Otseseid tõendeid sulfiidide tootmisväärsetes kogustes esinemise kohta ei ole seni saadud. Suuremas kontsentratsioonis on neid leitud vaid Alutaguse kompleksist Uljaste ümbruses. Sulfiidse mineralisatsiooniga võib kaasneda vase, seatina, tsingi, nikli ja kulla märkimisväärsed kontsentratsioonid, mille leidumise tõenäosusele on ka tähelepanu juhitud (Петерсэль, 1974. а, 6; Пуура и Судов, 1976).

1961. a. puuritud Palamuse puurauk läbis 378–480 m sügavuses rohkesti grafiiti sisaldavaid migmatiseerunud biotiit-gneisse (Кырвел, 1971). See pole siiski kuigi väärtuslik grafiit, mis pealegi lasub väga sügaval.

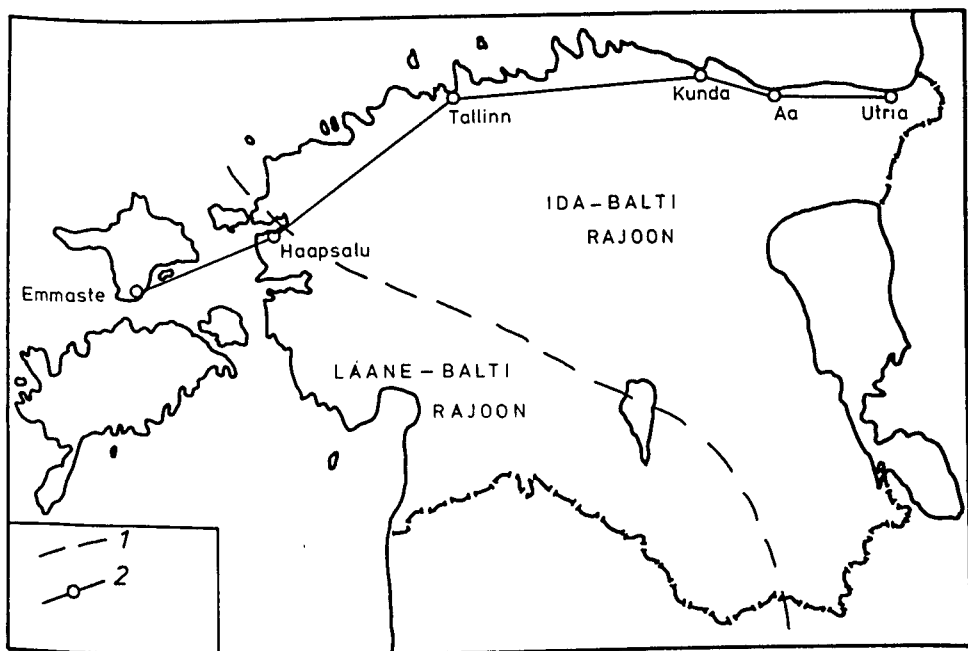
PEALISKORD

VENDIUM (VENDI KOMPLEKS)

Vendium haarab Eesti pealiskorra vanimad kivimid. Vastavad kihid hakkasid siin ladestuma hiliseelkambriumi lõpus pärast pikka kulutusperioodi, mis järgnes svekofenniitide mäeahelike kujunemisele. Svekofenni kurrutus muutis Fennoskandia (niisiis ka Balti kilbi) jäigaks massiiviks, mis pole enam kunagi kurdumisele allunud. Nii algas vendiumi ajastuga Ida-Euroopas platvormne arenguetapp. Selle etapi esimesel perioodil – Volõõnia ajastikul – Eestis setete ladestumist veel ei toimunud. Valitsesid mandrilised tingimused. Meie ala katvus pealetungiva merega järk-järgult alles järgmisel, Valdai ajastikul.



Joon. 15. Vendiumi ja alankambriumi läbilõik Põhja-Eestis (osaliselt A. Brangulise jt. järgi vrd. joon. 16).



Joon. 16. Eesti struktuurilis-fatsiaalsed rajoonid vendiumi ajastul (A. Brangulise jt. järgi).
1 – rajooni piir, 2 – geoloogiline läbilõik puuraukude andmeil (vt. joon. 15).

Aluskorra tektoonilise arengu iseärasustest sõltuvalt jagunes Eesti Valdai ajastikul kahte ossa — Edela- ja Kirde-Eesti. Esimene piirkond kerkis, teine vajus. Vajumine põhjustaski seni mandrilisena püsinud Kirde-Eesti kattumise merega. Mereline sedimentatsioon toimus siin Valdai ajastiku lõpuni, kuna Edela-Eesti jäigi mandriliseks (Valdai seeria kihid puuduvad täielikult; joon. 15, 17, 18, 19). Siit ka struktuurilis-fatsiaalsed rajoonid (vööndid): Edela-Eesti, mis kuulub Lääne-Balti rajooni, ja Kirde-Eesti kui osa Ida-Balti rajoonist. Nende rajoonide piir kulgeb Eestis loode—kagu-suunaliselt üle Võrtsjärve Haanjasse (joon. 16).

Valdai seeria kujutab endast vanade, keskeelkambriumis kujunenud kivimite pikaajalisel kulutusperioodil tekkinud purdsetete ladestumisel moodustunud lasundit. Ta lamab kurdunud aluskorra kivimitel rõhtsalt ja koosneb aleuriitsetest savidest, aleuriitidest ning liivakividest. Valdai seeria üldpaksus on suurim Kirde-Eestis, ulatudes 123 meetrini. Seni on selle seeria kihtidest leitud vaid problemaatilise kuuluvusega, ent ilmselt taimset päritolu mikrofossiile — akritarhe (tahvel VI, joon. 7). Valdai seeria Eestis ei paljandu, kuid ta avaneb paiguti pangaeelsel alal (Prangli saar, Juminda ja Pärispea poolsaar) (joon. 3). Mujal katavad Valdai seeriat kõikjal kambriumi kihid.

Vendiumi uurimisajalugu algab Eestis 1851. aastaga. Siis ilmus Tartu ülikooli kasvandiku G. Helmerseni artikkel Tallinnas Läänebatারেis puuritud puurkaevu profiili kirjeldusega. See puurauk jõudis 103 m sügavusel jämedateralistesse liivakividesse, millest saadi vett. Puurimisel selgus, et profiili ülemist osa moodustava sinisavi lamam koosnebki põhiliselt liivakividest, mis vahelduvad savi kihtidega. Samal ajal liigestas C. Pander Peterburi ümbruse aluspõhja noorimat osa moodustava sinisavi kahte ossa — all oletatavate taimejäänustega (millele E. Eichwald hiljem andis nime *Laminarites antiquissimus*) savi ja ülal *Platysolenites*-savi. Siinkohal selgituseks, et *Laminarites*'e nimega tähistatud moodustised pole vetikate fossiilid, nagu kaua aega üldiselt arvati, vaid tekkinud vetikate lagunemise järgselt, *Platysolenites* aga kuulub rõngusside või hoopis foraminiferide hulka. Nüüdisaegse liigestuse järgi moodustab "laminariitidega" savi vendiumi Kotlini kihistu, *Platysolenites*'tega savi aga alamkambriumi Lontova kihistu.

Sinisavi all lamavad liivakivid luges Fr. Schmidt esmalt alamsilurisse (1858) ja seejärel kambriumi (1881). Hiljem tekkis aga Fr. Schmidtil kõnealusete kihtide vanuse suhtes kahtlusi (1888) ja lõpuks arvas ta, et sinisavi ning lamavad liivakivid võiksid kuuluda kambriumi vanimasse, trilobiitideta ossa või isegi eelkambriumi (1897). See oli seisukoht, milleni üksmeelselt jõuti alles päris hiljuti.

Aluskorra kivimite pealispinnani ulatus esmakordselt aastail 1898–1899 Aseris puuritud puurauk. Uusi andmeid lisandus I maailmasõja eelseil aastail kaevude puurimisel Haapsalus ja Tallinnas. Muuhulgas selgus, et sinisavialused kihid algavad aluskorral lasuva basaalkonglomeraadiga.

Mõnevõrra uuest aspektist käsitles sinisavi ja selle lamami vanust A. Öpik (1925). Kuivõrd sinisavil lasub trilobiiti *Olenellus* (*Mesonacis*) (=Schmidtellus) sisaldav kiht, mis seetõttu on kambriumi vanimaks kihiks Euroopas (muide täiesti ekslik eeldus), tuleb sinisavi A. Öpiku arvates koos lamavate liivakividega lugeda eelkambriumi. Sisuliselt aga jättis A. Öpik sinisavi vanuse selles töös siiski lahtiseks – võib-olla hoopis alamkambriumi? Järgmisel aastal puudutas A. Öpik (1926) sinisavi vanuse probleemi uuesti. Nüüd arvas ta, et sinisavi all lamavad kihid võivad kuuluda kas alamkambriumi, eelkambriumi (kuid pärastjotniumi) või osalt sparagmiidiladestusse. Jotnium on Soome, sparagmiidiladestu Norra eelkambriumi noorimaks osaks. Samas töös esitatud tabelis aga tähistab A. Öpik kõiki kihte aluskorrast kuni sinisavini kambriumina. Siitpeale jäigi just see seisukoht Eesti geoloogide seas valitsevaks, muutudes alles kuuekümnendate aastate keskpaigas.

Sinisavialused, aluskorral lasuvad liivakivid nimetas B. Assatkin (Асаткин, 1937) Gdovi kihideks, viidates Gdovi (Oudova) rajoonis Mišina Gora küla umbruses asetsevale paljandile. See oli siiski eksitus – Gdovi kihid seal ei paljandu, küll aga alamkambriumi kuuluvad Ižora kihid.

Järgnevalt eraldas M. Janišovski (Янишевский, 1939) Leningradi oblastis Gdovi kihide ja sinisavi vahelise savikate kivimitega kihtkonna välja iseseisva laminariidikompleksina. Alamkambrium algab M. Janišovski järgi laminariidikompleksil lasuva glaukoniitse liivakivi vahekihtidega saviga. Need on nn. laminariidipealsed kihid. Seega oli aluskorra ja kambriumi sinisavi vaheline liiva-kas-savikate kivimite lasund Põhja-Baltikumis saanud faktiliselt kolmikliiges-tuse.

Kõrgemajärgulisi stratigraafia üksusi ordoviitsiumieelsete kivimite liigestamisel Eestis viiekümnendate aastate alguseni välja ei eraldatud. 1950. a. aga tegi B. Sokolov ettepaneku liigestada Põhja-Baltikumis seni kambriumi loetud kihtkond kaheks osaks (vt. Соколов, 1953). Alumist osa, kuhu kuuluvad Gdovi kihid ja laminariidikihid, nimetas ta **Vendi kompleksiks** (seeriaks). See nimi on antud Lõuna-Baltikumis elanud vana lääne-slaavi hõimu vendide (veneeditide) nime järgi. Ülemist osa, mis haarab laminariidipealsed kihid, sinisavi ja kõrgemallasuvad liivakivid, nimetas B. Sokolov Balti kompleksiks (seeriaks). Vendi kompleksi võib B. Sokolovi arvates pidada nii kambriumi kõige alumiseks kui ka eelkambriumlilise paleozoikumi kõige ülemiseks osaks (tol ajal ei tuntud fossiile, mis aidanuksid selle kompleksi vanust täpsustada). Balti kompleks seevastu kuulub B. Sokolovi arvates kindlasti alamkambriumi.

1951. a. Leningradis toimunud üleliidulisel devoni stratigraafia nõupidamisel asendati nimi “Vend” terminiga “Valdai”. Hiljem siiski võeti mõiste Vend uuesti kasutusele, ent esialgse mahuga võrreldes tunduvalt paksema kihtkonnajooks (Соколов, 1958). Nii loeti Vendi kompleksi koosseisu ka Gdovi kihtidest vanem Volžõnia vulkaanilis-setteline kompleks, mis Põhja-Baltikumis puudub.

Laminariidikihid numetas B. Sokolov (Соколов, 1958) Kotlini kihideks, mille stratotüüp on Soome lahes Leningradi lähedal asetsev saar, kus need kihid paljanduvad. "Laminariidipealsed" kihid said R. Männililt (Мяниль, 1958г) Lomonossovi nime — nende kihide paljandite järgi samanimelise linna lähistel Leningradi oblasti loodeosas.

Esimesteks, seni ainateks fossiilideks, mida Eesti alalt vendiumist leitud ja kirjeldatud, on problemaatilise kuuluvusega mikrofossiilid akritarhid (Тимофеев, 1959) (vt. lk. 48). Need on ühtlasi Eesti aluspõhja vanimateks kivististeks.

Kuuekümnendate aastate teiseks pooleks oli sügavpuurimiste tulemusel selgunud, et Kotlini savide ja sinisavi vahel lasuv liivakas kihidekompleks (Lomonossovi kihistu) koosneb Põhja-Baltikumis õieti kolmest osast: all kirjuvärvilised aleuoliidid, keskel valged aleuoliidid ja liivakivid ning ülal vahelduv kompleks liivakive, aleuoliite ja savisid. Viimatimainitu on kõrkjal transgressiivne, kujunenud mere pealetungil ja sisaldab *Platysolenites antiquissimus*'e fossiile, mis lamavates kihides puuduvad, küll aga esinevad sageli lasuvas Lontova kihistus. Peamiselt eeltoodut arvestades loeti ülemine transgressiivne kompleks alamkambriumi basaalse osana Lontova kihistu juurde (Мардла и др., 1968). K. Mensi ja E. Pirruse uurimuste põhjal tuleb Kotlini kihistu kõige ülemist osa Ida-Eestis käsitleda kui vana, subaeraalse (õhualuse) tekkega murenemiskoorikut (Менс и Пиррус, 1969, 1970). Hiljem nimetasid need geoloogid endiste Lomonossovi kihide Valdai seeriasse jäänud alumise ja keskmise osa Voronka kihistuks (1971). Lomonossovi nime säilitamine polnud nende arvates otstarbekas, sest lasuva Lontova kihistuga liideti just endises stratotüübis, Lomonossovi linna ümbruses paljanduvad kihid.

Peamiselt B. Sokolovi tööde mõjul kujunes Nõukogude Liidu vanema paleozoikumi uurijate seas juba viiekümnendate aastate keskpaigas üksmeelne arvamus, mille järgi Gdovi ja Kotlini kihid moodustavad Baltikumis tõenäoliselt eelkambriumi noorima osa. Siiski möödus veel rida aastaid, enne kui selline seisukoht sai vajalikku toetust ka paleontoloogilise materjali näol.

Mitmetes viimastel aastatel avaldatud töödes ilmneb tendents vendiumi ja tema analoogide lugemiseks iseseisvaks ladestuks.

Vendiumi nüüdisaegne liigestus Eestis (vt. Решения . . ., 1978) on toodud tabelis 4.

Vendiumi rakenduslik tähtsus seisneb temas sisalduvas nn. kambriumi-vendiumi põhjaveekompleksis, mis Ida-Eestis jaguneb veel alumiseks ja ülemiseks veehorisondiks. Viimaseid eraldab savidest koosnev vettpidav Kotlini kihistu. Aluskorras paiknevast põhjaveest on kõnealune veekompleks isoleeritud üldiselt savikate murenemiskooriku kihidega, kuna lasuvate kihide põhjaveest eraldavad teda alamkambriumi Lontova kihistu savid. Veerikkaim on kambriumi-vendiumi põhjaveekompleks Põhja-Eestis. Praegu kasutatakse selle veekompleksi vett peamiselt Mandri-Eesti põhjapoolseimas piirkonnas, ent tema kasutamiseks on perspektiive terves Põhja- ja Lääne-Eestis (Tšeban, 1975).

Eesti vendiumi stratigraafiline liigestus

Üleproterozoikum	Vendium	Valdai seeria	Voronka kihistu
			Kotlini kihistu
			Gdovi kihistu
		Volõõnia seeria	Eestis lünk

VALDAI SEERIA

GDOVI KIHISTU

Gdovi kihistu sai nime B. Assatkinilt (Асаткин, 1937), kes arvas, et Gdovi (Oudova) rajoonis Mišina Gora küla ümbruses (Peipsi järve idakaldal ligikaudu Kallaste linna kohal) paljanduv liivakivi kuulub sellesse kihistusse. Tegelikult on need kambriumi kihid.

Gdovi kihistu Eestis ei paljandu, tema avamus Prangli saarel kvaternaarse setete all on aga kindlasti olemas. Kihistu levila haarab Põhja- ja Kagu-Eesti, sest Haapsalu–Võrtsjärve–Haanja joonest edela pool ta suidub (joon. 17).

Gdovi kihistu alumine piir on väga terav – tema punakaspruunid purdkivimid lasuvad aluskorra murenemiskoorikul.

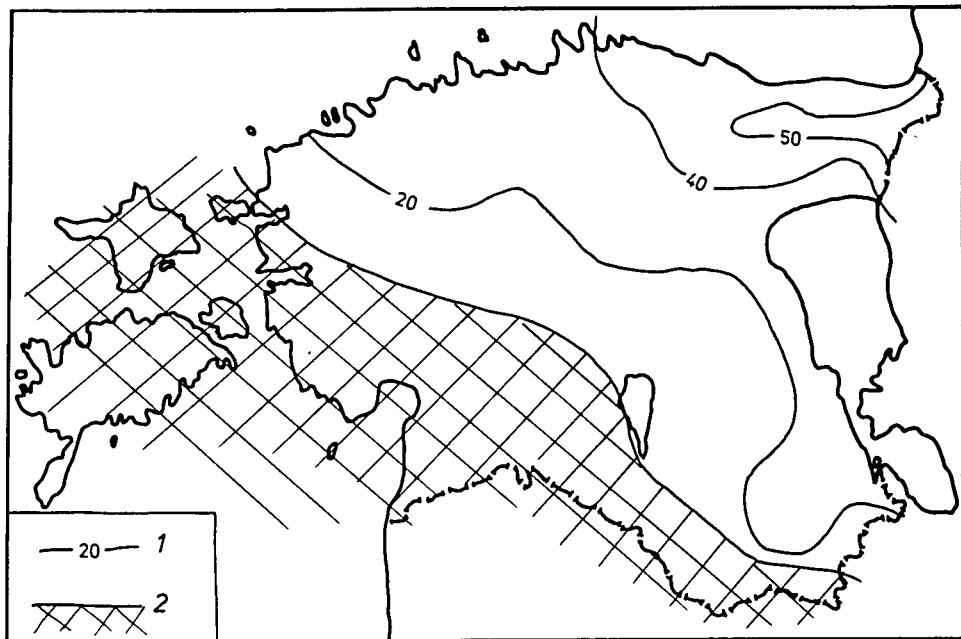
Gdovi kihistu paksus kõigub Eestis 0–58 m piires, suurenedes võrdlemisi korrapäraselt kirde suunas (joon. 15, 17).

Litoloogiliselt saab Gdovi kihistut K. Mensi ja E. Pirruse uurimuste põhjal liigestada alumiseks, keskmiseks ja ülemiseks kihistikuks.

Alumine kihistik koosneb tume-punakaspruunist massiivsest aleuriitset savist, mis pesade ja läätседena sisaldab valkjashalli graveliiti, liivakivi ning aleuroliiti. Selgekujuline kihilisus selles kompleksis enamasti puudub. Tegemist on lamavast murenemiskoorikust ümberasetitatud materjaliga. Kihistiku alumises osas esinevad sageli lamamist pärineva kivimi veerised, mis moodustavad basaalkonglomeraadi.

Kihistik ei levi kõikjal, vaid kohati esinevate läätседena. Tema paksus on väike – 2–8 m.

Keskmine kihistik koosneb valkjas- kuni pruunikashallist kesk- kuni jämedateralisest rõhtkihilisest, enamasti pudedast liivakivist. Rohkesti esineb liivakivis punakaspruuni savi, aleuroliidi ja graveliidi kihte. Savi kihtide paksus on tavaliselt 0,1–0,5 m, graveliidi kihtidel aga 5–10 cm.



Joon. 17. Gdovi kihistu levila ja paksus (K. Mensi ja E. Pirruse järgi). 1 – samapaksuse-joon, 2 – ala, millel kihistu on suidunud.

Kihistiku paksus ulatub kuni 35 m. Tallinnast lääne pool ta suidub.

Gdovi kihistu ülemise kihistiku moodustab kirjuvärviliste aleuroliitide ja savide lainjate kihtide tihe vaheldumine. Kihistiku alumise osa kivim on valdavalt punakaspruun, ülemises osas aga enamasti hall ning erineva terajämeduse ja värvusega kihikeste sagedase vaheldumise tõttu peenekihtiline.

Ülemise kihistiku paksus tõuseb Ida-Eestis kuni 46 m ja siin vastab ta kohati mahult tervele Gdovi kihistule. Kihistiku paksus väheneb lääne ja edela suunas, kusjuures Gdovi kihistu üldpaksus siiski märkimisväärselt ei muutu, sest ülemise kihistiku paksuse vähenemise kihistu levila lääneosas kompenseerib keskmise kihistiku paksuse suurenemine.

Gdovi kihistu ja ühtlasi meie aluspõhja vanimateks tuntud fossiilideks on akritarhid (Тимофеев, 1959).

KOTLINI KIHISTU

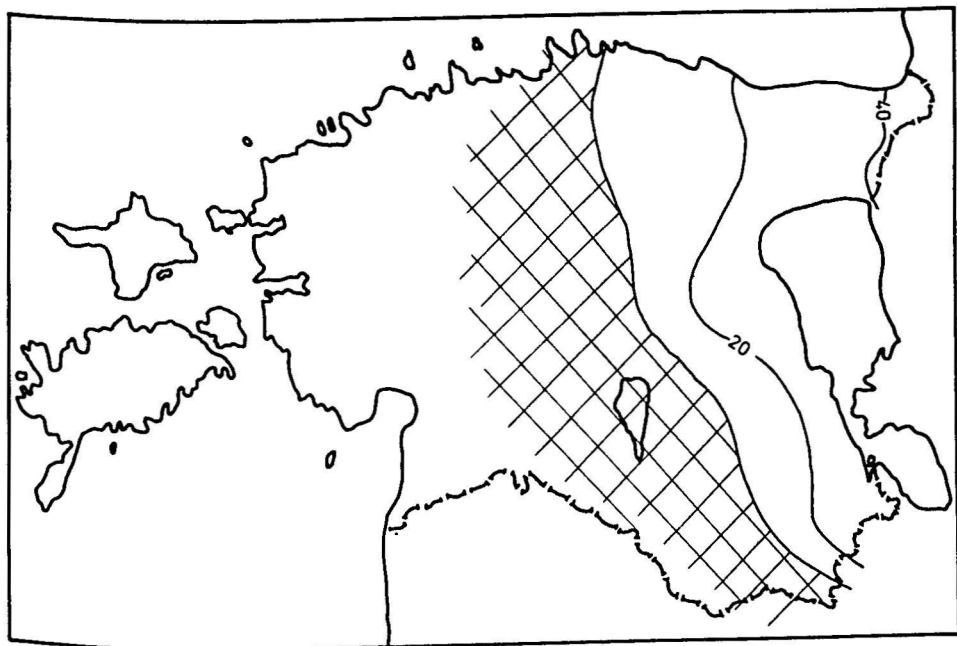
Kotlini kihistu autoriks on M. Janiževski (Янишевский, 1939), kes Lenini oblasti oblastis eraldas välja laminariidikompleksi. Hiljem nimetas B. Sokolov (Соколов, 1958) selle kompleksi saare järgi Soome lahes, kus need kihid paljanduvad, Kotlini kihitideks. Sellel saarel asetseb Kroonlinn.

Kotlini kihistu levila haarab vaid Ida-Eesti, jäädes Võrtsjärve meridiaanilt ida poole (joon. 18). Seegi kihistu Eestis ei paljandu. Tema avamus on aga teada pinnakatte all Juminda neeme tipus.

Kotlini kihistu alumiseks piiriks loetakse kihistule iseloomuliku rütmilise peenekihilisusega savikate kivimite alumist piiri, millega enamasti kaasneb lamamile omaste punakaspruuni värvusega kihitide kadumine. Kohati on sellel tasemel märgatav ka kulutuspeind või jämedateralise graveliit- või kivimi kiht.

Kihistu paksus on Eestis 0–43 m, suurenedes ida suunas (joon. 15, 18).

Litoloogiliselt võib Kotlini kihistut liigestada kaheks kihistikuks – väikese paksusega aleuroliitide kihistik all ja peamist osa kihistust haarav nn. laminaariidisavide kihistik ülal.



Joon. 18. Kotlini kihistu levila ja paksus (K. Mensi ja E. Pirruse järgi).

Alumine kihistik koosneb halli, tugevasti tsementeerunud aleuroliidi ja rohekashalli savi õhukeste kihikeste vahelduvast kompleksist. Aleuroliitide kihilisus on ebamäärane. Savi kihid on keskmiselt 10 cm paksused ja peenekihi- lised (allosas).

Kihistiku paksus on 0–15 m, suurenedes korrapäraselt ida suunas.

Ülemine, laminariidisavide kihistik on litoloogiliselt võrdlemisi ühtlase koostisega – valdavalt hall roheka varjundiga õhukesekihiline aleuriitne savi, mis rütmiliselt vaheldub õhemate aleuroliidikihtidega. Savikihikeste paksus on 0,5–5 mm, aleuroliidikihikeste paksus aga 0,2–1 mm. Kihipindadel esineb rohkesti kitsaid orgaanilise aine kilesid. Kihistiku ülemises osas muutuvad aleu- roliidikihid kuni 10 cm paksuseks ja esineb ka liivakivikihte.

Savi koostis on suhteliselt ühetaoline – savifraktsiooni moodustavad pea- miselt hüdrovilgud, millele lisandub (kuni 30 %) kaoliniiti. Aleuroliidis esineb kvartsi kõrval rohkesti vilku.

Kihistiku kõige ülemine, 0,4–6,4 m paksune osa on värvunud ookerkol- laseks. See kujutab endast vana, subaeraalse tekkega murenemiskoorikut (Менс и Пиррус, 1969, 1970).

Laminariidisavide kihistiku paksus on 0–39 m, suurenedes järk-järgult ida suunas.

Eestis ei ole Kotlini kihistust peale akritarhide leitud mingeid fossiile (Бахрамеев и Волкова, 1968).

VORONKA KIHISTU

Voronka kihistu väljaeraldajad on K. Mens ja E. Pirrus (Менс и Пиррус, 1971). Kihistu stratotüübiks on Narvast kirde pool Soome lahte suubuva Vo- ronka jõe kaldapaljandid Leningradi oblastis.

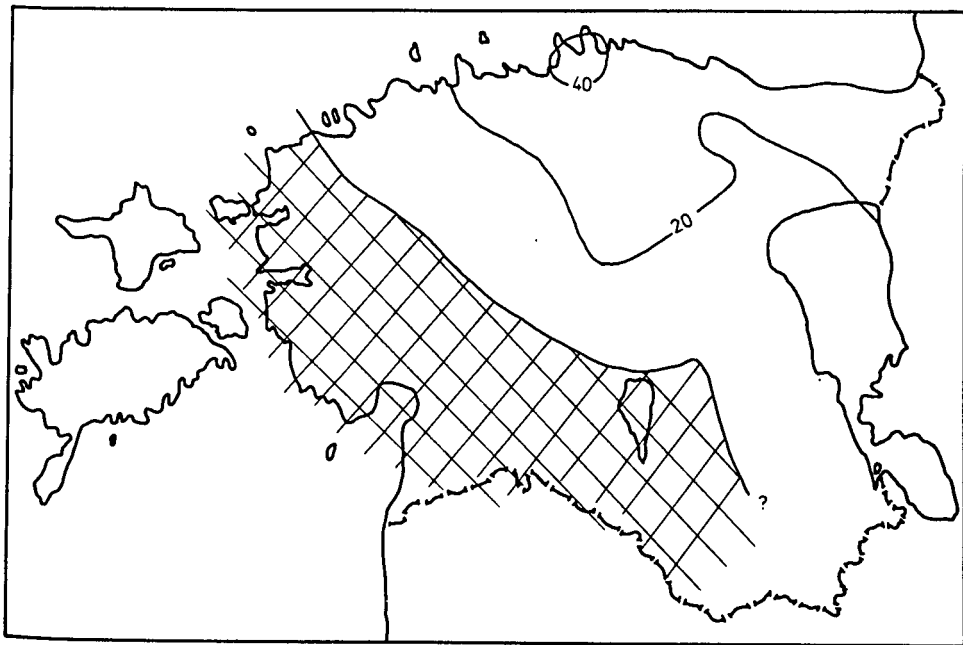
Kihistu levila haarab Põhja- ja Ida-Eesti (joon. 19). Paljandeid ei ole.

Voronka kihistu alumine piir on Ida-Eestis väga terav, sest kihistu lasub siin Kotlini kihistu murenemiskoorikul. Võrtsjärve meridiaanist lääne pool on aga Voronka kihistu lamamiks Gdovi kihistu. Kohati tundub Voronka kihistu alumine osa olevat Kotlini kihistuga ühevanune.

Voronka kihistu paksus kõigub 0–43 m vahel, suurenedes üldiselt põhja- ja kirde suunas (joon. 15. 19).

K. Mensi ja E. Pirruse (Менс и Пиррус, 1971) järgi on Voronka kihistu Eesti alal liigestatav kaheks kihistikuks. All, Gdovi või Kotlini kihistul, lasub kirjuvärviliste aleuroliitide ja savide kihistik, viimasel aga valge liivakivi kihis- tik.

Alumine kihistik koosneb põhiliselt savikatest aleuroliitidest, mis vaheldu- vad liivakivi ja aleuroliitse savi kihikestega. Kivimi värvus on üldiselt hall, ent kihiti ka ookerjas või punakaspruun, mis lubabki rääkida kirjuvärvilisusest.



Joon. 19. Voronka kihistu levila ja paksus (K. Mensi ja E. Pirruse järgi).

Aleuroliidid on enamasti peenekihihilised, mis tuleneb vaheldumisest tumedama savi kihikestega.

Kihistiku paksus kõigub valdavalt 5–20 m, ulatudes kohati kuni 28 m.

Ülemise, valge liivakivi kihistiku alumiseks piiriks on kõrgeima punase savi- või aleuroliidikihi lasuv pind. Kihistik koosneb valkjast pudedast peeneteralisest kvartsiivakivist (kuni 99 % kvartsi).

Kihistiku paksus on üpris muutlik, kõikudes 0–25 m vahel. Seda seletatakse hiljem Põhja-Eesti alale tunginud varakambriumi mere ebaühtlase abrasiiooniga.

Mineraloogiliselt iseloomustab Voronka kihistut vähepäisivate mineraalide, nagu biotiit, päevakivi, amfiboolid, pürokseenid, puudumine. Selle poolest erineb see kihistu oluliselt lamavatest kihistutest. Savis on kuni 90 % kaoliniiti. Nähtavasti olid purdematerjali lähtealad Kotlini ja Voronka ea vahetusel oluliselt muutunud.

Fossiile ei ole Voronka kihistust leitud.

PALEOZOILINE LADEKOND

KAMBRIUMI LADESTU

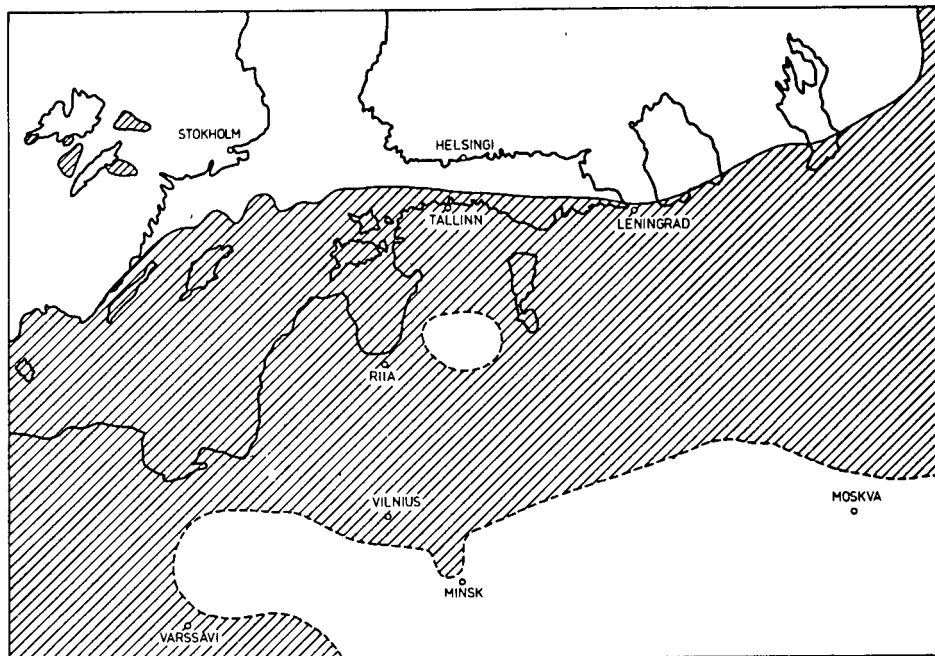
Paleozoilise ladekonna basaalne osa – kambriumi ladestu – ei ole Eesti aluspõhjas täielik. Enam-vähem terviklikult, suuremate lünkadeta, on esindatud vaid alamkambriumi ladestik. Lääne- ja Lõuna-Eestis lasub sellel veel küll liivakive, kuid nende täpsem vanus pole esialgu päris selge (võimalik, et tegemist on keskkambriumi kuuluvate kihtidega). Hiliskambriumis ei toimunud setete ladestumist aga nähtavasti terves Baltikumis. Kui võtta arvesse veel tõsisaja, et ka vendiumi ja kambriumi ajastu vahetust markeerib Baltikumis sette-lünk, siis võib öelda, et paleozoiline aegkond algas Ida-Euroopa platvormi loodeosas tektooniliselt väga ebastabiilses olukorras. Kõrvuti merega kaetud aladega levisid laialdased mandrilised piirkonnad. Üldse kuhjus kambriumi ajastul setteid Baltoskandiat osaliselt katnud laiutises meres Norra ja Rootsi aladelt üle Poola, Baltikumi ning Leningradi oblasti kirdes Valge mereni. Põhjas haaras see meri osalt ka Balti kilbi lõunapiirkondi, lõunas aga ulatus Ukraina kilbini ja ümber viimase kuni Musta mereni. Ligikaudselt näitab selle vana mere ulatust hilisemaist kulutusist säilinud kambriumi setendite praegune levila (joon. 20).

Detailides oli Baltikumi paleogeograafiline areng kambriumis keerukam kui vendiumi ajastul. Sedimentatsioon toimus siin mitmetel erisuunalistel transgressioonidel ning erinevalt paigutunud basseinitides. Mõned piirkonnad olid pikemat aega mandrilised ja seega kulutusaladeks. Kõigest sellest lähtudes jagatakse Baltikum kolmeks struktuurilis-fatsiaalseks rajooniks: Põhja-Balti rajoon (haarab Mandri-Eesti põhjaosa), Lääne-Balti rajoon (algab põhjas Hiiumaaga ja ulatub lõunas Läti aladele) ning Ida-Balti rajoon (haarab Lõuna-Eesti) (joon. 21; Брангулис и др., 1974). Kambriumi litostratigraafiline liigestus on nendes rajoonides mõnevõrra erinev. Praegu on stratigraafiliselt siiski paremini tuntud kambrium avamusel Põhja-Eestis, mida järgnevalt lähemalt käsitlemegi.¹

Eesti geoloogilisest ehitusest tulenevalt on kambrium vanimaks meie alal paljanduvaks pealiskorra osaks. Paljandeid leidub Põhja-Eesti panga jalamil ja pangaeelsel rannaribal Paldiski poolsaarelt Narva jõeni (joon. 3). Kambrium avaneb aga ka Soome lahe saartel ja lahe lõunaosas mere põhjas (joon. 20).

Kambriumi ladestu koosneb terves Baltikumis terrigeensetest kivimitest, eeskätt rohekashallist või kirjuvärvisest savist, aleuroliitist savist, valkjashallist aleuroliidist ja liivakivist. Vastav settematerjal pärineb mandritelt, kujutades endast seal paljandunud vanemate, eeskätt vendiumi kivimite, kulutamise saadusi. Eesti alal oli meri madal, kohati päris rannalähedane. Sellele vihjavad

¹ Erandina puudutame ka Lääne-Balti struktuurilis-fatsiaalses rajoonis levivat Irbeni kihistut, mille levila ulatub põhjas Hiiumaale ja Loode-Eestissegi.



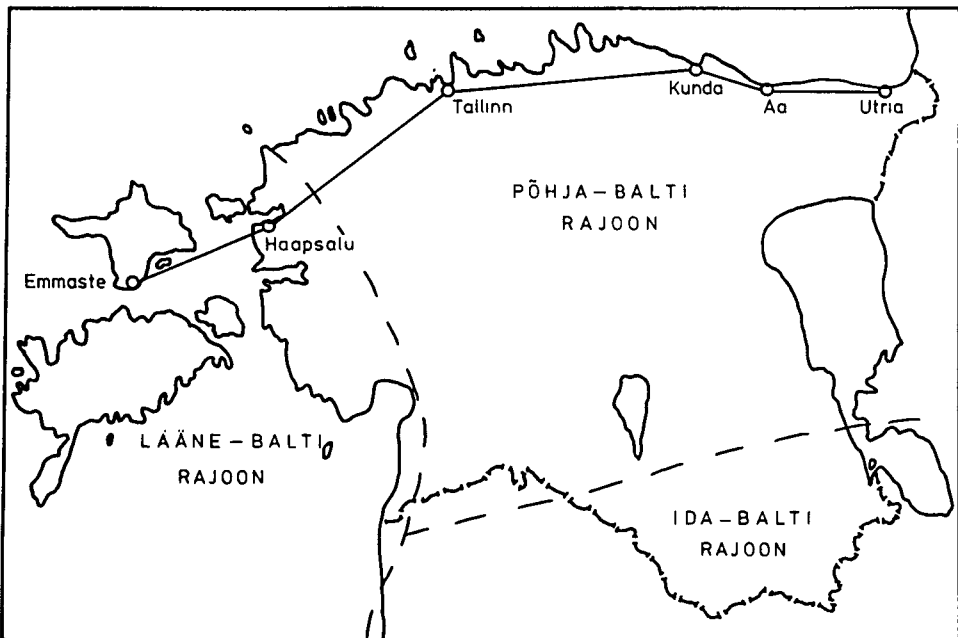
Joon. 20. Kambriumi levila Ida-Euroopa platvormi loodeosas.

kivimi kihipindadel esinevad virgmärgid ja kuivalõhed. Kambriumi ladestu paksus on Kirde-Eestis umbes 120 m, suurim aga Saaremaal, kus ta ulatub kuni 150 meetrini.

Kambriumi rakendusliku tähtsuse määravad Eestis tema savid (Pirrus, 1973). Lontova ja Lükati kihistu savi kasutatakse Tallinnas ja Loksal telliste, Aseris peamiselt drenaažitorude valmistamiseks. Kundas rajati juba aastail 1870–1872 tsemenditehas. Tsemendi tooraineks on ordoviitsiumi lubjakivide kõrval ka Lontova ja Lükati kihistu savi. Suurimateks savikarjäärideks on Kopli, Kolgaküla, Kunda (Lontova) ja Aseri karjäär.

Vettpidav Lontova kihistu eraldab kambriumi-vendiumi põhjaveekompleksist kõrgema kambriumi-ordoviitsiumi põhjaveehorisondi, mis annab valdavale osale Mandri-Eestist heakvaliteedilist põhjavett. Lõuna-Eestis kuuluvad sellesse põhjaveehorisonti tuntud mineraalvee leiukohad Iklas, Häädemeestel ja Värskas (Värskas II) (Tšeban, 1975).

Eesti kambriumi uurimisajalugu võime nähtavasti alustada V. Severgini (Севергин, 1809) tööga, milles Põhja-Eesti pangal paljanduv kihtkond liiges-



Joon. 21. Eesti struktuurilis-fatsiaalsed rajoonid kambriumi ajastul (A. Brangulise jt. järgi. Geoloogiline läbilõik vt. joon. 15).

tatakse (vanemast nooremani) neljaks osaks: savi, liivakivi, põlevkivi ja lubjakivi. Nendest kompleksidest kuulub esimene ja suurem osa teisestki nüüdisaegse liigestuse järgi alamkambriumi. Savi aga nimetatakse W. Strangways'i 1821. a. ilmunud tööst alates sinisaviks (ingl. *blue clay*).

Põhja-Baltikumis sinisavil lasuvad liivakivid nimetas C. Pander 1830. a. neis leiduvate brahhiopoodi *Ungula* (=Obolus) poolmete järgi unguliitliivakiviks. Hiljem, 1851. a. avastas ta sinisavis rõngussi või foraminifeeri *Platysolenites*'e fossiilid.

Sinisavi ja unguliitliivakivi vanuse määramiseks tegi esimese katse E. Eichwald (Эйхвальд, 1840), kes neid kihte, tõsi küll ekslikult, korreleeris Inglismaa siluriga.

Fr. Schmidt (1858) leidis, et *Ungula*'te poolmed esinevad vaid unguliitliivakivi kõige ülemises osas. See on niisiis tõeline unguliitliivakivi, mis praeguse stratigraafilise liigestuse järgi kuulub ordoviitsiumi Pakerordi lademesse (Maardu kihistik). Valdav osa unguliitliivakivist on kivististeta ja Fr. Schmidti arvates korreleeritav Rootsi fukoiidliivakiviga.

1872. aasta suvel külastas Eestit rootsi geoloog J. Linnarsson, kes Kundas jõe ääres paljanduvaid savi ja liivakivi vahelduvaid kihte korreleeris Rootsi eofüütonliivakiviga. Unguliitliivakivi põhilist, kivististeta osa pidas J. Linnarsson Rootsi fukoiidliivakivi analoogiks. Mõlemad kompleksid arvati sel ajal Rootsis alamkambriumi (Linnarsson, 1873). Siitpeale hakati mõisteid “eofüütonliivakivi” ja “fukoiidliivakivi” kasutama ka Eestis. Ühtlasi oli sellega määratud nende komplekside kuuluvus kambriumi ladestusse, mida esimesena märkis Fr. Schmidt (1881).

1888. aastal avaldas Fr. Schmidt töö eofüütonliivakivi fossiilide esmasleidudest, millest paljud kuuluvad usinale tallinlasest kivististekogujale A. Mickwitzile. Eesti kambriumi fossiilide nimestikku ilmusid sellised stratigraafiliselt olulised liigid nagu trilobiit *Olenellus mickwitzi* (=Schmidtellus), problemaatilise kuuluvusega (hõimkond *Agmata*) *Volborthella tenuis*, brahhiopood *Mickwitzia* ja torbiklimuste hulka kuuluv *Scenella discinoides*. Fr. Schmidt viitab ka suurele lüngale Eesti fukoiidliivakivi ja tõelise unguliitliivakivi vahel, mis ajaliselt vastab tervele kesk- ja hiliskambriumi ajastikule. Sinisavi ja tema lamarni korrelatsioon teiste alade samavanuste kihtidega jäi aga selles töös veel lahtiseks. Sinisavi vanuses kahtles Fr. Schmidt nähtavasti veel hiljemgi, pidades teda alamkambriumi basaalseks osaks, kuid viidates ühtlasi võimalusele tema arvamiseks isegi eelkambriumi (Schmidt, 1897).

Edasi tekkis meie kambriumi uurimisse pikk vaheaeg, sest alles 1923. a. suvel algasid kambriumi avamusel A. Öpiku välitööd, mis jätkusid edaspidi umbes 10 aasta vältel. Nende uurimiste tulemused on avaldatud reas trükistes ajavahe-
mikut 1925–1956.

Esmalt liigestas A. Öpik eofüütonliivakivi alumiseks *Volborthella*-tsooniks ja ülemiseks *Scenella*-tsooniks (Öpik, 1925). Nende tsoonide piiriks loeti lukuta brahhiopoodi *Mickwitzia* karbipoolmetest ja fosfaatsetest veeristest moodustunud nn. *Mickwitzia*-konglomeraati. Selles töös on esitatud ka esimesed eofüütonliivakivi paljandite profiilide kirjeldused. Teises töös kirjeldatakse Kunda (Lontova) savikarjääri sügavamast osast leitud kivistisi [*Hyolithus*, *Platysolinites lontova*, *Pleurotomaria? kunda* (=Aldanella) jt.] (Öpik, 1926).

Mõlemas mainitud töös käsitleb A. Öpik ka sinisavi vanuse probleemi, jäädes lõpuks seisukohale, et Eestis kuulub kogu aluskorral lasuv purdkivimeist kihtkond alamkambriumi. Seda väidab A. Öpik veel ka oma kambriumi etüüdides (Öpik, 1929). Üks neist on pühendatud Narva jõe äärseist fukoiidliivakivi paljandeist (raudteesillast põhja pool) kogutud omapärastele U-laadsetele moodustistele *Corophioides*'tele (=Diplocraterion) (võib-olla ussikäigud?). Need on esimesteks sellest liivakivist leitud fossiilideks Eestis. Nad avastati kõnealusel paljandis juba möödunud sajandi keskel G. Helmerseni poolt, kes pidas neid aimejäänusteks. Sinisavi kuulub A. Öpiku järgi *Hyolithus*'e-tsooni, fukoiidliivakivi *Corophioides*'e-tsooni.

Hiljem nimetas A. Öpik (1933) *Hyolithus*'e-tsooni Lontova kihtideks, *Volborthella*-tsooni Lükati kihtideks, *Scenella*-tsooni Kakumäe kihtideks ja Co-

rophioides'e-tsooni (fukoiidliivakivi) Tiskre liivakiviks. Samas töös lühidalt kirjeldatud problemaatilise kuuluvusega fossiil *Scolithus* (= *Skolithos*), mida A. Öpik leidis mitmetest Lääne-Eesti paljanditest, on diplokrateerionide kõrval teiseks Tiskre kihtidest pärinevaks kivistiseks.

A. Öpiku uurimuste tulemusel liigestati Eesti alamkambrium kolmekümnendate aastate keskpaigas seega viieks osaks (nooremast vanemani):

- e) Tiskre liivakivi;
- d) Kakumäe kihid;
- c) Lükati kihid;
- d) Lontova kihid;
- a) alumised liivakivid ja konglomeraadid (lasuvad aluskorral).

P. Kents (1939) andis Tallinnas puuritud puuraukudest saadud ebakindla materjali (löökpuurimine!) alusel sinisavi detailsema litoloogilise liigestuse. Muuhulgas teatab ta *Platysolenites*'e fossiilide leiust Lontova kihtide lamamist, mis ei ole hiljem kinnitust leidnud.

Samal ajal avastati Kundas Lontova kihtidest suurel hulgal "maismaa taimede eoseid" (Reissinger, 1939). Need on muidugi akritarhid, mille paleontoloogilist uurimist hiljem jätkas S. Naumova (Наумова, 1949). Tema kirjeldas Eesti sinisavist ja eofüütonliivakivist kokku 12 liiki.

Lõpuks võttis A. Öpik (1956) kokku Eesti kambriumi kohta neljakümnendate aastate alguseks kogunenud andmed ja käsitles ka varakambriumi paleogeograafiat Põhja-Euroopas – nn. sinisavi provintsis. Lontova kihid koos lamamiga (kuni aluskorran) arvas A. Öpik meie alamkambriumi vanimasse *Platysolenites*'e-tsooni (vrd. Kents, 1939).

Seejärel nimetas R. Männil eofüütonliivakivi Pirita kihistuks ja andis esimese puursidamikele tugineva ülevaate praegu vendiumi ja alamkambriumi kuuluvate kihtide litoloogiast Põhja-Eestis (Мяньиль, 1958 г, 1960 а).

Viiekümnendate aastate lõpus algas Eesti NSV plaanipärane geoloogiline kaardistamine, millega kaasnes paljude sügavate puuraukude puurimine. Saadi rohkesti uusi andmeid, mis põhjustas pikka aega suhteliselt stabiilsena püsinud kambriumi stratigraafilise liigestuse tunduva muutumise. Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse ja Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi geoloogid täpsustasid erinevate komplekside piire, iseloomustasid nende litoloogilis-mineraloogilist koostist ja fossiilide levikut.

Esmalt selgus Tiskre liivakivide ja lamavate Kakumäe kihtide vahelise piiri üleminekuline iseloom ning nende kihtide suur litoloogilis-mineraloogiline sarnasus (Мююрисепп, 1962; Лоор, 1964). Siis leiti, et Lontova ja Lükati kihtide piir tähistab peale fossiilide koosluse muutumise ka tunduvat litoloogilist muutust. Paljudes kohtades on sellel piiril konglomeraadi kiht (Лоор и др., 1966).

Lomonossovi kihistu uurimine näitas, et sellesse loetavad nn. laminariidi-pealsed kihid koosnevad kolmest kompleksist (nooremast vanemani):

- c) glaukoniit-kvartsliivakivide, aleuroliitide ja savide vaheldumisega lasund;

b) valged kvartsaleuroliidid ja liivakivid;

a) kirjuvärvilised aleuroliidid.

Ülemine kompleks katab keskmist, vanemaid kihte või isegi aluskorda. Tema ülemiseks piiriks on uhtepind, millel lasuvad Lontova saavid. Erinevalt alumisest ja keskmisest kompleksist leidub ülemises *Platysolenites*'e fossiile. Sellest järeldati, et alumised kuuluvad Kothni kihistu juurde, ülemine aga alamkambriumi Lontova kihistusse (Kajak jt., 1967). Seda seisukohta toetas ka mineraloogiline uurimus (Mens, Pirrus, 1967). Selgustati, et vendiumiga lõppes eelkambriumilise murenemiskooriku materjali ümberseutimine ja algas uus, kambriumi mere pealetungiga seotud sedimentatsioonietapp. Nii täpsustati kambriumi ladestu alumise piiri taset Eestis.

Lükati kihte iseloomustab kindel fossiilide kooslus. Nende kihtide piiridki on teravad, sest nii lamaval kui ka lasuval piiril esineb konglomeraat. Sellest ajendatult tehti ettepanek käsitleda neid kihte Lükati lademenä (Мардла и др., 1968). Viimasel lasuvad Kakumäe kihid on mineraloogiliselt Tiskre kihtide sarnased, kuid erinevad nii Lükati kihistest kui ka ordoviitsiumi kõige alumisest, Pakerordi lademe liivakividest. Nii tehtigi samas töös ettepanek käsitleda Kakumäe kihte ja endisi Tiskre kihte koos Tiskre lademenä. Lõpuks tuuakse uusi andmeid veel Lõuna-Eestis ordoviitsiumi lamamiseks olevate liivakivide kohta, mille vanus siiski jäi selgusetuks.

Rohkesti uusi seisukohti ja andmeid lisandus meie kambriumi mineraloogia ja stratigraafia kohta ka seitsmekümnendail aastail. Esmalt selgitati Tiskre kihistust nooremate, alamkambriumiliste Kurzeme kihtide levila ulatumine Loode-Eestisse (Kala, 1972; Mens и Пиррус, 1972). Siis anti ülevaade Lontova kihistu litostratigraafiast, levilast, setete päritolust, fossiilidest ja sinisavist kui maardest (Pirrus, 1973). Üksikasjalikult iseloomustati Lükati kihistu basaalse konglomeraadi litoloogiast, mineraloogiast ning geneesi (konglomeraadi veerised koosnevad lamava Lontova kihistu kivimist (Mens и Пиррус, 1975)).

Hiljuti ilmus trükist esimene meie aluspõhja üksuste stratotüüpe käsitlev uurimus (Mens и Пиррус, 1977), milles antakse ka ülevaade tervest Põhja-Eesti kambriumist. Uudseks on seni Tiskre kihistuna tuntud kihtidekompleksi nimetamine Rannamõisa kihistikuks, kuna Tiskre kihistuna käsitletakse nüüd Kakumäe ja Rannamõisa kihistikku koos.

Seni viimaseks nomenklatuurseks täpsustuseks Eesti kambriumi stratigraafilises liigestuses on Kurzeme kihistu nimetamine Irbeni kihistikuks (Решения ..., 1978).

Eeltoodu kokkuvõtteks esitame Põhja-Eesti alamkambriumi nüüdisaegse stratigraafilise liigestuse (tabel 5).

Varakambriumis Eestit katnud madalmeres eksisteeris algeline floora ja fauna. Kuigi tolleaegsest elustikust täieliku ülevaade saamine on väga raske (organismide jäänuste säilimiseks polnud soodsaid tingimusi), on ilmne, et see floora ja fauna ei olnud liigirikas.

Põhja-Eesti alamkambriumi stratigraafiline liigestus

Kihistu	Kihistik
Irbeni	
Tiskre	Rannamõisa Kakumäe
Lükati	
Lontova	Tammneeme Kestla Mahu Sämi

Lontova ja Lükati kihistust ning Tiskre kihistu Kakumäe kihistikust on seni kindlaks tehtud 19 liiki akritarhe (Янкаускас и Пости, 1973). Akritarhid on sfäärilised, sileda või ogalise kestaga eostelaadsed moodustised (tahvel VI). Nende süstemaatiline kuuluvus on seni ebaselge, kuid üldiselt peetakse neid planktilisteks vetikateks. Mõõtmeilt on nad mikroskoopilised – Eesti kambriumi vormide läbimõõt on enamasti vaid mõnikümme mikronit.

Kuivõrd kõiki ülalnimetatud kambriumi üksusi iseloomustavad spetsiifilised akritarhide liigid, näib, et neil mikrofossiilidel on küllaltki kõrge stratigraafiline väärtus.

Eesti alamkambriumi fauna sisaldas olemasolevail andmeil vähemalt seitsme selgrootute hõimkonna esindajaid (tahvel VI). Lontova kihistus esineb suhteliselt sageli rõngussi või foraminifeeri *Platysolenites antiquissimus*'e ja võib-olla habelooma (? hõimk. *Pogonophora*) *Sabellidites cambriensis*'e fossiile. Samas kihistus esinevad ka meie aluspõhja vanimate brahhiopoodide (hõimk. *Brachiopoda*) ja limuste (hõimk. *Mollusca*) fossiilid. Viimastest tuleks nimetada tigu *Aldanella kunda*'t ja nn. hüolitiide.

Lükati kihistu olulisemateks fossiilideks on hõimkonna *Agmata* (?) esindaja – arvukas *Volborthella tenuis* ja Eesti aluspõhja vanim trilobiit *Schmidtellus mickwitzii* (hõimk. *Arthropoda*). Tõsi küll, viimane esineb harva ja peamiselt fragmentidena. Terve eksemplari leidmine on ülimalt haruldane. Lükati kihistust on leitud ka meie aluspõhja vanim ainuõssete (hõimk. *Coelenterata*) esindaja, väga haruldane meduusi (?) *Medusites lindstroemi* fossiil. Veel tuleb nimetada Lükati kihistu aleuroliitide kihipindadel kohati arvukalt leiduvaid mitmesuguseid selgrootute elutegevuse jälgi.

Tiskre kihistu alumises, Kakumäe kihistikus leidub rohkesti brahhiopoodi *Mickwitzia monilifera* halvasti säilinud karpe ja nende poolmeid. Harvem esi-

neb torbiklimuse *Scenella discinoides*'e fossiile ja Eesti aluspõhja vanima ost-rakoodi (hõimk. *Arthropoda*) karbikesi. Rannamõisa kihistikus esinevad vaid problemaatilise päritoluga torukesed, tõenäoliselt ussikäigud, mis on kord sirged (*Skolithos*), kord U-laadsed (*Diplocraterion*).

ALAMKAMBRIUMI LADESTIK

LONTOVA KIHISTU

See on Eesti alamkambriumi basaalne osa, mida varem tunti sinisavi nime all. Praeguse nime autoriks on A. Öpik (1933), kes selle valis Kunda tsemenditehase endise savikarjääri lähedal asetsenud küla ja sadama järgi. Nüüdisaegses mahus käsitletakse seda kihistut kuuekümnendate aastate lõpust alates.

Kihistu stratotüübiks on Lontova vana savikarjäär, milles hiljuti kaevandamine lõpetati. Karjääri lõunapoolses profiilis paljandus kihistu ülemine osa koos ülemise piiriga 9 m paksuselt. Karjääri kagunurka puuriti täieliku stratotüübi saamiseks puurauk, milles kihistu alumine piir läbiti 88,3 m sügavusel. Nii on Lontova kihistu kogupaksus stratotüübis 74,3 m (Менс и Пиррус, 1977).

Lontova kihistu avamus jääb Põhja-Eesti pangaelseesse vööndisse Harku ja Aseri vahel ning Naissaarele ja Aegna saarele. Kihistu levila haarab praktiliselt terve Eesti (joon. 22). Paljandub vaid kihistu ülemine osa (Tammneeme ja Kestla kihistik). Märkimisväärsed paljandeiks on Kopli, Kolgaküla, Lontova uus ja Aseri savikarjäär.

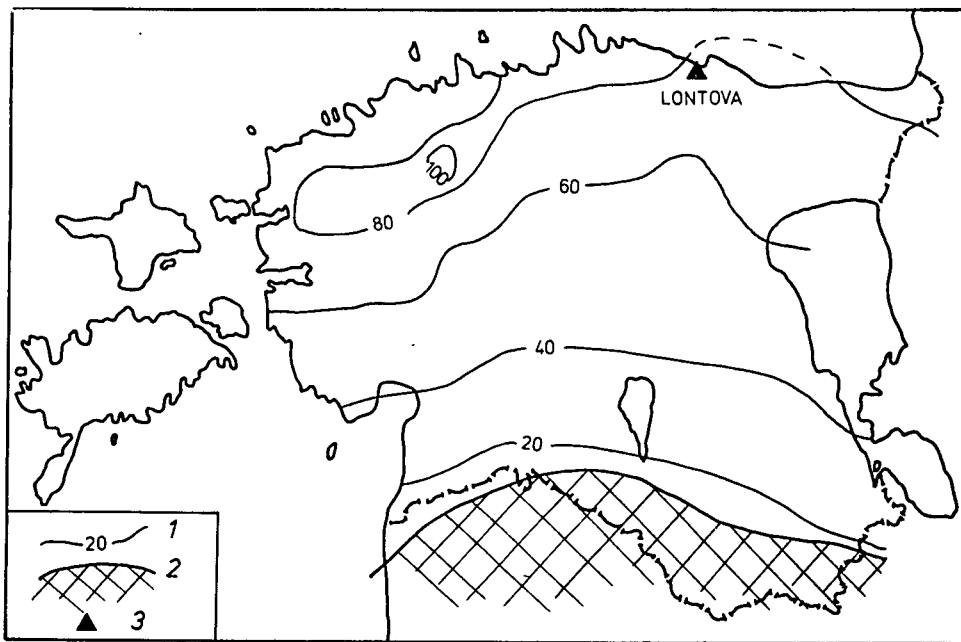
Lontova kihistu alumine piir on ühtlasi kambriumi ladestu alumiseks piiriks Eestis. See piir on suhteliselt terav – lamavatel Gdovi või Voronka kihistutel ja aluskorral lasub põiksusega Lontova kihistu Sämi kihistik, mis vanematest kihtidest erineb nii mineraloogiliselt kui ka fossiilide poolest. Sämi kihistik sisaldab nimelt Eesti aluspõhja vanimate toese organismide jäänustena tõenäoliselt habeloomade (hõimk. *Pogonophora*) hulka kuuluva *Sabellidites cambriensis*'e ja rõngussi või foraminifeeri *Platysolenites antiquissimus*'e skeleti fragmente.

Lontova kihistu paksus kõigub 0–100 m vahel, vähenedes võrdlemisi korrapäraselt lõuna suunas (joon. 22).

Kihistu piire, liigestust, kivimeid ja stratotüüpe on viimasel ajal uurinud mitmed autorid (Ллоор и др., 1966; Мардла и др., 1968; Менс и Пиррус, 1971, 1977; Пиррус, 1973). Nendele töödele tuginebki meie järgnev ülevaade.

Põhja-Balti struktuurilis-fatsiaalses vööndis (haarab Mandri-Eesti) liigestasid Geoloogia Valitsuse kaardistajad Lontova kihistu neljaks kihistikuks, mis vanemast nooremale kannavad järgmisi nimesid: Sämi, Mahu, Kestla ja Tammneeme.

Sämi kihistik moodustab Lontova kihistu alumise osa. Kihistiku praegune nimi anti Kunda jõe äärsel küla järgi. Tema stratotüübiks on Lontova puursida-



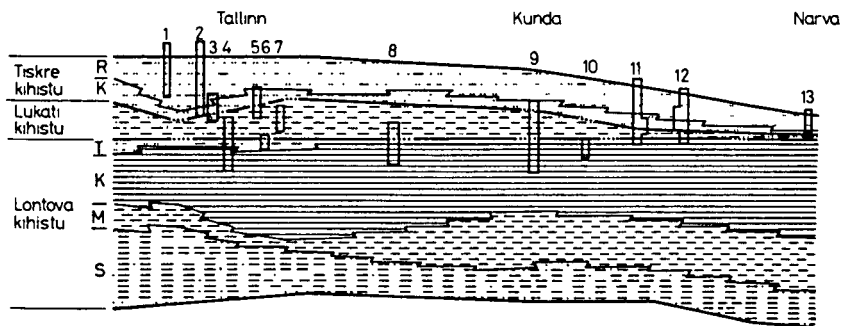
Joon. 22. Lontova kihistu levila ja paksus (K. Mensi ja E. Pirruse järgi). 1 – samapaksuse-
joon, 2 – ala, millel kihistu on suidunud, 3 – stratotiüp.

mik 72,5–88,3 m vahemikus (Менс и Пиррус, 1977). Kihistik ei paljandu (joon. 23). Ta levila ühtub Lontova kihistu levilaga.

Sämi kihistik koosneb rohekashallist savist, milles on mitmesuguse paksusega liivakivi ja aleuoliidi kihte. Kirde-Eestis valdab kihistikus savi, Lääne-Eestis liivakivi, mis siin on jämedateralisem kui mujal. Savi koostises on valdavaks hüdrovilgud (68–88 %), vähem on kaoliniiti (5–20 %) ja kloriiti (alla 10 %). Liivakivid kujutavad endast kvartsliaivake ja sisaldavad rohkei glaukoniiti.

Sämi kihistiku paksus kõigub 0–68 m vahel, olles aga levila valdaval alal võrdlemisi ühtlane – 10–20 m. Kihistiku paksus suureneb loode ja ida suunas.

Mahu kihistik põhjendati A. Mardla poolt 1960. a. ja sai tema ettepanekul nime Kundast umbes 12 km ida pool asetseva küla järgi. Kihistiku levila kattub Lontova kihistiku levilaga. Seegi kihistik ei paljandu (joon. 23). Ta koosneb võrdlemisi ühtlasest rohekashallist aleuoliitsest savist, mille ebatasastel kihipindadel esinevad paari millimeetri paksused vilgu- ja glaukoniidirikka aleuro-



Joon. 23. Skemaatiline Põhja-Eesti kambriumi labilõik tähtsamate paljandite profiilidega. (K. Mensi ja E. Pirruse järgi). Suurte tähtedega on märgitud kihistikud. Paljandid: 1 – Türisalu, 2 – Tiskre-Rannamõisa, 3 – Kakumäe, 4 – Kopli, 5 – Kose-Lükati, 6 – Tammneeme, 7 – Saviranna, 8 – Kolgaküla, 9 – Kunda-Lontova, 10 – Aseri, 11 – Saka, 12 – Toila, 13 – Narva.

liidi kihikesed. Savi koostises on esikohal hüdrovilgud (80–95 %), kaoliniiti on vähem kui lamavates kihtides (0–15 %), kloriiti aga rohkem (5–15 %).

Kihistiku paksus kõigub 0–35 m piires, suurenedes kirde ja ida suunas.

Kestla kihistik on sinisavi kitsamas mõttes. Ta moodustab Põhja-Eesti Lontova kihistu ülemise poole. Kihistiku nimetas A. Mardla 1960. a. Aserist ida pool puuritud puuraugu järgi. Kestla kihistiku ülemine osa paljandub Kopli, Kolgaküla, Lontova ja Aseri savikarjääris (joon. 23). Saka ja Toila lähedal on panga jalamil ka mõningaid looduslikke paljandeid.

Kestla kihistik koosneb peaaegu täielikult savist, millel on iseloomulik kirju rohekashall-violetjaspruun värvus ja silmatorkav karplik murre. Seega pole kõnealusele lasundile juba möödunud sajandi alguses antud nimetus “sinisavi” põrmugi iseloomustav. Savi värvus pole isegi piiratud ulatusega profiilis kuigi püsiv, vaid on valdavalt rohekashall, violetja varjundiga või laikudega. Roheka värvitooni põhjustab nähtavasti glaukoniit, kuna violetjaspruun värvus tuleneb peaaesjalikult peenhajutatud hematiidist. Märgunult muutub savi väga plastiliseks.

Mineraloogiliselt sarnaneb Kestla kihistiku savi Mahu kihistiku saviga. Hajutatult esinevad savis püriidi üksikkristallid või nende kogumid. Kihipindadel leidub sageli mõne millimeetri laiusi lamedaks pressitud tumedavärvuselisi (püriidistunud) mudasööjate organismide käike.

Kestla kihistiku paksus kõigub 0–67 m piires, olles suurim Kunda-Aseri ümbruses.

Kestla savi kasutatakse Aseris drenaažitorude valmistamiseks, Tallinnas ning Loksal telliste tegemiseks, Kundas aga tsemendi tooraineks.

Tammneeme kihistik eraldati välja H. Stumburi ja S. Mägi poolt 1965. a. Praeguse nime sai ta Viimsi poolsaare idarannikul asetseva küla järgi, mille lähedal need kihid paljanduvad (Менс и Пиррус, 1975; 1977).

Tammneeme kihistiku levila jääb Looe-Eestisse, Loksa-Pärnu joonest loode poole. See kihistik moodustab Lontova kihistu ülemise osa, kattes oma levila lääneosas Sämi või Mahu kihistikku (joon. 23). Tammneeme kihistik paljandub Kopli karjääris, Viimsi poolsaare idarannikul Rohuneeme ja Leppneeme vahel ning stratotüübis Tammneeme küla lähedal. Viimases paljandis on võimalik tutvuda kihistiku ülemise osaga 5,5 m paksuselt.

Tammneeme kihistik koosneb valdavalt rohekashallist savist, milles on üksikuid halli, tugevasti tsementeeritud aleuroliidi kihte, eriti kihistiku ülemises osas.

Mineraloogiliselt iseloomustab Tammneeme kihistikku lamamiga võrreldes suurem glaukonidiisalisus ja väiksem vilkude ning päevakivi hulk.

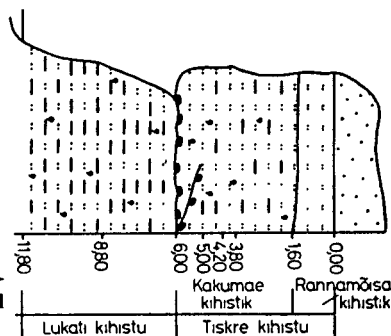
Kihistiku paksus kõigub 0–19 m piires, suurenedes lääne ja edela suunas.

LÜKATI KIHISTU

Lükati kihistu põhjendajaks ja nime autoriks on A. Öpik (1925, 1933), kes algselt Volborthella-tsoonina välja eraldatud lasundi nimetas hiljem Lükati kihitideks. Kihistu stratotüübiks on paljand Piritä jõe vasakul järskkaldal Lükati silla lähedal, kus paljandub kihistu ülemine osa (koos ülemise piiriga) 5,8 m paksuselt (tahvel VII, joon. 1) (joon. 24). Selle paljandi profiili ülemises osas paljandub lasuv Tiskre kihistu 6 m paksuselt. Stratotüüpse paljandi profiili täiendab samas puuritud puursüdamik. Nii on kihistu üldpaksus siin 16,5 m. Lükati kihistu avamus moodustab kitsa riba panga jalamil Lohusalu–Aseri vahemikus ning Narva-Jõesuu ümbruses. Oluliste paljanditena võib nimetada Suurupit, siis Kakumäe ja Rocca al Mare rannikuastanguid Kopli lahe ääres, Kopli savikarjääri, stratotüüpi, Saviranda Maardu kohal ja Kolgakuila ning Lontova savikarjääri (joon. 23). Kihistu paljandub aga ka paljudes kohtades Kirde-Eesti pangal Aseri ja Päite vahemikus. Lükati kihistu levila haarab Põhja-Eesti umbes Pärnu–Kallaste jooneni (joon. 25).

Kihistu alumine piir paljandub kõige paremini Kopli, Kolgakuila ja Kunda karjääris. Lamava Lontova kihistu ebatasaseks kulutatud pinnal lasub enamasti 2–20 cm paksune basaalkonglomeraat. See koosneb lamedaist, lapiti paigutatud fosfaatse aleuroliidi veeristest. Kolgakuila karjääris on konglomeraadi kihte koguni kaks. Veeriste läbimõõt on enamasti alla sentimeetri, kuid on leitud ka kuni 20 cm pikkusi ja 7 cm paksusi veeriseid. Konglomeraadi tsemendiks on rohekashall aleuroliitne savi.

Lükati kihistu paksus kõigub 0–25 m piires, olles suurim Looe-Eestis ja vähenedes lõuna suunas kuni suidumiseni (joon. 25).



Joon. 24. Lükati kihistu stratotüübi profiil (osaliselt K. Mensi ja E. Pirruse, 1977 järgi) (vrd. tahvel VII, joon. 1).

Viimastel aastatel on Lükati kihistu litoloogiat ja stratigraafiat käsitlenud mitmed geoloogid (Лоор и др., 1966; Мардла и др., 1968; Менс и Пиррус, 1975, 1977).

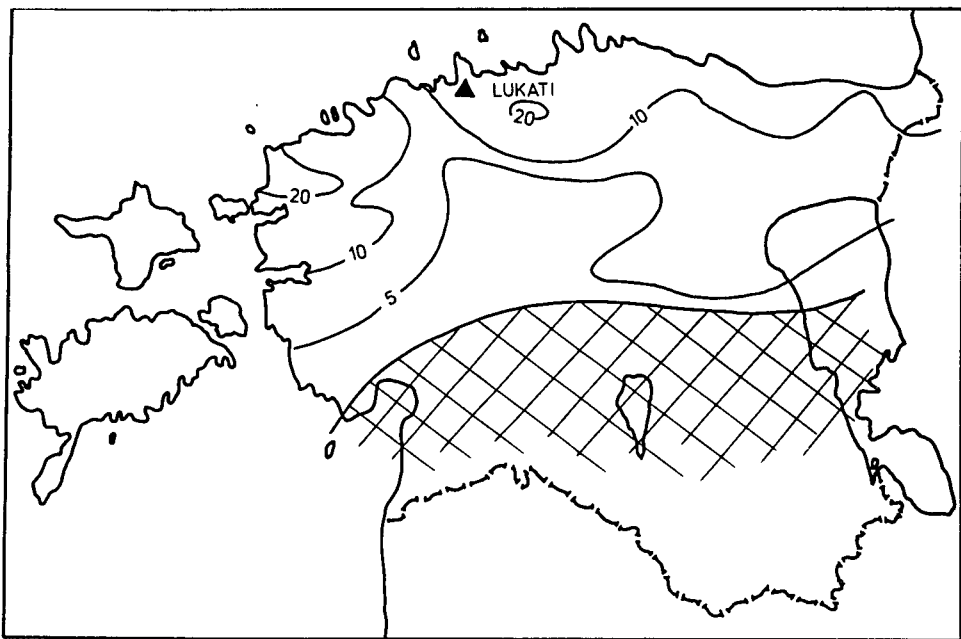
Kihistu on võrdlemisi ühetaoline – rütmiliselt vahelduvad rohekashalli aleuroliitse savi ja valkjashalli aleuroliidi kihid. Savi kihtide paksus kõigub mõnest millimeetrist paari meetrini, aleuroliidi kihtide paksus on väiksem, kuni paarkümmend sentimeetrit. Kihistu alumises osas valdavad savid, ülemises osas on aga savi- ja aleuroliidikihte peaaegu võrdses mahus. Üksikud kihid ei ole isegi ühe paljandi piires kuigi pidevad, suidudes juba lühikestel vahemaadel. Kihipindadel võib tihti näha virgmärke, peente glaukoniiditerakeste kogumikke, kuivalõhesid, mudasööjate organismide käike ja mitmesuguseid problemaatilise päritoluga moodustisi (Pirrus, 1971; Менс и Пиррус, 1977).

Mineraloogilise koostise poolest on Lükati kihistu savid hüdrovilked. Aleuroliidid koosnevad kvartsist ja vilkudest. Nii savile kui ka aleuroliitidele on iseloomulik suhteliselt kõrge glaukoniidisisaldus (kuni 20 %). Kirde-Eestis esineb isegi kuni 3 cm paksusi glaukoniidi kihte – eriti kihistu alumises osas.

Lükati kihistu on Eesti kambriumis kõige mitmekesisema fossiilide kooslusega (vt. lk. 48).

TISKRE KIHISTU

Kihistu nimi pärineb A. Öpikult (1933), kes selle valis kõrge järsuseinalise paljandi järgi Tiskre oja lähedal Rannamõisa pangal, umbes 14 km Tallinnast lääne pool (tahvel VII, joon. 2). Stratotüübis paljandub ordoviitsiumi Pakerordi lademe all peaaegu terve Tiskre kihistu (joon. 26). Kihistu ülemine osa kuulub siin Rannamõisa, alumine Kakumäe kihistikku (paksused vastavalt 12 m ja 4,3 m). Tiskre kihistu alumine piir stratotüübis kahjuks ei paljandu.



Joon. 25. Lükati kihistu levila ja paksus (K. Mensi ja E. Pirruse järgi).

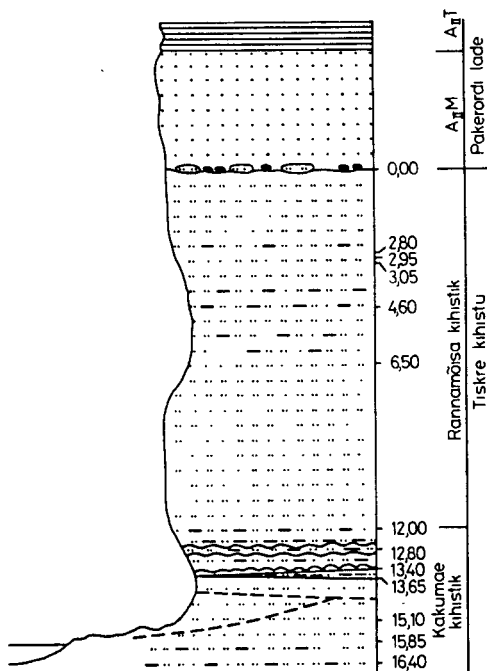
Tiskre kihistu stratigraafiaga ja litoloogiaga on viimastel aastatel tegelnud paljud geoloogid (Лоог, 1964; Мардла и др., 1968; Капа, 1972; Менс и Пиррус, 1972, 1977). Nende uurimuste tulemusel on Tiskre kihistu maht muutunud esmasest mahust mõnevõrra suuremaks – nüüd loetakse ka endise Piritu kihistu ülemine osa (Kakumäe kihistik) Tiskre kihistusse.

Tiskre kihistu paljandub Põhja-Eesti panga jalamil ja panga-eelses vööndis Pakri neemest Narvani (joon. 23). Häid paljandeid on Pakri neeme tipus (Pakerort), Türisalu ja Rannamõisa-Tiskre pangal, Kakumäe ja Rocca al Mare pangal, Piritu ja Kunda jõe kaldail ning paljudes kohtades Kirde-Eesti pangal ja Narvas (tahvlid VII–VIII).

Tiskre kihistu levila haarab vaid Põhja-Eesti, ulatudes lõuna suunas umbes Pärnu–Mustvee jooneni (joon. 27).

Tiskre kihistu lasub lainjaks kulutatud Lükati kihistu pinnal. Tema alumiisel piiril, kohati aga ka sellest kõrgemal, esineb kuni neli katkendliku levikuga õhukest konglomeraadi kihti. Konglomeraadi moodustavad lapikud tumedad fosfaatsed aleuriidi veerised ja brahhiopoodi *Mickwitzia* poolmete kulutatud

Joon. 26. Tiskre kihistu stratotüübi profiil (lihtsustatult K. Mensi ja E. Pirruse järgi; vrd. tahvel VII, joon. 2). A_{II}M – Maardu kihistik; A_{III}T – Türisalu kihistik.



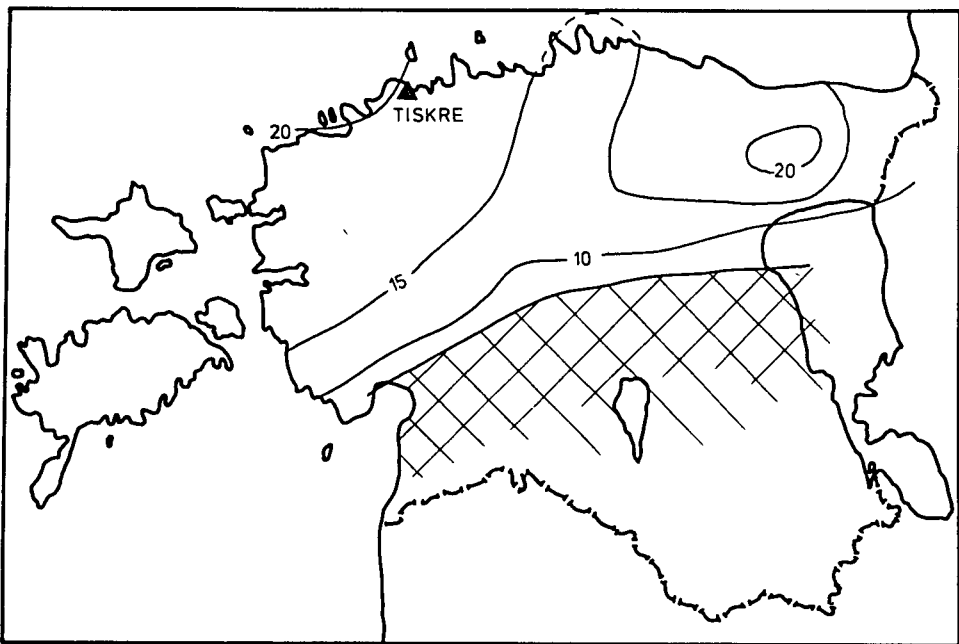
osad. Seepärast on seda konglomeraati nimetatud ka Mickwitzia-konglomeraadiks (Öpik, 1925). Veeriste mõõtmised on tavaliselt 3–5 cm. Konglomeraadi puudumise korral on Tiskre kihistu alumise piiri kindlakstegemine raskendatud.

Kihistu paksus kõigub 0–20 m piires, suurenedes kagu ja põhja suunas (joon. 27).

Tiskre kihistu on liigestatud alumiseks Kakumäe ja ülemiseks Rannamõisa kihistikuks (= fukoiidliivakivi, Linnarsson, 1873; = tiskre liivakivi, Öpik, 1933) (Менс и Пиррус, 1977).

Kakumäe kihistik moodustab Tiskre kihistu alumise kolmandiku. Selle kihistiku väljaeraldajaks on A. Öpik, kes nimetas vastavad kihid esmalt Scenella-tsooniks (1925) ja hiljem Kakumäe kihtideks (1933). Kuni kuuekümnendate aastateni kasitleti neid kihte Pirita kihistu ülemise osana.

Kakumäe kihistiku stratotüübiks on Tallinnast lääne pool asetseva Kakumäe poolsaare idaranniku pank Vabaõhumuuseumist põhja pool, kus kihistik paljandub profiili keskmises osas terves paksuses (4 m). Kihistiku paljandeid on rohkesti (joon. 23).



Joon. 27. Tiskre kihistu levila ja paksus (K. Mensi ja E. Pirruse järgi).

Kakumäe kihistiku paksus on väga muutlik. Põhja-Eesti panga profiilides on ta 0,6–4,6 m, puurprofiilides 0–8 m. Kõige paksem on kihistik Loode-Eestis.

Kakumäe kihistik koosneb valkjas- kuni kollakashallist aleuroliidist ja heledast liivakivist, milles esineb rohkesti rohekas- või pruunikashalli savika aleuroliidide kihikesi. Nii aleuroliid kui ka liivakivi on tugevasti tsementeerunud, moodustades tavaliselt läätselaadseid lasundeid. Nende paksus on 0,1–1,5 m, ulatus kuni paarsada meetrit. Kivim on väga rahutu põimkihilisusega.

Mineraloogiliselt koosneb aleuroliid kvartsist ja päevakivist. Viimast on kuni 30 %.

Rannamõisa kihistik moodustab Tiskre kihistu põhilise osa. Kihistiku stratotüübiks on Tiskre kihistu stratotüüp, milles kihistik paljandub terves paksuses (12 m) (joon. 26; tahvel VIII, joon. 2). Rannamõisa kihistik paljandub paljudes kohtades Põhja-Eesti panga jalamil Pakri neemest Narvani, eriti Kirde-Eestis (joon. 23). Kihistiku paksus on 0–20 m.

Litoloogiliselt on tegemist peamiselt valkjashalli võrdlemisi pureda rõht-

kihilise aleuroliidiga. Õhukeste (5–10 cm paksuste) kompleksidena on kivim rohekashall ja savikam. Kirde-Eestis on aleuroliidid sageli põimkihiline. Siin esineb kihistiku ülemises osas ka valkjast pude rõhtkihiline liivakivi. Kihipindadel leidub tihti virgmärke.

Mineraloogiliselt koosnevad Rannamõisa aleuroliidid ja liivakivid peamiselt kvartsist (69–97 %) ja päevakividest.

IRBENI KIHISTU

Lääne-Lätis puuritud puuraukudes eraldasid läti geoloogid 1968. a. välja aleuroliidide ja aleuroliidsete savide vaheldumisega iseloomustatud Kurzeme kihistu. Kihistu alumises osas esinevad väikesed raudooidid. Fossiilide põhjal kuulub see kihistu alamkambriumi. Mõnevõrra hiljem selgus, et Kurzeme kihistu levila ulatub Lätist ka põhja poole – Hiiumaale ja Mandri-Eesti loodeossagi (Кала, 1972; Менс и Пирпыс, 1972). Siin lasub ta Tiskre kihistul. Kuivõrd nimega “Kurzeme” on varem tähistatud Läti kvaternaari üht üksust, tegid eesti geoloogid ettepaneku kõnealuse kihistu jaoks kasutusele võtta uus nimi “Irbeni” – Saaremaa ja Kuramaa vahelise väina järgi (Решения . . ., 1978).

Irbeni kihistu Eestis ei paljandu. Kihistu levila haarab Lääne-Balti struktuurilis-fatsiaalse rajooni põhjaosa – niisiis Hiiumaa, Saaremaa ja Mandri-Eesti loodepiirkonna (Laitse–Rumba joonest lääne pool).

Kihistu alumise piiri kindlakstegemine on võrdlemisi raske. Põhiliseks litooloogiliseks kriteeriumiks on seejuures aleuroliidikihtide rohke ilmumine kihistu alumises osas, sest lamavas Tiskre kihistus esineb neid harva.

Irbeni kihistu paksus kõigub 0–37 m piires, suurenedes edela suunas.

Saare- ja Hiiumaal koosneb Irbeni kihistu alumine osa sinakashallist savist, mis sisaldab õhukesti liivakivi- ja jämedateralise aleuroliidid kihte. Kohati esinevad lillakaspruuni peente raudooididega aleuroliidid kuni 0,3 m paksused kihid. Raudooidid on pruunid, 0,2–0,3 mm läbimõõduga ümmargused ja kontsentrilise ehitusega. Kohati esineb neid kivimis õige rohkesti. Raudooididega aleuroliidikihtide arv ja paksus väheneb põhja suunas.

Kihistu ülemine osa koosneb kollakashallist pudedast peeneteralisest liivakivist ja jämedateralisest liivakast aleuroliidist. Viimane sisaldab mõne sentimeetri paksusi rohekashalle peliitseid kihikesi.

Mandri-Eestis moodustab Irbeni kihistu savika aleuroliidid lasund, milles on rohkesti aleuroliidsete savi kihte.

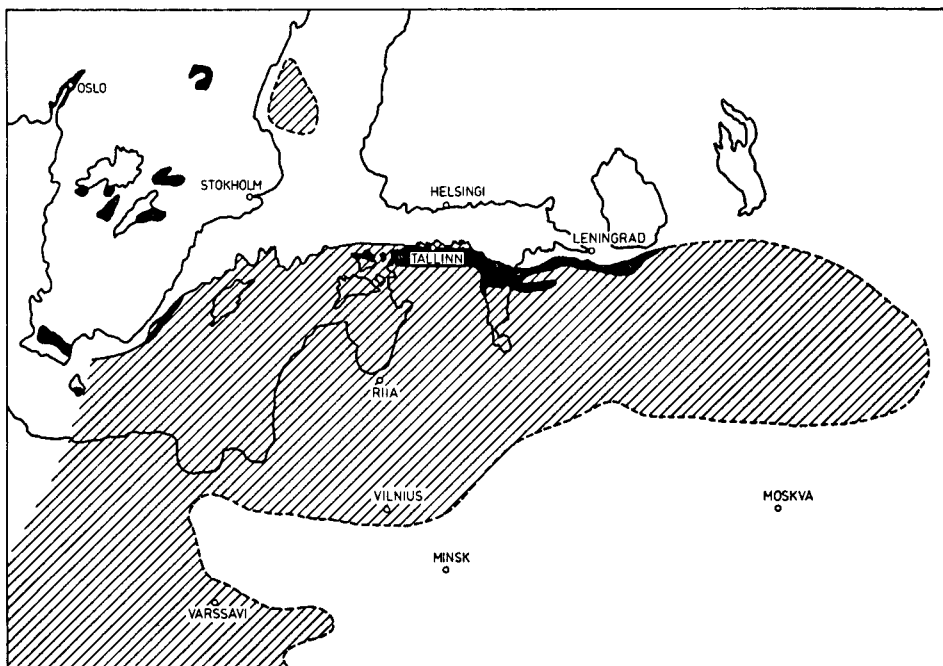
KESK- JA ÜLEMKAMBRIMUMI LADESTIK

Lõuna-Eestis lasub Irbeni kihistul või tema vanuselisel analoogil peaaegu 40 m paksune halvasti uuritud liivakivide ja aleuroliidide kompleks, mille vanus

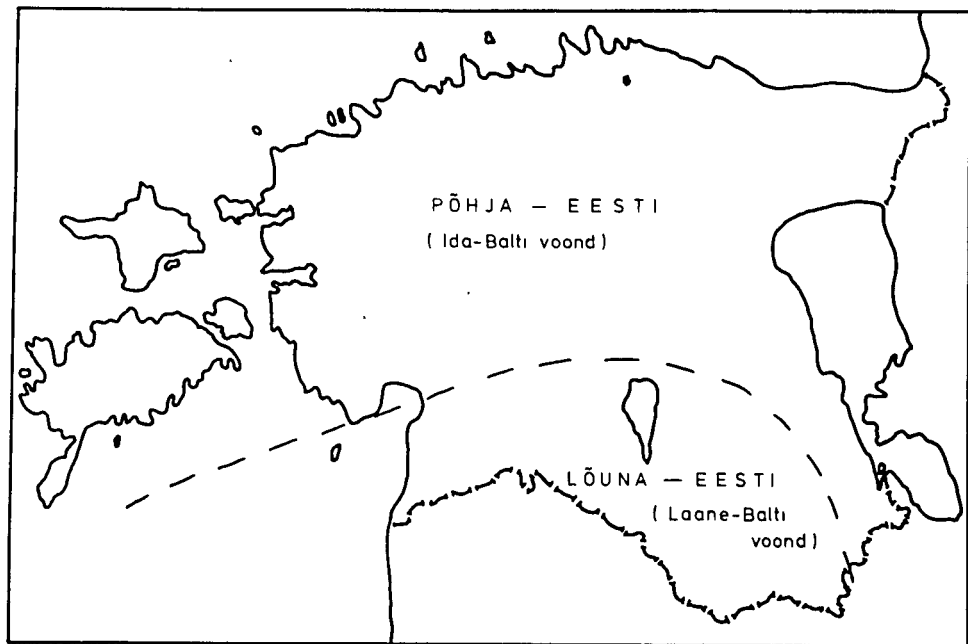
ei ole selge. Eesti NSV TA Geoloogia Instituudi kambriumi uurijad on liigestanud kõnealuse kompleksi kolmeks osaks, mis võivad kuuluda osalt keskkambriumi ladestikku, osalt olla aga veelgi nooremad.

ORDOVIITSIUMI LADESTU

Ordoviitsiumi ladestu lasub kambriumil. Ta avaneb laiutise vöötmena Hiiu- maa põhjaosast üle Vormsi saare Mandri-Eestisse, kus avamuse lõunapiir jääb ligikaudu Haapsalu–Porkuni–Mustvee joonele (joon. 3). Avamuse põhjapiiri moodustab Osmussaarel, Pakri saartel ja Paldiski poolsaarest Narvani Põhja-Eesti pank (tahvel VIII, joon. 1; tahvel XIII, joon. 2; tahvel XIV). Kirdes, Narva jõe keskjooksu piirkonnas, katab ordoviitsiumi avamust põikselts keskd- voni Narva lademe avamussaar.



Joon. 28. Ordoviitsiumi levila Ida-Euroopa platvormi loodeosas. Avamused Baltoskandias tähistatud mustaga.



Joon. 29. Eesti struktuurilis-fatsiaalsed vööndid ordoviitsiumi ajastul (R. Männili järgi). Katkendjoon tähistab vööndite ligikaudset piiri.

Kuivõrd Eesti ordoviitsiumi stratigraafiline liigestamine algas juba möödunud sajandi keskel, on siin välja eraldatud ja nime saanud lademed prioriteedi tõttu terve Ida-Euroopa platvormi loodepoolsete alade jaoks regionaalse stratigraafilise skeemi põhiüksusteks (Решения . . ., 1978). Nii on Põhja-Eesti peaaegu kõigi ordoviitsiumi lademetega (väljaarvatud Ceratopyge-, Latorpi ja Volhovi lade) stratotüüpseks rajooniks. Liigestus kihistuteks on uus (Решения . . ., 1978; Мяннийль и Рыымусокс, 1982).

Baltoskandia ordoviitsiumi basseini kujutab endast sinise kambriumi mere teatud määral otsest järglast, sest kambriumi ja ordoviitsiumi vahetusel mere üldises levikus märkimisväärsed paleogeograafilisi muutusi ei toirunud (joon. 28). Samal ajal polnud sedimentatsioon kambriumist ordoviitsiumi üleminekul Baltikumis kaugeltki mitte pidev. Seda näitab ühelt poolt suur lünk — kesk- ja ülemkambriumi puudumine meie kihitidejärjestuses (vähemalt Põhja-Eestis), teiselt poolt aga ordoviitsiumi basaalkonglomeraat — tõend mere uuest pealetungist mandrile (vt. lk. 66). Järelikult oli Baltikum kambriumi ja ordoviitsiumi

vahetusel osaliselt mandriline. Ordoviitsiumi üldine paleogeograafiline olustik nähtub uuel paleomagnetiliste andmete põhjal koostatud skeemilt (joon. 6).

Ordoviitsiumi ladestu läbilõikes valdavad karbonaatsed kivimid – mitmesuguse savikusega lubjakivid ja merglid. Ainult vanim osa ladestust on esindatud terrigeensete, mittekarbonaatsete kivimitega (aleuoliitne liivakivi, aleuoliit, argilliit, savi, glaukoniitliivakivi, glaukoniitlubiliivakivi). Vastavad setted kujunesid mandrile pealetungivas madalmeres.

Ordoviitsiumi kogupaksus kõigub 70–183 m piires, olles suurim Kesk-Eestis ja vähenedes sealt edela, lõuna ning ida suunas.

Viimaste aastakümnete uurimused on näidanud, et Eestis ilmneb ordoviitsiumi kihtides tugev fatsiaalne võõndilisus (Männil, 1964; Мяннийль, 1966). See väljendub Põhja- ja Lõuna-Eesti ordoviitsiumi kivimilise koostise kui ka fossiilide koosluste küllaltki olulises erinevuses. Põhja-Eestit iseloomustab ordoviitsiumi ajastul kujunenud karbonaatsete setete teke suhteliselt madalaveelistes, rannikulähedastes tingimustes. Lõuna-Eestis oli aga meri samal ajal sügavam. Küllalt oluliste erinevuste tõttu tuleb järgnevas ülevaates ordoviitsiumi lademete stratigraafiat käsitledagi nende rajoonide kaupa, mida viimasel ajal on nimetatud Ida-Balti ja Lääne-Balti struktuurilis-fatsiaalseteks võõnditeks (nad jätkuvad Eestist lõuna poolegi; Решения . . ., 1978).

Käesolevas raamatus on aga otstarbekas neid võõndeid ordoviitsiumi käsitlemisel tähistada lihtsalt mõistetega “Põhja-Eesti” ja “Lõuna-Eesti” (joon. 29). Võõndite ligikaudne piir kulgeb Sõrve säarelt üle Pärnu, Võhma ja Laeva Peipsi järve rannikuni. Ajastu vältel on see piir aga mõnevõrra põhja või lõuna suunas nihkunud. Vastavat piirkonda (võõndite piiriala) on iseloomustatud kui üleminekuvõõndit (Пылма, 1967).

Ordoviitsiumi ladestul on Eesti NSV-s suur rakenduslik tähtsus – ta peidab endas meie olulisimaid maardeid. Kõige varem, nähtavasti juba hilismesoliitikumis, hakati ordoviitsiumi lubjakive Eestis kasutama ehitusmaterjalina. Palju hiljem, eriti 13. sajandist alates, laienes nende kasutamine tunduvalt. Ehituskivina on leidnud hindamist eeskätt Vao, Vasalemma ja Voore kihistu lubjakivid (tahvel XIX, joon. 2; tahvel XXVII, joon. 1). Ehituste kattematerjaliks sobib eriti Vasalemma “marmor” – omapärane organogeenne kivim, mis laseb ennast suurepäraselt töödelda. Suurimad paemurrud kujunesid Paldiski, Tallinna ja Narva ümbrusse (Vao kihistu), Vasalemma (samanimeline kihistu), Rakverre ning Mõnustesse (Saunjasse) (Voore kihistu). Lubja põletamiseks murti paekivi kuni käesoleva sajandi esimese pooleni väga paljudes väikestes, kohaliku tähtsusega paemurdudes üle terve ordoviitsiumi avamuse. Tsemendi tooraineks on lubjakive murtud möödunud sajandi seitsmækümnenendaist aastast alates Kunda–Aru ja Aseri karjäärist (Kandle ning Vao kihistu) ja Aluverre karjäärist (Kahula kihistu). Tänapäeval saab Kunda tsemenditehas lubjakivi Kunda–Aru suurest karjäärist. Harkus, Väos, Maardus, Vasalemmas jm. tehakse lubjakivist killustikku. Aegade vältel on ordoviitsiumi lubjakive ehituste ots-

tarbeks isegi Eestist välja veetud. Nii näiteks 15. sajandil Vasalemmast Ida-Preisimaale ja möödunud sajandil Mõnustest Peterburi.

Eesti NSV tähtsaimat maaret, Kukruse lademe põlevkivi hakati kaevandama 1917. aastal Kohtla-Järve karjääris, veidi hiljem aga ka allmaakaevanduses. Tänapäeval töötab Eesti põlevkivimaardla piires 4 suurt karjääri ja 10 allmaakaevandust. Põlevkivi kaevandamise mahult ja kaevandamistehnika seisukohalt on Eesti põlevkivimaardla maailma suurim. Viimasel ajal on aastast toodetud kuni 30 miljonit tonni põlevkivi. Kuuekümnendate aastate lõpuks oli uuritud ka Tapa põlevkivimaardla.

Kahekümnendate aastate alguses rajati Ülgasele esimene Eesti fosforiidikaevandus ja rikastamistehas. Hiljem, pärast viimase hävimist tulekahju tagajärjel, algas fosforiidijahu tootmine juba Maardus. Viimasel ajal on aastatoodang olnud kuni 1 miljon tonni. Fosforiidijahu tootmise tooraineks on Kallavere kihistusse kuuluv lukuta brahhiopoodide poolmete kuhjumisel ordoviitsiumi rannikulähedases meres moodustunud konglomeraat. Fosforiidivarude suhtes on perspektiivne Kirde-Eesti fosforiidiväli, eriti Toolse maardla (Kivimägi, 1971).

Ordoviitsiumi senikasutamata maaretest on tähelepanuväärivaks Türisalu kihistu argilliit (nimetatud ka diktüoneemakildaks), Suurjõe kihistiku püriidikiht ja Leetse kihistu glaukoniitliivakivi (Kivimägi, 1974).

Siluri-ordoviitsiumi põhjaveekompleksi ordoviitsiumi veekompleks sisaldab 2–4 põhjaveehorisonti. Vettpidavaks aluseks on Pakerordi, Ceratopygeja Latorpi lademe argilliidid, savid ning Leetse kihistu glaukoniitliivakivid. See põhjaveekompleks rahuldab suure osa Eesti NSV üldisest põhjaveevajadusest (Tšeban, 1975).

Eesti ordoviitsiumi kivimeid mainiti kirjanduses juba 18. sajandil. Esimesena pälvisid uurijatena tähelepanu Põhja-Eesti pangas paljanduv “must kriit”, s.o. Türisalu kihistiku diktüoneema argilliit ja Kukruse lademe põlevkivi. Esimeste ordoviitsiumi kivististena kirjeldati Tallinna ümbrusest leitud peajalgsete kodasid. Teadusliku uurimise objektiks said meie ordoviitsiumi kihid siiski alles möödunud sajandi esimestel aastakümnetel. Esmakordselt liigestas Põhja-Eesti pangas paljanduvat kihtkonda V. Severgin (Севергин, 1809). Sellelaadsed tõsisemad katsed kuuluvad veidi hilisemasse aega – M. Engelhardtile (1820), eriti aga E. Eichwaldile (Эйхвальд, 1846; 1854). Viimane eraldas välja terve rea litostratigraafia üksusi, nagu Tallinna (“kloriitsete grauvakkide”) kihid, Vasalemma hemikosmiitlubjakivi, Rakvere tihe lubjakivi, Kirna (Saunja) dolomiitlubjakivi, Porkuni dolomiitlubjakivi jt. Need üksused on mahult enam-vähem võrreldavad nüüdisaegsete lademetega, kuid E. Eichwaldil fossiilide poolest vähe iseloomustatud. E. Eichwald (Эйхвальд, 1840) oli ka esimene geoloog, kes viitas Põhja-Eestis paljanduvate kihtide kuulumisele alamsilurisse (=ordoviitsium). Siinkohal on põhjust mainida veel A. Ozerski (Озерский, 1844) ülevaadet Loode-Eesti geoloogiast, mida illustreerib huvitav, tolleaegsele stiilile

vastavalt antud Pakri neeme panga profiil (tahvel XI, joon. 1). See on nähtavasti esimeseks trüki avaldatud Põhja-Eesti panga profiiliiooniseks üldse.

Peamiselt fossiilide koosluste stratigraafilisele levikule rajatud liigestuse kihtideks (lademeteks) andis Eesti ordoviitsiumile Fr. Schmidt. Tema esimeses liigestuses vastavad ordoviitsiumile järgmised alajaotused: unguliitliivakivi, savikilt (argilliit), roheline liiv, kloriit (glaukoniit) lubjakivi, vaginatumlubjakivi, punakas põlevkivi, Jõhvi kiht, Rakvere kiht, Lyckholmi (Saaremõisa) kiht ja Porkuni kiht (Schmidt, 1858). Kaksikümmend aastat hiljem hakkas Fr. Schmidt lademeid tähistama ka indeksitega, mis koosnesid suurte tähtede ja araabia numbrite kombinatsioonist. Vaginatumlubjakivist eraldati ülemine osa — ehhinosferiitlubjakivina¹. Põlevkivi sisaldavale kompleksile anti nimi Kukruse kiht. Veidi hiljem ilmus samalt autorilt täielik Põhja-Baltikumi ordoviitsiumi ülevaade (Schmidt, 1881). Uute stratigraafiliste detailidena lisandusid selles töös ehhinosferiitlubjakivi kivimiline kaksikliigestus (raudooididega lubjakivi all ja tugev, hall lubjakivi ülal), Idavere kiht Kukruse kihi ja senise Jõhvi kihi vahel, Jõhvi kihi kolmikliigestus (Jõhvi kiht kitsamas mõistes, Keila kiht ja Vasalemma kiht) ning Lyckholmi kihi kivimiline kaksikliigestus. Hiljem liigestati glaukoniitlubjakivi ja vaginatumlubjakivi väiksemaiks alajaotusteks (Schmidt, 1897). Seega kujunesid Eesti ordoviitsiumi liigestuse piirjooned Fr. Schmidt töödes välja viiekümne aasta vältel. Kuigi osa Fr. Schmidt stratigraafilise skeemi alajaotusi on tugeva litoloogilise varjundiga, on see skeem sisuliselt siiski biostratigraafiline. Seetõttu ongi Fr. Schmidt liigestus vastu pidanud pikale ajakontrollile ja säilinud põhijoontes muutumatuna tänapäevani.

Mõistagi on Schmidt-järgne periood andnud Eesti ordoviitsiumi uuritusse palju uut. Liigestuse täpsustamise eelduseks oli hoolikas kivististe uurimine ja nende stratigraafilise leviku üksikasjalik selgitamine, mille algatas W. Lamansky (1905). Tema andis trilobiitide stratigraafilisele levikule tuginedes praegusele Latorpi, Volhovi ja Kunda lademele voolise liigestuse ja täpsustas piire. Eritlemaks enda uut liigestust Fr. Schmidt üksustest, hakkas W. Lamansky kasutama lademete indeksites rooma numbreid. Vööde tähistena lisandusid neile kreeka tähed².

Fr. Schmidt unguliitliivakivi ja savikilt koos nimetati P. Raymondi (1916) poolt Pakrordi lademeks, glaukoniitliivakivi ja -lubjakivi Volhovi lademeks. Endist vaginatumlubjakivi hakkas P. Raymond käsitlema Kunda lademena.

¹ Tsüstiidi *Echinospaerites*'e järgi, mis on nendes kihtides sageliesinevaks fossiilik.

² Hiljem hakati samasuguseid indekseid kasutama kõigi ordoviitsiumi lademete tähistamiseks. Need nn. akadeemilised indeksid erinevad oluliselt riiklikul geoloogilisel kaardistamisel kasutatavast. Nii eksisteerib nüüdisajal kaks erinevat indeksüsteemi. Litostratigraafia arengu tulemusel lisandus lademete indeksite juurde veel ka suurte ja väikeste tähtede kombinatsioon kihistute ning kihistike tähistamiseks. Seda kasutatakse ka siluri ladestu puhul.

Seejärel sai ehhiinosferiitlubjakivi alumine, raudooididega osa H. Bekkerilt (1922) Aseri nime, kuna keskmise ja ülemise osa liigestas K. Orviku (1927 ja 1940 a) Lasnamäe ning Uhaku lademeks.

Fr. Schmidt Vasalemma kihi ülemine osa koos kolmekümnendate aastate alguses avastatud merglite ja savikate lubjakivide kompleksiga kannab nüüd Oandu nime (Õpik, 1934; Мянний, 1958b). Endise Lyckholmi (Saaremaa) kihi alumine osa – Saunja lade (Jaanusson, 1944) sai hiljem Nabala nime (Мянний, 1958b), ülemise osa aga liigestas V. Jaanusson (1944) Vormsi ja Pirgu lademeks.

Glaukoniitliivakivi nimetati vahepeal mõnda aega Leetse lademeks (Рыбмусокс, 1956), nüüd aga moodustab ta koos glaukoniitlubjakivi alumise osaga Latorpi lademe (Jaanusson, 1960b). Savikilda (argilliidi) ja roheline glaukoniitliiva piirikihid eraldati välja Ceratopyge-lademena (Мянний, 1966; Вийра и др., 1970)¹.

Schmidt-järgsel perioodil tõusis Eesti ordoviitsiumi fossiilide uuritus R. Bassleri (sammalloomad), J. Bonnema (ostrakoodid), A. Eisenacki (mitmesugused mikrofossiilid) ja eriti A. Õpiku (brahiopoodid, trilobiidid, ostrakoodid, okasnahksed) tööde tulemusel tunduvalt. Paleontoloogiline uurimistöö jätkus edukalt sõjajärgseil aastail, mil ordoviitsiumi fossiile asus uurima uus põlvkond teadureid Eesti NSV TA Geoloogia Instituudist (L. Hints, D. Kaljo, E. Klaamann, R. Männil, H. Nestor, V. Nestor, M. Rubel, L. Sarv, H. Stumbur, V. Viira) ja TRÜ geoloogia kateedrist (A. Oraspõld, A. Rõõmusoks).

Väga olulise tähtsusega ordoviitsiumi stratigraafia selgitamisele oli viiekümnendatest aastatest alates üha laienev sügavuurimine ja Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse poolt juhitud riiklik geoloogiline kaardistamine. Tänu uurimistele saadi nüüd uurida ordoviitsiumi kihte ka nende sügava lasumusega alal.

Viiekümnendatel aastatel hakkas Eesti ordoviitsiumi uurimisel süvenema litostratigraafiline suund, millele pani aluse K. Orviku (1940 a). Eraldati välja kihistikud (Орвику, 1958 ja 1960; Мянний, 1958 b; Рыбмусокс, 1957 ja 1960) ja viimasel ajal ka kihistud (Мянний и Рыбмусокс, 1982; vrd. ka Решения ..., 1978).

Baltoskandia, sealhulgas ka Eesti ordoviitsiumi, on P. Raymondi (1916) tööst alates liigestatud kolmeks ladestikuks (alam-, kesk- ja ülemordoviitsium). Et aga ordoviitsiumi ladestu liigestus ladestikeks on isegi ordoviitsiumi stratotüüpsel alal Inglismaal seni vaieldav (kas kolm või hoopis kaks ladestikku), tuleb selguse saamiseni pidada otstarbekaks kasutada mitte üldiseid (planetaarseid), vaid kohalikke samajärgulisi üksusi. Nii ongi Eesti ordoviitsiumi liigestatud Ölandi, Viru ja Harju seeriaks (Кальо и др., 1958; Мянний, 1966;

¹ Sellel lademel puudub geograafilisel põhimõttel antud nimi. Praegune ajutine nimi tuleneb iseloomuliku trilobiidi *Ceratopyge* nimest.

Рыбимусокс, 1970), mis mahult vastavad ordoviitsiumi kolmikliigestuse lades-tikele.

Ordoviitsiumi nüüdisaegne liigestus on antud tabelis 6.

Ordoviitsiumi ajastu elustik oli kambriumi fauna ja flooraga võrreldes muutunud tunduvalt mitmekesisemaks, esinevate organismide hulk suuremaks. Selle tõendina on meieni ordoviitsiumi kihtides rohkesti kivistisi, mille kooslus-te järkjärguline muutumine kihtide järjestuses ongi väljaeraldatud kronostrati-graafia üksuste piiritlemise põhialuseks (tahvlid IX–X).

Pakerordi eal lisandusid juba kambriumi kihtidest tuntud faunagruppidele sammalloomad (hõimkond *Bryozoa*), kelle vanimaks esindajaks on *Obolus*'te karpidele kinnitunud *Marcusodictyon*. Väga arvukalt elas sel ajal rannikulähe-dases madalmeres lukuta brahhiopoodid (perek. *Obolus* ja *Schmidtites*). Ilmu-sid Eesti aluspõhja esimesed graptoliidid (hõimk. *Hemichordata*).

Latorpi ea teisel poolel ilmusid Eesti alale ordoviitsiumi esimesed trilobiid-id ja lukuga brahhiopoodid. Esimesed neist aga olid veel vähearvulised – trilobiitide kivistised on Latorpi lademes küllaltki haruldased.

Volhovi eal muutusid trilobiidid arvukamaks, eriti perek. *Megistaspis*'e liigid. Samal ajal ilmusid Põhja-Eesti ordoviitsiumibasseini esimesed teod ja peajalgseid (hõimk. *Mollusca*), ostrakoodid (hõimk. *Arthropoda*) ning tsüstii-did (hõimk. *Echinodermata*). Volhovi lademes on ka rohkesti brahhiopoodide fossiile.

Kunda eal tõusis tunduvalt tigude ja peajalgsete arvukus.

Aseri eal muutusid trilobiidid veelgi arvukamateks, eriti perek. *Asaphus* (*Neoasaphus*) ja *Iliaenus*. Nii võib Aseri lademest leida rohkesti trilobiitide hästi säilinud kivistisi. Esmakordselt ilmusid krinoidid (hõimk. *Echinodermata*).

Uhaku east Rakvere eani levisid Põhja-Eesti ordoviitsiumibasseinis kõige arvukamalt sammalloomad, brahhiopoodid, ostrakoodid, trilobiidid ja tsüstii-did. Liikide hulk oli suurim Kukruse eal, mis viitab optimaalsetele olelustingi-mustele. Uute gruppidenä ilmusid Idavere eal rügoosid (meie aluspõhja vāni-mad korallid, hõimk. *Coelenterata*), Jõhvi eal merisiilikud (maailma vāni-esindaja *Bothriocidarid*; hõimk. *Echinodermata*), Oandu eal stromatoporaadid ja korallidest esimesed tabulaadid. Massiliselt levisid samal ajal Loo-de-Eestis tsüstiidid (perek. *Hemicosmites*). Nii on kihid Uhaku lademest Rakvere lade-meni vāga kivististerikkad.

Nabala eal olid väljapaistva arvukusega brahhiopoodid ja teod, Vormsi east Porkuni eani korallid, brahhiopoodid ja teod.

Selgroogsete loomade fossiile pole Eestis ordoviitsiumist seni leitud.

Taimede osatõhus oli Põhja Eesti ordoviitsiumimõõres vāike, alates Kunda east levisid vāid mitmesugused vetikad, mille arvukus oli kord vāiksem, kord suurem. Vāga haruldase leiuna vāārib veel mārkimist problemaatilise kuuluvu-sega *Martsaphyton* Aseri lademest (Luha, 1967). Üldiselt aga leidub taimede kivistisi ordoviitsiumi kihtides harva. Erandeiks on siin Jõhvi, Rakvere ja Pirgu lade, mille kivimeis on vetikate fossiile rohkem.

Tabel 6

Põhja-Eesti ordoviitsiumi stratigraafiline liigestus*

Seeria	Lade	Kihistu			
Harju (O ₃)	Porkuni (F _{II})	Ärina			
	Pirgu (F _{Ic})	Adila Moe	Halliku		
	Vormsi (F _{Ib})	Kõrgessaare	Tudulinna		
	Nabala (F _{Ia})	Voore			
Rakvere (E)					
Viru (O ₂)	Oandu (D _{III})	Hirmuse			
	Keila (D _{II})	Vasalemma	Kahula		
	Jõhvi (D _I)				
	Idavere (C _{III})				
	Kukruse (C _{II})				
	Uhaku (C _{Ic})	Viivikonna	Kõrgekalda		
	Lasnamäe (C _{Ib})	Väo			
	Aseri (C _{Ia})	Kandle	Sillaoru		
	Kunda (B _{III})	Pakri			Loobu
	Volhovi (B _{II})	Toila			
Latorpi (B _I)	Leetse				
Ceratopyge (A _{III})	Selja				
Õlandi (O ₁)	Pakerordi (A _{II})	Kallavere			

* Tabelis ei ole kõgil juhtudel tehnilistel põhjustel võimalik näidata kihistute täpseid piire lademetes piiride suhtes.

Erinevalt siluri ja devoni ladestust ei ole ordoviitsiumi ladestut tervikuna Eestis kunagi liigestatud ladestu stratotüüpse ala (Inglismaa) ladejärgudeks. Enamasti on kasutatud kohalikke, lademest suuremaid üksusi. Kuivõrd aga viimasel aastakümnel Eestis tehtud uurimused (R. Männili, V. Viira ja J. Nõlvaku tööd mikrofossiilide stratigraafilise leviku selgitamisel) on korrelatsioone Inglismaa ordoviitsiumi liigestusega tunduvalt täpsustanud, olgu siinkohal antud ka meie ordoviitsiumi läbilõike võrdlus Inglismaa standardiga (tabel 7). Inglismaa ladejärgud on maailma kõigi ordoviitsiumialade profiilide omavahelise korreleerimise etaloniks.

Tabel 7

Inglismaa ja Eesti ordoviitsiumi liigestuse korrelatsioon

Inglismaa ladejärg	Lade
Ashgill	Porkuni
	Pirgu
	Vormsi
Caradoc	Nabala
	Rakvere
	Oandu
	Keila
	Jõhvi
	Idavere
	Kukruse
Llandeilo	Uhaku
	Lasnamäe
Llanvirn	Aseri
	Kunda
	Volhovi
Arenig	Latorpi
	Ceratopyge-
Tremadoc	Pakerordi

ÖLANDI SEERIA

PAKERORDI LADE (AII)

Nüüdisaegses mahus käsitles seda ladet esmakordselt juba Fr. Schmidt, nimi aga pärineb P. Raymondilt (1916), kes lademe stratotüübiks valis panga Pakri neeme (rootsi keeles Pakert) tipus (joon. 1; tahvel VIII, joon. 1). Lade paljandub siin terves paksuses (8,7 m). Lamamiks on alamkambriumi Tiskre kihistu.

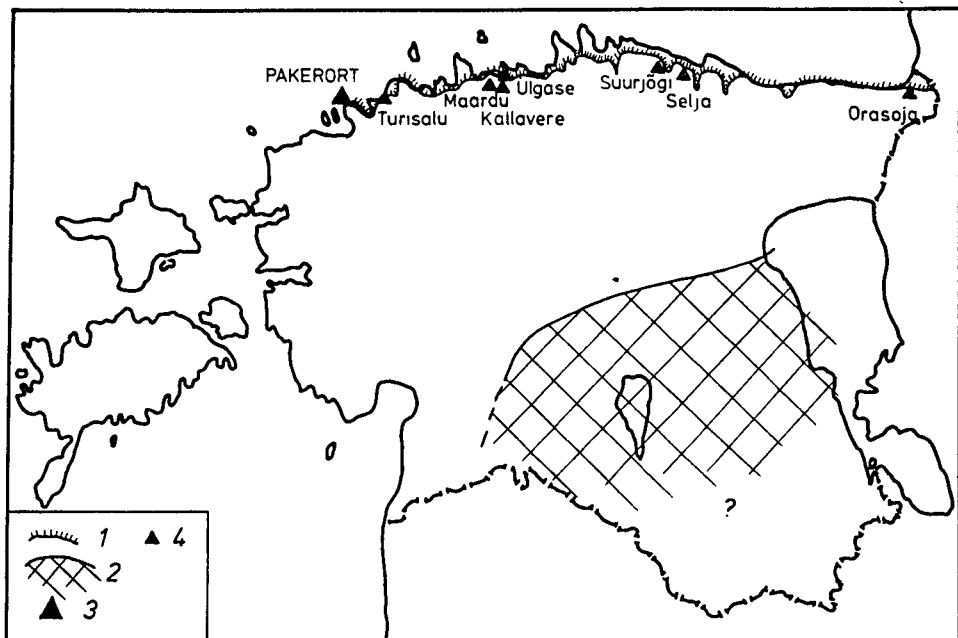
Pakerordi lademe piire, lito- ja biostratigraafiat on viimastel aastakümnetel käsitlenud mitmed geoloogid (Мююрисепп, 1958, 1960; Loog, 1964 b; Лоог, 1968; Лоог и Кивимяги, 1968; Кальо и Кивимяги, 1970, 1976; Рыымусокс и др., 1975; Мянний и Рыымусокс, 1982).

Pakerordi lade paljandub Põhja-Eesti pangas Paldiski poolsaare läänerannikust Tallinnani (Toompea jalam, Hundikuristik), Irus, Maardu fosforiidikarjäärides ja siit ida poole kuni Narvani nii pangajärsakus kui ka seda lõikavate jõgede kanjoneis. Lademe levila haarab Põhja- ja Kesk-Eesti ligikaudu kuni Pärnu-Mustvee jooneni (joon. 30).

Pakerordi lademe alumine piir on Eestis ühtlasi kambriumi ja ordoviitsiumi ladestu piiriks. Paljandeis, eriti Pakri neeme tipus, Türisalus ja Narva linna kohal jõe ääres, on see piir väga terav – alamkambriumi Tiskre kihistu kulutatud, lainjal pinnal lasub basaalkonglomeraat või peamiselt lukuta brahhiopoodi *Obolus*'e poolmetest ning fosfaatsetest veeristest koosnev nn. oobolus (brahhiopood)-konglomeraat. Kõige paremini väljakujunenud basaalkonglomeraat paljandub Pakri neeme pangas. Pakerordi lademe lamamiks oleva Tiskre kihistu kivimisse on kulutatud kuni mõnekümne sentimeetri sügavusi süvendeid. Vahe-tult sellisel lainjal pinnal lasuvad mitmesuguse kuju ja suurusega (kuni 1,5 m läbimõõduga) Tiskre kihistu kivimist koosnevad rahnud ning munakad (joon. 31). Kõik nad on liidetud Pakerordi lademe alumiste kihtide aleuroliidse liivakiviga ja tsementeeritud rauaühenditega. Rahnude ning munakate pinnal on aga kohati nende reljeefi jälgiv mustjaspruun argilliidikihi. Avamusest lõuna pool, puursüdamik on Pakerordi lademe alumise piiri kindlakstegemine sageli raskendatud, sest basaalkonglomeraat enamasti puudub, lamamiks on aga samuti liivakivid. Pealegi on liivakividest puursüdamiku saamine enamasti raske. Seepärast pole ka andmed lademe paksuse kohta usaldatavad. Siiski arvatakse, et see võib ulatuda kuni 20 meetrini.

Loo-de-Eestis vastab Pakerordi lademe alumisele osale Kallavere kihistu ja ülemisele osale Selja kihistu (Varangu kihistikuta; vt. lk. 72). Kirde-Eestis moodustab selle lademe esimene kihistu.

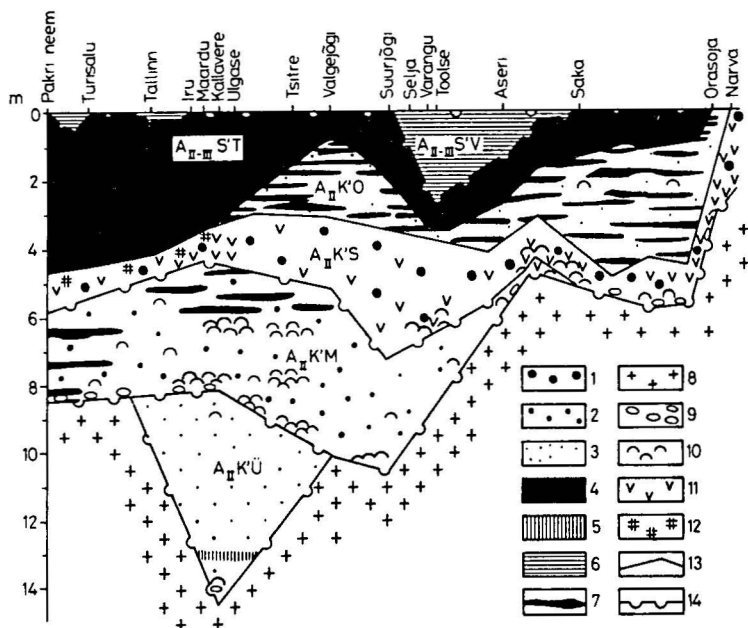
Kallavere kihistu (AIIK) – see on Eesti ordoviitsiumi vanim, liivakatest kivimitest (unguliit- e. oobolusliivakivi) koosnev osa. Nimi on antud Kallavere asula järgi (Maardust ida pool), mille lähedale jääb stratotüüp – Ülgase paljand



Joon. 30. Pakkerordi lademe levila (E. Kivimäe järgi). 1 – Põhja-Eesti pank (klint), 2 – ala, millel lade on suidunud, 3 – lademe stratotüüp, 4 – kihistiku või kihistu stratotüüp.

panga astangus (Мянний и Рыымусокс, 1982). Stratotüübis on kihistu paksus 11,2 m. Põhja-Eesti panga profiilidest lähtudes on Kallavere kihistu liigestatud (vanemast nooremale) Ülgase, Maardu, Suurjõe ja Orasoja kihistikuks (joon. 32).

Ülgase kihistik (A_{II}K'Ü) sai nime K. Müürisepalt (Мююрисепп, 1958), kes selle valis stratotüübi, kihistiku tänapäeval ainsa tervikliku profiiliga paljandi järgi, pangal Kallavere asulast umbes 2 km kirde pool. See paljand on paiga lähedal, kus asetses esimene fosforiidikaevandus ja rikastustehas (hävis tulekahjus 1938. a.). Kihistiku paksus on siin 6,5 m. Ülgase kihistik paljandub veel Kadriorus (Hundikuristikus), Iru (Pirita jõe parema kalda lähedal) avaneva maa-aluse käigu suudmes, panga jalamil Viimsi poolsaarel, Jägala ja Valkla jõe kaldail, Tsitres jm. (joon. 32) (Рыымусокс и др., 1975). Kihistu levila jääb Tallinna ja Muuksi vahemikku, ulatudes lõunas umbes Kehrani (joon. 33). Selles piirkonnas moodustab Ülgase kihistik Kallavere kihistu vanima osa.

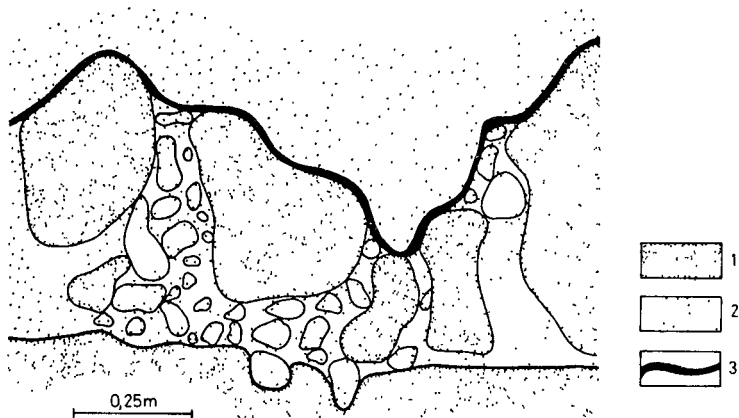


Joon. 32. Pakrordi ja Ceratopyge lademe läbilõik Põhja-Eesti pangal (A. Loogi järgi, täiendustega; vt. ka joon. 30). 1 – jämeteraline liivakivi, 2 – peeneteraline liivakivi, 3 – aleuroliit, 4 – argilliit, 5 – savi, 6 – kiltjas savi, 7 – argilliidi kiht, 8 – alamkambriumi liivakas kivim, 9 – basaalkonglomeeraadi munakad, 10 – brahhiopoodide konglomeeraat, 11 – brahhiopoodipoolmete detriit, 12 – püriidi kiht, 13 – kihistike piir, 14 – katkestuspind.

teliselt hästi paljandunud Põhja-Eesti panga jalamil ja panka lõikunud jõgede orgudes Pakri neemest Narvani (?) (tahvel VIII, joon. 1; tahvel XI, joon. 2; joon. 32). Kihistiku levila on Kallavere kihistu teiste kihistikega võrreldes laialdasem ja ulatub paekalda piirkonnast lõuna poole kuni Viljandi–Mustvee jooneni (joon. 30).

Maardu kihistiku alumine piir ühtub suuremal osal kihistiku levilast Pakrordi lademe alumise piiriga ja on põhjapoolsetes profiilides litoloogiliselt väga terav. Nagu eespool juba märgitud, on sel piiril kohati hästi väljakujunenud basaalkonglomeeraat, enamasti aga brahhiopoodi *Obolus*'e poolmete kuhjumisel moodustunud konglomeeraat.

Maardu kihistik koosneb valkjashallist või pruunikashallist peeneteralist aleuroliitist liivakivist ja aleuroliidist. Neis on terve kihistiku ulatuses väga



Joon. 33. Ordoviitsiumi basaalkonglomeraat Pakri neeme profiilis (K. Müürisepa järgi; vt. ka joon. 1). 1 – alamkambriumi Tiskre kihistu, 2 – ordoviitsiumi Maardu kihistik, 3 – argilliidikihtike.

muutliku, enamasti vaid mõne sentimeetrilise paksusega katkendlikke, lainelisi must-pruuni argilliidi kihikesi. Liivakivi ja aleuroliit on osalt rõht-, osalt põimkihtiline. Tallinna ja Ontika vahemikus esineb Maardu kihistiku alumises osas 1–3 omapärast konglomeraatset kihti. Tegemist on nõrgalt tsementeerunud liivakiviga, mis sisaldab tohutul hulgal enam-vähem terveid brahhiopoodide *Obolus*-e ja *Schmidtites*-e poolmeid ning nende fragmente. Samas leidub rohkesti väikeseid lapikuid mustja värvusega fosfaatseid veeriseid. Konglomeraadikihtide paksus kõigub, ent võib olla kuni 2 m. Tänu brahhiopoodide poolmetele, mis on fosfaatse koostisega (sisaldavad mineraali frankoliiti, milles P_2O_5 sisaldus võib tõusta kuni 36 %), on see konglomeraat tooraineks fosforväärtiste tootmiseks Maardu Keemiatehases. Lähemalt käsitlevad Eesti fosforiiti kui maaret A. Loog (1964 a) ja E. Kivimägi (1971).

Maardu kihistiku paksus kõigub nähtavasti 0–20(?) m piires.

Suurjõe kihistiku (A₁₁K'S) nime autoriks on A. Loog (1964 b), kes selle valikul lähtus Vihula küla lähedal panka sügava sängi kulutanud Suurjõe nimest. Kihistik paljandub stratotiübis ligi 6 m paksuselt. Üldiselt on Suurjõe kihistik hästi paljandunud kogu Põhja-Eesti panga ulatuses Pakri neemest Narvani (?) (joon. 32). Kihistiku levila ulatub lõunas kuni Matsalu lahe – Aseri jooneni.

Suurjõe kihistik on paljandite profiilides hästi eraldatav – ta koosneb pruunikashallist keskteralisest liivakivist, mis on rikastunud brahhiopoodi *Obolus*-e poolmete väikeste fragmentidega (detriidiga). Nõmmeveski ja Aseri vahemikus on kihistiku alumises osas koguni brahhiopoodi poolmete kuhjumisi,

mis meenutavad Maardu kihistiku konglomeraadikihte. Liivakivi on enamasti põimkihiline.

Suurjõe kihistiku paksus kõigub 0–6 m piires (joon. 32).

Pakerordi lademe avamuse lääneosas, Valgejõe lääne pool, on kihistiku ülemine, kuni 0,3 m paksune osa püriidistunud. See nn. püriidikiht on tekkinud diageneesil. Orgaanilise aine lagunemisel Fe redutseerub ja võib moodustada kergestiliikuvaid ühendeid, mis soodsate geokeemiliste tingimuste korral langevad lahustest välja püriidina. Kõnealusel mustjaspruunis kihis on püriit *Obolus*'te poolmete detriidi tsemendiks, hästi valjakujunenud püriidikristalle siin ei leidu.

Orasoja kihistik (A_{II}K'O) moodustab Kirde-Eestis, Valaste–Narva vahemikus Kallavere kihistu ülemise osa (joon. 32). Tema väljaeraldajaiks on K. Müürisepp ja A. Loog (Loog, 1964 b). Kihistiku stratotüübiks on paljand Orasoja paremal kaldal Puhkova lähedal, veidi lääne pool Narvat, kus kihistik paljandub terves paksuses (2,1 m).

Orasoja kihistik koosneb kollakashalli, rõhtsa kihilisusega liivaka aleuroliidi, peeneteralise aleuroliitse liivakivi ja mustjaspruuni argilliidi kihtide vahelduvast lasundist. Aleuroliidi kihid on 6–60 cm paksused ja kihistiku üldprofiilis on neid rohkem kui argilliidi kihte. Orasoja kihistiku lamamiks on Suurjõe kihistiku põimkihilised detriitsed liivakivid, lasumiks Selja kihistu argilliit.

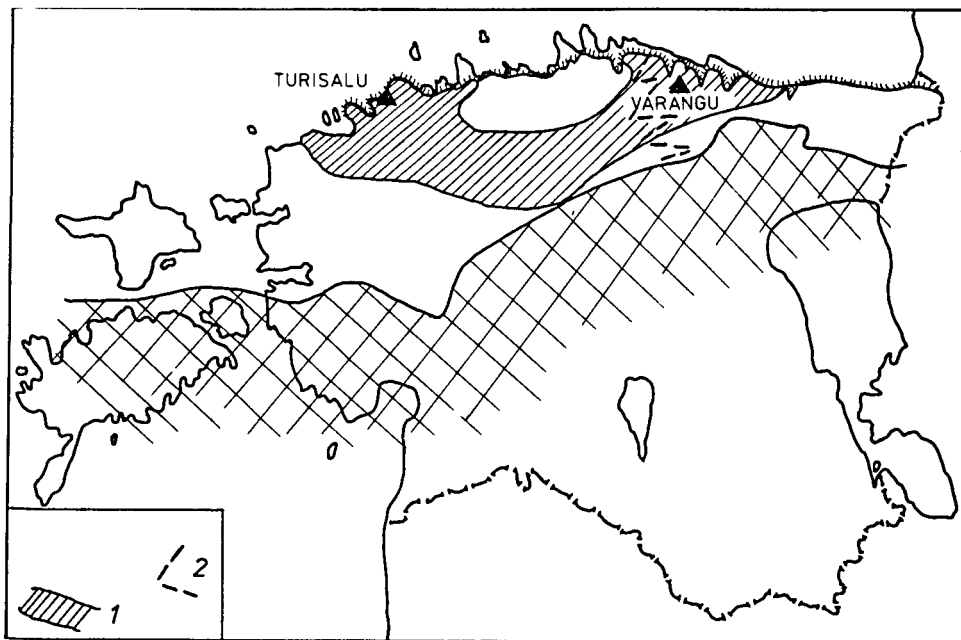
Kihistiku paksus on 0–2,1 m. Orasojast ida pool, Narva ümbruses on kihistik suidunud, tema väljaeraldamine pangalähedastest piirkonnast lõunapoolsemates puursüdamikes on kohati raske.

Pakerordi lademe ülemisele poolele vastab Loode-Eestis valdav osa Selja kihistust (A_{II-III}S). See on argilliidist ja kiltjast savist koosnev kihistu, mis lasub Kallavere ja Leetse kihistu vahel. Kihistu nimetati Selja jõe järgi, mille vasaikul kaldal Varangu küla lähedal paljandub kihistu ülemine kihistik (Мяниль и Рымысокс, 1982) (vrd. lk. 75).

Selja kihistu on liigestatud alumiseks, Türisalu, ja ülemiseks, Varangu kihistikuks, millest esimene moodustabki Loode-Eestis Pakerordi lademe ülemise osa.

Türisalu kihistik (A_{II-III}S'T) on üheks esimestest Põhja-Eesti panga profiilis väljaeraldatud kivimikompleksidest. Möödunud sajandil nimetati teda alguses "mustaks kriidiks", hiljem diktüoneemakildaks (graptoliidi *Dictyonema* järgi) või lihtsalt kildaks. Nüüdisajal nimetatakse seda kivimit argilliidiks. Kihistiku nime autoriks on K. Müürisepp (Мююрисепп, 1958), kes valis stratotüübiks samanimelise panga Väana jõesuust lääne pool (tahvel XI, joon. 2). Kihistik paljandub siin terves paksuses (4, / m). Kirde-Eestis ulatub kihistik ligikaudu Haljala–Rakvere jooneni.

Türisalu kihistiku levila moodustab Põhja-Eestis pangaga paralleelse vööndi, mis lõunas ulatub ligikaudu Matsalu lahe – Rakvere jooneni (joon. 34). Kihistik paljandub hästi panga profiili keskosas Paldiski poolsaarel, Türi-



Joon. 34. Selja kihistu levila (E. Kivimäe järgi). 1 – Varangu kihistiku levila, 2 – Türisalu ja Toolse kihistiku levila piir.

salu ja Rannamõisa lähikonnas, Tallinnas (Toompea jalamil, Hundikuristikus), Iru ja Maardu karjäärides (joon. 1; tahvel VIII, joon. 1).

Türisalu kihistiku alumine piir on võrdlemisi terav, sest tema lamamiks on Suurjõe kihistiku püridistunud detriitne liivakivi. Türisalu kihistik koosneb kompaktest, üldiselt mustjaspruunist, õhukesteks liistakuteks lagunevast argilliidist, mis kohati võib sisaldada väga õhukeksi aleuriidikihtikesi. Argilliidi tume värvus tuleneb orgaanilise aine (kerogeeni) sisaldusest, mis võib ulatuda kuni 15 %. Mineraloogilises mõttes koosneb argilliit savimineraalidest (hüdrovilke kuni 90 % ja kloriite kuni 10 %). Sageli esineb argilliidis ilusaid püriidikristallide kogumikke.

Argilliidi näol on meil olemas lootustandev maare, mida aga seni pole veel kasutama hakatud (Kivimägi, 1974). Maarde kasulikuks makrokomponendiks on kõigepealt orgaaniline aine. Seepärast võiks argilliiti kasutada põlevkivina (tema põlemissoojuseks on 5020 J, umbes 1200 cal). Tegelikult on argilliiti põhikütteaine lisana kasutatud vaid Maardus. Samuti on aastatest 1807–1917

teateid argilliidi looduslikust põlemisest Loode-Eestis, mis mõnel korral on kestnud pikemat aega (Luha, 1946). Veel väärib tähelepanu argilliidi kaaliumisisaldus (esineb K_2O_5 näol, mida on 5–6 %) ja mitmed mikrokomponendid (haruldaste elementide Mo, V jt. näol).

Türisalu kihistiku paksus Loode-Eestis kõigub 0–7,7 m piires, suurenedes loode suunas.

CERATOPYGE-LADE (A_{III})

Skandinaavia ordoviitsiumis eraldati juba möödunud sajandi keskel välja iseloomuliku trilobiidi *Ceratopyge* fossiilidega lubjakivi ja argilliit. Need Ceratopyge-kihid lasuvad Dictyonema-argilliidil, moodustades Norras ja Rootsis Tremadoc'i ladejärgu ülemise osa. Samaealiste kihtide kindlakstegemine Lätis oli R. Männilil (Мяньиль, 1966) ajendiks põhjendada Baltikumi ordoviitsiumis Ceratopyge-ladet (A_{III}). Mõnevõrra hiljem selgus, et sellesse lademesse kuulub Põhja-Eestis seni Pakerordi lademe ülemisse ossa loetud Varangu kihistik (Вийра и др., 1970). Nii lisandus ka Eestis ordoviitsiumi stratigraafilisse liigestusse uus lade. Järgnevalt tehti kindlaks, et Türisalu kihistiku argilliit on levila eri osades erivanune – Loode-Eestis kuulub ta Pakerordi lademesse, Kirde-Eestis aga Ceratopyge-lademesse (Кальо и Кивимяги, 1970, 1976). Kahjuks puudub Ceratopyge-lademel seni geograafilisel põhimõttel pandud nimi. Selle peaks andma Skandinaavia (eriti Norra) täielikuma läbilõikega paljanditest läheduses.

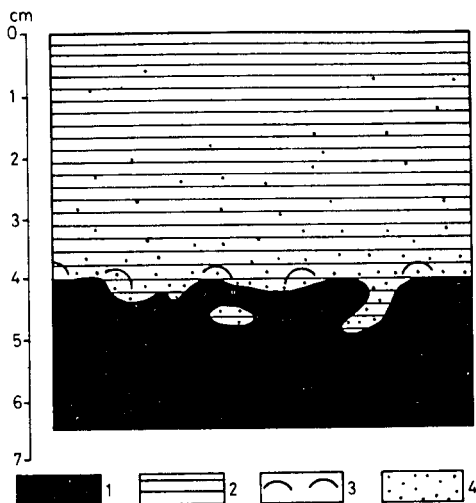
Ceratopyge-lade on Põhja-Eesti pangas halva paljandumusega. Loode-Eestis on paljandeid vähe: Pakerort, Keila-Joa (joaalune astang) ja Suhkrumäe pank Tallinnas. Kirde-Eestis aga paljandub Ceratopyge-lade mitmetes kohtades Varangu-Narva vahemiku pangas ja sellesse lõikunud jõgede orgudes.

Lademe levila on omapärane. Paldiski lahe rannikult Tallinnani ulatuva vööndina kulgeb ta kaarekujuliselt lõuna poole, jõudes Lahemaa piirkonnas uuesti pangani. Edasi ulatub ta pangale paralleelselt Narva jõeni.

Ceratopyge-lademe alumine piir ühtub levila lääneosas Varangu kihistiku alumise piiriga, mis kujutab endast sedimentatsiooni ajutisel katkemisel kujunenud katkestuspinda (joon. 35). Selle kihistiku lamamiks on siin Pakerordi lademe ülemisele osale vastava Türisalu kihistiku mustjaspruun argilliit. Levila idaosas – Haljalast ida poole, ühtub Ceratopyge-lademe alumine piir aga nähtavasti Toolse kihistiku alumise piiriga (joon. 32). Sel tasemel ilmub nimelt lamamiga võrreldes uus graptolitude kooslus (*Clonograptus*'e ja *Didymograptus*'e tsoon) (Кальо и Кивимяги, 1976). Ceratopyge-lademe lamamiks on selles piirkonnas Kallavere kihistu Orasoja kihistik (vt. lk. 72).

Ceratopyge-lademe paksus on kõige suurem Toolse–Aseri piirkonnas, kus ta ulatub kuni 3,8 m. Avamuse lääneosas (Pakri neem) väheneb paksus 0,1 m, idaosas (Narva) aga on lade praktiliselt suidunud.

Joon. 35. Katkestuspind Türisalu ja Varangu kihistiku piiril Toolse puursüdamik (V. Viira jt. järgi).
1 – argilliit, 2 – kiltjas savi, 3 – brahhiopoodide poolmed, 4 – kvartsiterakesed.



Pakerordi lademe ülemisele osale (Loo-de-Eestis) ja Ceratopyge-lademele vastab Selja-kihistu (A_{II-III}S) – argilliitide ja kiltja savi lasund Kallavere kihistu liivakate kivimite ja Leetse kihistu glaukonüitliivakivi vahel (Мяньиль и Рытмусокс, 1982). Kihistu nimi tuleneb Selja jõest, mille vasakul kaldal Varangu küla lähedal paljandub kihistu ülemine, Varangu kihistik terves paksuses (2,6 m).

Selja kihistu koosneb vanemast, Türisalu, ja noorematest, Varangu ning Toolse kihistikest.

Toolse kihistiku (A_{II-III}S^{T₀}) levila jääb Haljala-Rakvere joonest ida poole. Paljandeid on pangal Aseris, Hiimäel, Valastes, Orasojal jm. See kihistik koosneb arvukate aleuroliidide kihikestega vahelduvast argilliidist, mis kohati sisaldab valget amorfset räniainet, rohkesti antrakoniidi mügarikke ja püriiti (Кальо и Кивимяги, 1976). Antrakoniidiks nimetatakse tumedaks värvunud, sageli selgekujuliselt kiirjalt paiknevate kristallidega kaltsiiti. Antrakoniidi mügarike väliskuju on ebakorrapärane, nende läbimõõt kuni 8 cm. Argilliit ise ei erine kuigivõrd Türisalu kihistiku argilliidist (vt. lk. 72). Seda kihtidekompleksi käsitletakse nüüd iseseisva Toolse kihistikuna (Хейнсалю, 1980). Tema paksus on 0,3–2,6 m, vähenedes ida suunas.

Varangu kihistiku (A_{II-III}S^V) väljaeraldajaks on A. Luha (1946), kes teda nimetas helehalliks kiltsaviks ja luges Pakerordi lademesse. Varangu nime sai see kihistik hiljem (R. Männili ettepanekul 1958. a.) stratotüübi järgi samanimelise küla lähedal. Varangu paljand on ühtlasi Selja kihistu tüüppaljandiks.

Uuemaid andmeid Varangu kihistiku kohta leiame terve rea geoloogide töödest (К. Стумбур, 1962; Лоог и Кивимяги, 1968; Вийра и др., 1970; Клеесмент и Мяги, 1975; Мяги и Вийра, 1976; Кальо и Кивимяги, 1976).

Kihistik on vähe paljandunud. Nimetamisväärsseiks paljandeiks on Pakerordi, Keila-Joa, Suhkrumäe (Tallinn) ja Kalvi–Aseri pank ning Varangu ja Hiie-mägi Purtse lähedal (joon. 36). Kihistiku levila piirdub Paldiski–Aseri vahemikuga Põhja-Eestis (joon. 34).

Varangu kihistiku alumiseks piiriks on enamasti tüüpiline katkestuspind, nagu neid sageli esineb ordoviitsiumi lubjakivides (joon. 35). Teisal on see piir üleminekulise iseloomuga.

Kihistiku paksus kõigub 0–3,4 m piires, olles suurim Kunda ümbruses.

Varangu kihistik koosneb peamiselt võrdlemisi ühtlasest, tihedast rohekashallist, veidi kiltjast ja plastilisest savist. Savis on tavaliselt õhukesi ebapüsivaid aleuriitseid glaukoniiti sisaldavaid kihikesi. Sageli esineb püriidi kristalle ja ka suuremaid püriidi mugulaid. Mineraloogiliselt valdavad savis hüdrovilgud (85–90%).

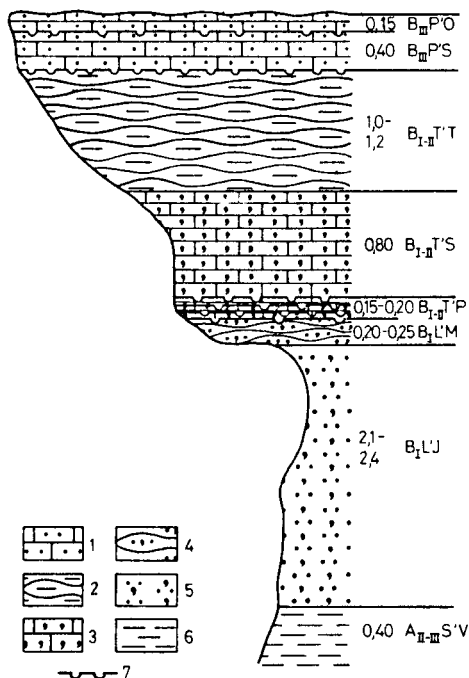
Levila idaosas on Varangu kihistik litoloogiliselt liigestatav kahte ossa (Вийра и др., 1970). Alumine osa koosneb glaukoniiti sisaldavast aleuroliidist, milles esineb ka 1–5 cm paksusi tumepruuni argilliidi kihikesi. Kihistiku ülemise osa aga moodustab võrdlemisi ühtlane rohekashalli kiltja savi lasund. Saviski on üksikuid glaukoniiditerakesi. See kivim esineb ka Loode-Eestis – seega üle terve Varangu kihistiku levila.

LATORPI LADE (B₁)

Põhja-Eesti panga profiilis Selja kihistu argilliidi ja kiltja savi ning kõrgemal lasuva glaukoniitlubjakivi vahelist rohelist glaukoniitliivakivi käsitletakse juba käesoleva sajandi algusest alates enamasti iseseisva lademenä (Lamansky, 1905). Ent kuni viiekümnendate aastate keskpaigani puudus tal geograafiline nimi. See asjaolu oligi kõnealusele lademele Leetse nime andmise ajendiks (Рыымусокс, 1956). Mõnevõrra hiljem hakati Rootsis samavanuste kihtide jaoks kasutama nimetust Latorpi lade (Jaanusson, 1960b). Viimast nime võiks formaalselt lugeda “Leetse” sünonüümiks, korrelatsioonide põhjal on aga selge, et Latorpi lademe maht on Leetse lademe mahust suurem, haarates ka Põhja-Baltikumis varem Volhovi lademesse kuulunud Päite kihistu. Nii tähistab Leetse nimi nüüd glaukoniitliivakivist koosnevat kihistut, mis lasub Selja kihistu ja Toila kihistu vahel (Мяниль и Рыымусокс, 1982).

Latorpi lademe stratotüüp on Kesk-Rootsis, Närikes, kus paljandub trilobiitidega hästi iseloomustatud, valdavalt karbonaatsetest kivimitest koosnev kihtidekompleks. Eestis on Latorpi ladet veel vähe uuritud (Орвику, 1960; Мяги, 1970; Вийра и др., 1970). Eriti ebaselge on Latorpi lademe stratigraafia Kesk- ja Lõuna-Eestis.

Joon. 36. Keila-Joa profiil (R. Eistanasto jt. järgi; vrd. tahvel XII, joon. 1). 1 – liivakas lubjakivi, 2 – merglikihtidega lubjakivi, 3 – glaukoniiditerakestega lubjakivi, 4 – glaukoniitlubiliivakivi, 5 – glaukoniitliivakivi, 6 – kiltjas savi, 7 – katkestuspind.

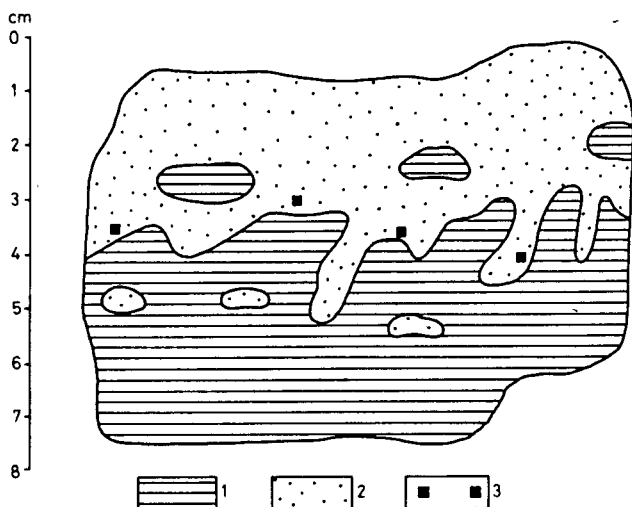


Latorpi lademe paljandeid on Põhja-Eesti pangal kõikjal, kus vastav osa profiilist pole mattunud või varisenud. Paremad võimalused lademe terve profiiliga tutvumiseks on siiski Pakri neemel, Keila-Joal, Maardu karjäärides, Järgala joa, Valaste joa ja Tõrvajõe joa astangus (joon. 36; tahvel XII, joon. 1; tahvel XIII, joon. 1). Latorpi lademe levila jääb Mandri-Eestisse.

Latorpi lademe alumine piir on kõikjal väga terav. Põhja-Eestis, kus Leetse kihistu glaukoniitliivakivi lasub kas Türisalu kihistiku argilliidil või Varangu kihistiku kiltjal savil, on piiril hästi väljakujunenud katkestuspind (joon. 37). Kesk- ja Lõuna-Eestis on Latorpi lade kohati esindatud glaukoniiditerakesi sisaldavate punakaspruunide lubjakividega, mis lasuvad kambriumi liivakividel. Seetõttu on lademe alumise piiri määramine sealgi enamasti suhteliselt kerge.

Latorpi lademe paksus kõigub 0–9,3 m piires, olles suurem Paldiski poolsaarel ja Lõuna-Eestis.

Baltoskandias liigestatakse Latorpi lade Hunnebergi ja Billingeni vöök (vt. Мяннийль, 1966). Põhja-Eestis vastab peamisele osale Latorpi lademest Leetse kihistu (B_1L), mida algselt käsitleti lademena. See on kivimiliselt hästi iseloomustatud glaukoniitliivakivi, mis sai nime Leetse panga järgi Paldiski poolsaare kagurannikul (Рыбымусокс, 1956). Leetse kihistu paksus on seal



Joon. 37. Katkestuspind Iru ja Varangu kihistiku piiril Varangu paljandis (V. Viira jt. järgi). 1 – kiltjas savi, 2 – glaukonüitliivakivi, 3 – püriit.

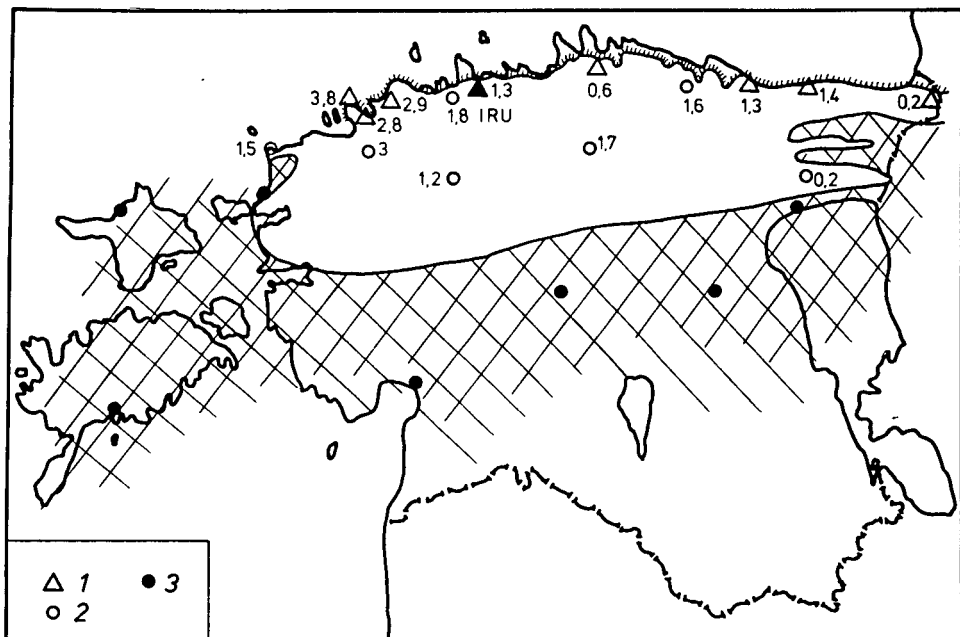
3,1 m. Üldse kõigub Leetse kihistu paksus 0–3,9 m piires, vähenedes ida ja lõuna suunas (Narvas 0,32 m, Võhmas 0,5 m). Leetse kihistu on liigestatud alumiseks, Iru, ja ülemiseks, Mäeküla kihistikuks.

Iru kihistik (B₁L'I) moodustab Latorpi lademe alumise ja keskmise osa. See on juba möödunud sajandi algusest hästi tuntud glaukonüitliivakivi, mis paljandub paljudes kohtades Põhja-Eesti panga profiili keskmises osas. Kihistik sai nime nüüdseks täielikult kinnikasvanud Iru paemurru järgi Narva maanteest lõuna pool, umbes 0,5 km Pirita jõest idas (Рыымусокс, 1956). Kihistik paljandus stratotüübis neljakümendail aastail terves paksuses (1,3 m).

Iru kihistiku levila haarab Mandri-Eesti põhjaosa ligikaudu Matsalu lahe–Peipsi järve põhjaranniku joonest põhja pool. Kihistiku paksus on 0–3,9 m, suurenedes loodesse (joon. 38).

Iru kihistik koosneb peamiselt rohekashallist kuni rohelisest, enamasti võrdlemisi pudedast aleuroliitist glaukonüitliivakivist. Galukoniiditerakete sisaldus on liivakivis varieeruv, kuid enamasti nii suur, et põhjustab kivimi küllaltki intensiivse rohelise värvuse. Kohati esineb liivakivis heledama, kuni paari sentimeetri paksuse plastilise savi kihikesi. Liivakivi kihilisus on ebaselge. Sageli esineb kihistikus püriidikristalle, nende kogumikke ja konkretsioone.

Iru kihistiku lasumiks on Põhja-Eestis Mäeküla kihistik (B₁L'M). See kihistik sai nime panga järgi Harku järvest lõuna pool Mäeküla juures (Öpik,



Joon. 38. Iru kihistiku levila ja paksus (levila lõunapiir E. Kivimäe järgi), 1 – paljand, 2 – puurauk, 3 – puurauk, milles kihistik puudub.

1934). Kihistik paljandub siin terves paksuses (0,2 m). Kihistiku levila haarab vähemalt Mandri-Eesti põhjaosa. Levila ulatus lõuna pool pole päris selge, kuid vähemasti mõnedes Kesk-Eesti puuraukudes (Lohu, Rapla, Äiamaa ja Võhma) kihistik puudub.

Mäeküla kihistik koosneb rohekashallist, võrdlemisi kõvast, rohkesti glaukoniiditerakesi sisaldavast veidi muguljast lubiliivakivist. Kivimis on palju ebakorrapäraseid heledama materjaliga täitunud ussikäike ja peent kivististe detriiti. Kivim on enamasti ebaselge kihilisusega.

Kihistiku paksus on Põhja-Eestis üpris muutlik, kõikudes siiski vaid 0–0,5 m piires.

Mäeküla kihistikus esinevad Eesti ordoviitsiumi vanimad trilobiidid ja luku-ga brahhiopoodid.

Latorpi lademe ülemisele osale vastab Põhja-Eesti vanim lubjakivide kompleks, Toila kihistus kuuluv Päite kihistik (ВІ-ІІТ'Р) (vt. lk. 82). Selle kihistiku põhjendajaks ja nime autoriks on K. Orviku (Орвику, 1958). Algselt käsitleti Päite kihistikku Volhovi lademe alumise osana, fossiilide koosluse alu-

sel aga kuulub ta nüüd Latorpi lademesse (Jaanusson, 1960b). Kihistik sai nime Päite pangal asetseva väikese Künnapõhja paemurru järgi, kus kihistik paljandub terves paksuses (0,62 m). Kihistiku levila ulatus lõuna suunas vajab täpsustamist. Pole nimelt selge, kas 0,3–0,4 m paksust pruunikat, kohati ka punast, glaukoniiditerakesi sisaldavat dolomiidistunud lubjakivi idapoolsetes puuraukudes võib lugeda kõnealusesse kihistikku või mitte.

Põhja-Eestis iseloomustab Päite kihistikku rohekashall õhukesekihiline väheste väikeste glaukoniiditerakestega ja paljude halvasti väljakujunenud katkestuspindadega lubjakivi. Kohati on kihistikus kuni 10 cm paksusi muguljaid rohekashalli mergli kihte, eriti kihistiku alumises osas. Lubjakivi on rohkem või vähem dolomiidistunud, iseäranis Kirde-Eestis, mis on seal nähtavasti põhjustanud ka kivimi kirjuvärvilisuse. Osmussaarel ja Väike-Pakri saarel sisaldab Päite kihistiku lubjakivi kvartsiterakesi. Sageli esineb kihistikus massiliselt trilobiidi *Megistaspis*'e fossiile.

Kihistiku paksus on väga muutlik, kõikudes 0–1,13 m vahel.

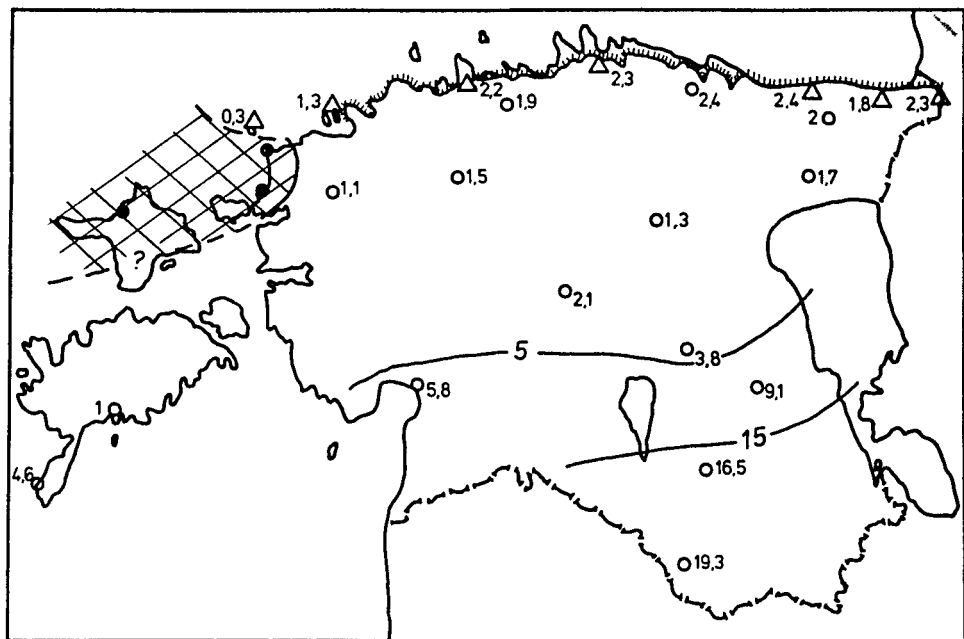
VOLHOVI LADE (B_{II})

Volhovi lademenähtused tuntud kihtidekompleks eraldati Põhja-Baltikumi panga profiilis esmakordselt välja Fr. Schmidt (1881) poolt kui glaukoniitlubjakivi. Praeguse geograafilise nime andjaks oli P. Raymond (1916), kes aga Volhovi lademenähtused käsitles kõiki glaukoniiti sisaldavaid kihte (sealhulgas ka glaukoniitliivakivi). Nüüdisaegses, kitsamas mahus käsitletakse Volhovi ladet Eestis alles paarkümmend aastat (Рыбымысок, 1956; Jaanusson, 1960b)¹. Volhovi lademe nimi on antud Volhovi jõe järgi, mille läheduses oli mitmeid suuri paemurde.

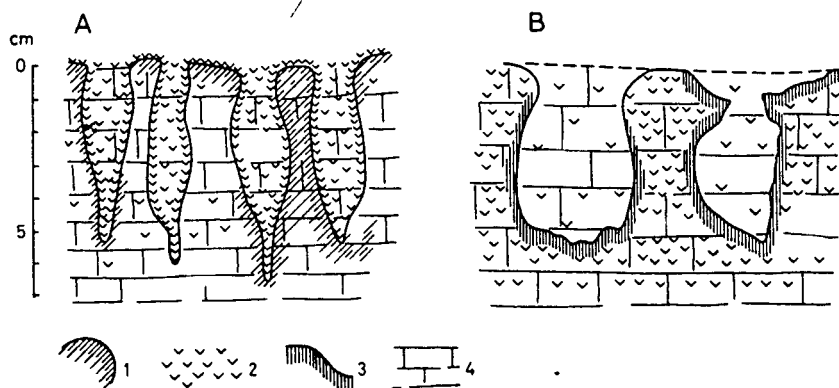
Lade paljandub Põhja-Eesti pangal. Läänepoolsemateks paljanditeks on Osmussaare ja Väike-Pakri saare pank (tahvel XIII, joon. 2). Mandril leidub häid paljandeid pangal ja seda lõikavate jõgede kaldajärsakuil (joon. 36; tahvel XII, joon. 1 ja 2). Lademe levila haarab terve Eesti NSV territooriumi, välja arvatud Hiiumaa, Vormsi ja mandri loodenurk (joon. 39).

Volhovi lademe alumine piir on kõikjal väga terav. Selleks on profiilides hästi silmatorkav tasane, kuni 6 cm sügavuste, võrdlemisi korrapärase kujuga torujate süvenditega katkestuspind – nn. püstakkiht (Orviku, 1961) (joon. 40). Viimane on nii pealt kui ka õnarustest kattunud peente glaukoniiditeradega ja seetõttu värvunud roheliseks. Katkestuspinnal all esineb Lääne-Eestis tavaliselt lillakashall, Ida-Eestis aga kollakaspruun impregneerimisvöönd. Katkestuspinnal õnarused ja soid on täitunud lasuva kivimiga. Püstakkiht on heaks korrelatsioonitasemeks.

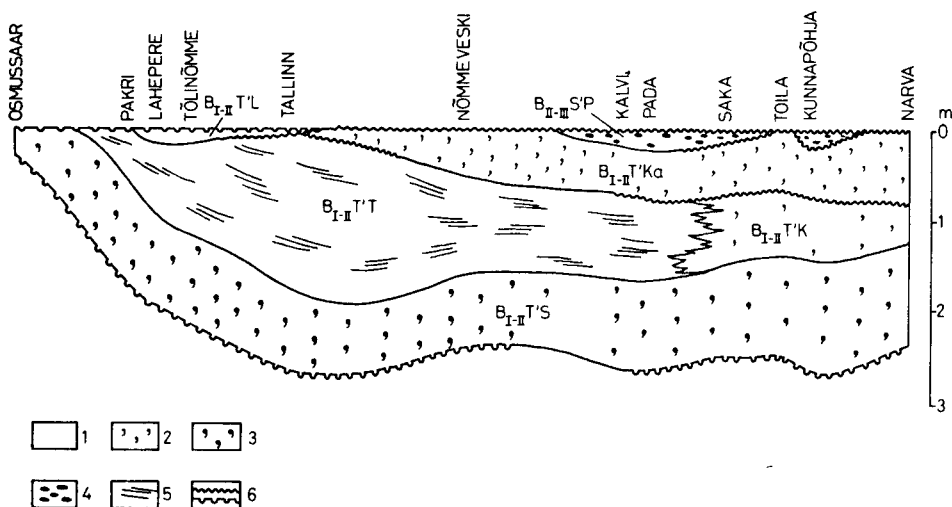
¹ Kahekümnendail ja kolmekümnendail aastail kasutati Eestis kõnealuse lademe kohta nimetust Megalaspis-lubjakivi (iseloomuliku trilobiidi *Megistaspis*'e vana nime järgi).



Joon. 39. Volhovi lademe levila paksus.



Joon. 40. Katkestuspind Volhovi ja Latorpi lademe piiril (K. Orviku järgi). A – Künnapõhja paljand, B – Väike-Pakri pank. 1 – roostepruun impregnatsioonivöönd, 2 – glaukonitiiditerakesed, 3 – lillakashall fosfaatne impregnatsioonivöönd, 4 – lubjakivi.



Joon. 41. Volhovi lademe litostratigraafiline liigestus Põhja-Eestis (K. Orviku järgi). 1–5 lubjakivi (2 – väikeste glaukoniiditerakestega, 3 – suurte glaukoniiditerakestega, 4 – raud- ooididega, 5 – mergli kihtidega), 6 – katkestuspinnad.

Volhovi lademe paksus kõigub 0–19,3 m, suurenedes ida ja lõuna suunas (joon. 39).

Volhovi lademele vastab Toila kihistu põhiline osa, kuna selle kihistu alumine osa, Päite kihistik, kuulub Latorpi lademesse (vrd. lk. 79). Toila kihistu ($B_{I-II}T$) kujutab endast üht Põhja-Eesti panga iseloomulikumat kompleksi – glaukoniitlubjakivi. Ta lasub loodes Leetse ja Pakri kihistu, kirdes Leetse ja Sillaoru kihistu vahel. Algselt tähistas K. Orviku (Орвику, 1958) nimega “Toila” ladet, mis nüüdisaegses ordoviitsiumi liigestuses on tuntud Volhovi lademenä. Toila kihistu stratotüübiks on pank samanimelise küla juures. Põhja-Eesti pangavööndis on Toila kihistu liigestatud Päite, Saka, Tõlinõmme, Kunnapõhja, Lahepere ja Kalvi kihistikuks (Орвику, 1958) (joon. 41). Volhovi lademel on ka vööline kolmikliigestus (Lamansky, 1905), mida aga käesolevas raamatus ei puudutata.

Volhovi lademe alumiseks osaks on terves Põhja-Eestis Saka kihistik ($B_{I-II}T'S$). Tema nimi on antud Saka asunduse lähedase panga järgi (väikese Karjaoru joa kohal). Kihistik paljandub siin terves paksuses (1,1 m). Saka kihistik on esindatud rohekashalli detriitse, rohkete suurte glaukoniiditerakestega paksukihilise, rohkem või vähem dolomiidistunud lubjakiviga. Glaukoniiditerakete suurus ja hulk kasvab lääne suunas, kivimi dolomiidistumise aste aga ida

suunas. Dolomiidistumisele kaasneb kivimi kirju värvus, eriti avamuse idaosas, kus kihistiku alumine pool on värvunud erksamates toonides. Oma osa kivimi kirjule värvusele annavad ka arvukad ebatasased, kollakaspruuni impregnatatsioonivööndiga katkestuspinnad.

Saka kihistiku paksus kõigub 0,3–1,12 m vahel, suurenedes ida suunas. Osmussaarel on aga Volhovi lade esindatud ainult Saka kihistikuga, kuna teised kihistikud on siin suidunud (joon. 41).

Tölinõmme kihistiku (B_{I-II}T'T) nimi tuleneb pangast loode pool Väana asundust, kus kihistik paljandub terves paksuses (1,25 m). See kihistik vastab Väike-Pakri saarest kuni Aserini Volhovi lademe keskosale (joon. 41). Kihistik on paljandite profiilides hästi piiritletav silmatorkavalt rohkete ja suhteliselt paksude mergli kihtide tõttu. Ta koosneb nimelt hallist kuni rohekashallist õhukesekihilisest muguljast rohekashalli mergli kihtidega vahelduvast lubjakivist. Tuleb rõhutada, et erinevalt lamami ja lasumi lubjakividest ei sisalda Tölinõmme kihistiku lubjakivid peaaegu üldse glaukoniiditerakesi.

Kihistiku paksus kõigub 0–1,7 m piires, olles suurim Tallinna–Maardu vahemikus.

Aserist ida pool asendub Tölinõmme kihistik järk-järgult Künnapõhja kihistikuga (B_{I-II}T'K) (joon. 41). See kihistik nimetati väikese paemurru järgi, mis asetseb Päite pangal, Künnapõhja küla lähedal. Kihistik paljandub siin terves paksuses (0,74 m).

Litoloogiliselt iseloomustab Künnapõhja kihistikku rohekas- kuni valkjas-hall paksukihiline, kohati vähesel määral peeneid glaukoniiditerakesi sisaldav lubjakivi. Merglikihid peaaegu puuduvad. Ida pool Toilat on kivim dolomiidistunud ja muutub kirjuks.

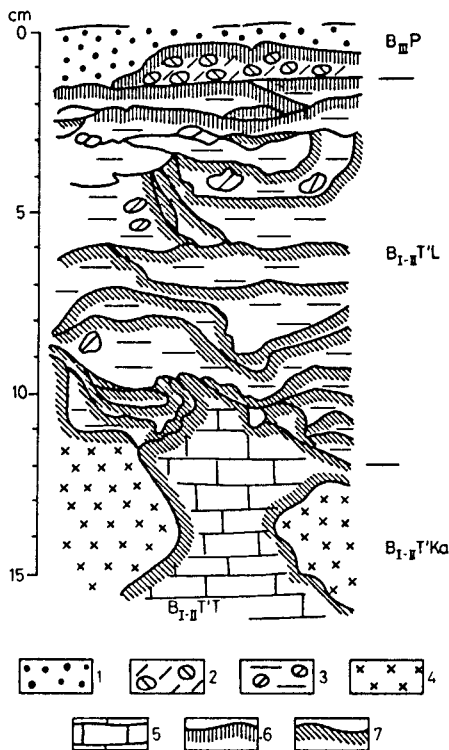
Künnapõhja kihistiku paksus ulatub kuni 0,8 meetrini, vähenedes ida suunas (Narva ümbruses 0,4 m).

Volhovi lademe avamuse lääneosas, Paldiski poolsaarest Iruni moodustab Toila kihistu ülemise osa Lahepere kihistik, ida pool Irut aga Kalvi kihistik (joon. 41). Kuivõrd Lahepere kihistik Tallinna ümbruses ja sealt lääne pool lasub kohati Kalvi kihistikul, on ilmne, et ta on viimasest noorem.

Lahepere kihistiku (B_{I-II}T'L) nime andmisel peeti silmas samanimelise panga lõunaosa, umbes 3 km Klooگا rannast lääne pool. Kihistik paljandub siin terves paksuses (0,50 m).

Õhuke Lahepere kihistik koosneb mitmesugusest kivimist. Põhiliseks kivimiks on siiski hele-rohekashall, väikeste glaukoniiditerakeste pesade ja kogumikega peaaegu afaniitne, paljude ebatasaste fosfaatse lillakashallika impregnatatsioonivööndiga katkestuspindadega lubjakivi (joon. 42). Nõrk ebatasane katkestuspind on ka kihistiku alumisel piiril. Sageli esineb kivimis 2–3 cm läbimõõduga mustjaspruune fosfaatseid veeriseid, avamuse lääneosas ka tiivaterakesi.

Lahepere kihistiku paksus on tavaliselt alla 0,2 m, kohati kihistik isegi puudub. Suurima paksusega (0,50 m) on kihistik Paldiski poolsaare idarannikul.



Joon. 42. Lahepere kihistik Kallaste paljandis (K. Orviku järgi). 1 – pruunikashall liivakas lubjakivi (B_{III}^P), 2 – fosfaatsete mugulate konglomeraat, 3 – rohekashall lubjakivi fosfaatsete mugulatega ($B_{I-II}^T'L$), 4 – glaukoniitlubjakivi, 5 – hall lubjakivi ($B_{I-II}^T'T$), 6 – tasane tumeda impregnatsioonivööndiga katkestuspind, 7 – ebatasane lillakas katkestuspind.

Kalvi kihistiku ($B_{I-II}^T'Ka$) stratotüüp asetseb samanimelisel pangal, umbes 3 km Aseri asulast lääne pool, kus kihistik paljandub terves paksuses (0,68 m).

Kalvi kihistikule on iseloomulik hall kuni rohekashall paksukihiline, suures hulgas esinevate väikeste glaukoniiditerakestega lubjakivi. Kihistikus on ebatasaseid nõrgalt väljakujunenud katkestupindu, alumisel piiril Aserist ida pool kollakaspruuni impregnatsioonivööndiga tugevam katkestuspind.

Kalvi kihistiku paksus ulatub kuni 0,8 m, on aga enamasti 0,4–0,6 m.

Valgejõe ja Sõtke jõe vahemikus moodustab Volhovi lademe kõige ülemise, kuni 0,2 m paksuse osa Pada kihistik ($B_{I-II}^{III}SP$), mis aga kuulub nooremasse Sillaoru kihistusse (lk. 89). Kihistik sai nime Pada jõe järgi, mille parempoolsel lisajõel on Linnamäe joa juures, Pada linnamäest lõunas hea profiil. Kihistik paljandub siin terves paksuses (0,20 m).

Pada kihistik koosneb hallist kuni rohekashallist väikeste ebakorrapäraste pruunide raudooididega lubjakivist. Vähesel määral leidub kivimis ka väikeseid

glaukoniiditerakesi. Kihistiku alumiseks piiriks on ebatasane kollakaspruuni impregnatsioonivööndiga katkestuspind.

Kihistiku paksus kõigub 0–0,2 m piires.

Lõuna-Eestis koosneb Volhovi lade punakaspruunist lubjakivist, mis Karula ümbruses on väga savikas. Volhovi lademe paksus kõigub Lõuna-Eestis õige suurtes piirides – 3,8–19,3 m (Мянний, 1966).

KUNDA LADE (BIII)

Kunda lademe põhjendajaks võib lugeda Fr. Schmidt (1881), kelle Vaginatumlubjakivi Kirde-Eestis on veidi kitsam nüüdisaegse lademe mahust¹. Geograafilise nime sai kõnealune lade P. Raymondilt (1916). Viimane viitab stratotüübina Kundast mõni kilomeeter lõuna pool raudtee äärde murtud kraavile, milles Kunda lade paljandus nähtavasti terves paksuses. Kraav on ammu kinni kasvanud, kuid nüüdisajal paljandub Kunda lademe ülemine osa ülemise piiriga samas asetsevas suures Kunda–Aru lubjakivi karjääris.

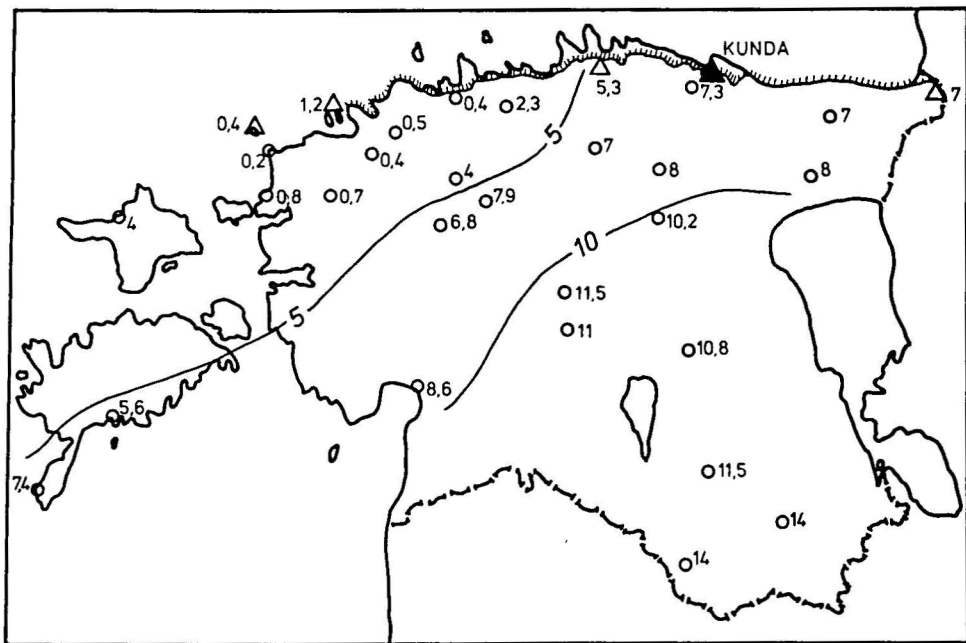
Kunda lade paljandub Põhja-Eesti pangal Osmussaarest kuni Narva linnani. Häid paljandeid on rohkesti – pangal, jugade juures ja jõgede orgudes (tahvel XII, joon. 2; tahvel XIII, joon. 1; tahvel XIV, joon. 2). Lademe levila haarab terve Eesti NSV territooriumi, Hiiumaa ja Saaremaa kaasa arvatud (joon. 43).

W. Lamansky (1905) liigestas praegu Kunda lademele vastavad kihid avamusel kolmeks trilobiiditsooniks, mida hiljem hakati käsitlema vöödena. Eestis levib Kunda lademe keskmine ja ülemine vöö, mida K. Orviku (Орвiku, 1958) nimetas vastavalt Valaste ja Aluoja vööks. Alumise, Hunderumi vöö levila jääb kaugelt ida poole, Leningradi oblastisse, sest Põhja-Eestis on see vöö suidunud. Nii tähistab lademe alumine piir Põhja-Eestis tegelikult keskmise. Valaste vöö alumist piiri. Avamuse lääneosas on sel piiril tasane, pruunika fosfaatse impregnatsioonivööndiga, sageli laiade sügavate õnarustega katkestuspind. Viimase läheduses ja õnarustes esinevad kohati väikesed fosfaatsed veerised. Avamuse idaosas on katkestuspind sel piiril ebatasane ja kollakaspruuni impregnatsioonivööndiga (joon. 44). Piiri leidmisel on väga heaks tunnuseks Voka kihistiku paljude pruunide raudoodidega, suhteliselt savikad lubjakivid. Raudoode vanemates kihtides ei esine (õhuke Pada kihistik välja arvatud).

Kunda lademe paksus kõigub Põhja-Eestis 0,1–8 m, Lõuna-Eestis aga 8–14 (?) m piires, suurenedes ida ja eriti lõuna suunas (joon. 43).

Kunda lade on kivimilise koostise poolest avamusel väga mitmekesine. Sellest sõltuvalt on ka lademele vastavate kihtide litostratigraafiline liigestus küllaltki keerukas. Loode-Eestis vastab Kunda lademele Pakri kihistu, Tallinnast ida pool aga (vanemast noorem) Sillaoru kihistu peamine osa, Loobu ki-

¹ Fr. Schmidt luges Kirde-Eestis leviva Napa kihistiku (ooidlubjakivid) vaginatumlubjakivi lasumisse, s.o. nüüdisaegse nomenklatuuri järgi Aseri lademesse.

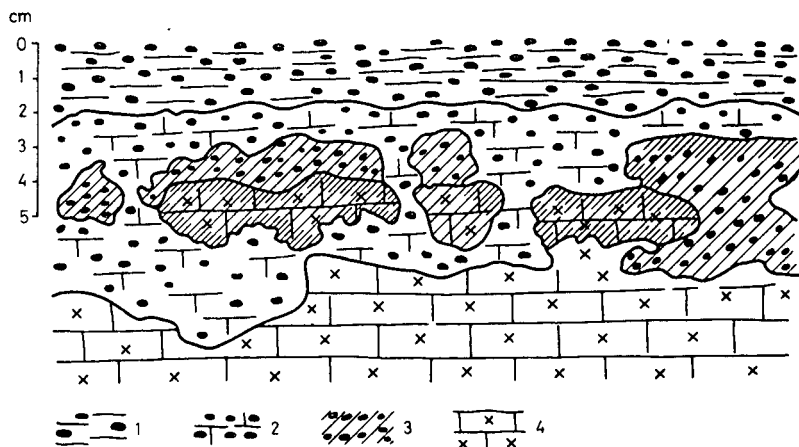


Joon. 43. Kunda lademe levila ja paksus.

histu ja Kandle kihistu alumine osa (Kirde-Eestis) (Мяннийль и Рыымусокс, 1982) (joon. 45). Kõigi nimetatud kihistute detailse litostratigraafilise liigestuse rajajaks Põhja-Eesti pangavööndis on K. Orviku (Орвику, 1958 ja 1960). Alljärgnev ülevaade tuginebki peamiselt tema töödele. Kunda lademe litostratigraafiat Kesk- ja Lõuna-Eestis käsitlevad R. Männil (Мяннийль, 1966) ja S. Mägi (Мяги, 1970).

Loode-Eestis koosneb Kunda lade liivakatest lubjakividest ja lubiliivakividest, mida A. Öpik (1927 ja 1937 b) nimetas Pakri liivakiviks. Nüüdisajal käsitletakse viimast kihistuna, mis vanuselt on Kunda ealine ja liigestub Valaste vöömahus Suurupi, Kallaste ning Jägala kihistikuks. Aluoja vööle vastab selle kihistu Osmussaare kihistik. Pakri liivakad setendid kujunesid suhteliselt rannikulähedases madalmeres. Tallinnast ida pool asendub Pakri kihistu karbonaatsetest kivimitest koosneva Loobu kihistuga (Мяннийль и Рыымусокс, 1982).

Pakri kihistu (BIII^P) nimi tuleneb Väike-Pakri saarest, mille põhja- ja kirde-ranniku pangal kihistik paljandub terves paksuses (1,17 m) (tahvel XIII, joon. 2). Pakri kihistu lasub Loode-Eestis Toila kihistu erineva vanusega kihistikel.



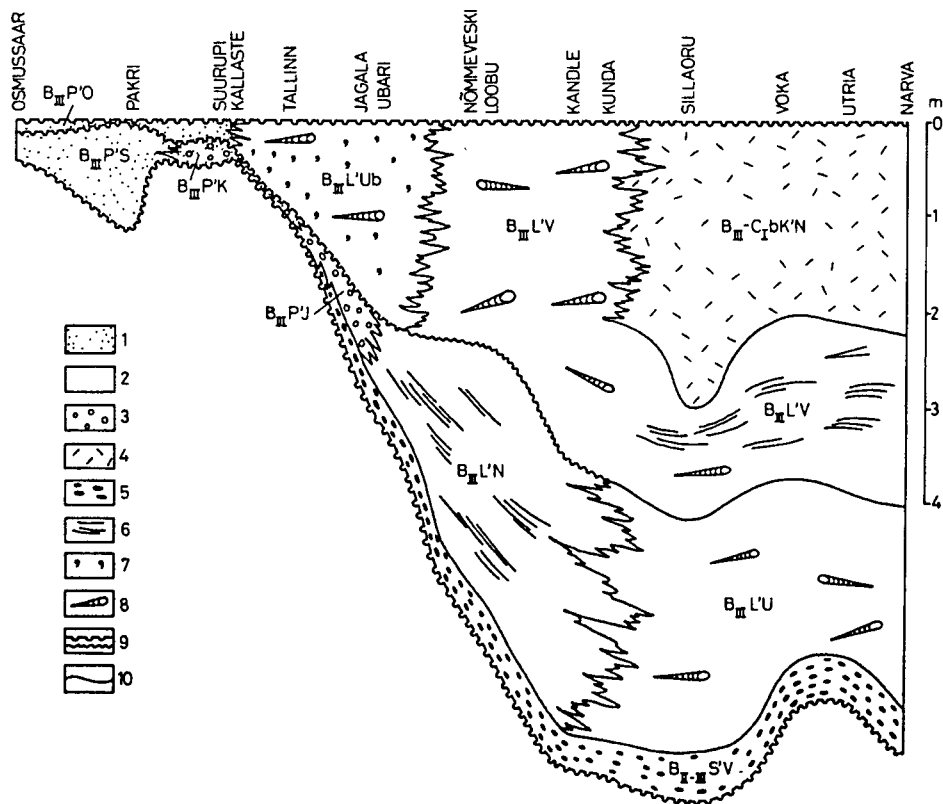
Joon. 44. Volhovi ja Kunda lademe piir Aseri paljandis (K. Orviku järgi). 1 – tumehall paljude raudooididega lubjakivi (B_{II-III}S^V), 2 – savikas raudooididega lubjakivi lamamist pärinevate ooidlubjakivi munakatega (B_{II-III}S^V), 3 – ebakorrapärase raudooididega lubjakivi (B_{II-III}S^P), 4 – glaukoniitlubjakivi (B_{I-II}T^{Ka}), lainjas joon – katkestuspind.

Nii on Osmussaarel Pakri kihistu lamamiks Saka kihistik, Väike-Pakril Tõlinõmme kihistik, Tallinna lähisel Lahepere kihistik ja ida pool juba Sillaoru kihistu Voka kihistik (joon. 41 ja 45). Pakri kihistu paksus on 0,1–4 m, suurenes loodesse ja kagusse.

Suurupi kihistik (B_{III}P^S) levib Osmussaare–Rannamõisa vahemikus, kus parimad paljandid asetsevad Väike-Pakri saare, Keila-Joa ja Suurupi pangal (viimase järgi sai kihistik oma nime) (joon. 36). Suurupi kihistik koosneb hallist kuni pruunikashallist, kohati muguljast lubiliivakivist. Pruunikas värvus tuleneb arvatavasti orgaanilisest ainest (kerogeenist). Kihistiku alumises osas esineb kohati rohkesti väikeseid fosfaatseid veeriseid.

Suurupi kihistiku paksus kõigub 0–2,1 m piires, suurenedes loode suunas (suurima paksusega on kihistik just Suurupi ümbruses).

Kallaste kihistiku (B_{III}P^K) levila kulgeb umbes 20 km laiuse kirde–edela-suunalise vööndina Paldiski poolsaare lõunaosast Iruni (joon. 45). Kihistik paljandub Kallaste pangal Rannamõisa lähedal (stratotüüp) ja Tallinnas Suhkrumäe pangal. Kallaste kihistik koosneb pruunikashallist liivakast lubjakivist, mille paksus ulatub vaid 10 sentimeetrini (mõnes piirkonnas neid kihte polegi). Lubjakivis on rohkesti lamami kivimitest pärinevaid veeriseid, mis alumise piiri lähedal kohati moodustavad 1–3 cm paksuse konglomeraadi. Veerised on hästi ümardunud ja fosfaatse koorikuga.



Joon. 45. Kunda lademe litostratigraafiline liigestus Põhja-Eestis (K. Orviku järgi). 1 – lubiliivakivi ja liivakas lubjakivi, 2–7 – lubjakivi (3 – fosfaatsete veeristega, 4 – ebakorrapärase raudooididega, 5 – suurte korrapärase raudooididega, 6 – savikas, merglikihidega, 7 – glaukoniiditerakestega), 8 – nautilooidide fossiilid, 9 – katkestuspinnad, 10 – kihistike piir.

Jägala kihistik ($B_{III}P'J$) kujutab endast üleminekut Suurupi ja Kallaste liivakatelt setenditelt idapoolse Loobu kihistu Nõmmeveski kihistiku lubjakividele (joon. 45). Jägala kihistiku levila on väga piiratud. See haarab vaid umbes 10 km laiuse kirde–edela-suunalise riba Jägala jõe ümbruskonnas. Kõnealune kihistik paljandub Jägala jõe juures asetsevas vanas paemurrus jõe paremal kaldal (stratotüüp), kus tema paksus on 0,75 m. Jägala kihistik koosneb hallist kuni pruunikashallist, rohkete tasaste, kuid sügavasopiliste katkestuspindadega ja fosfaatsete veeristega lubjakivist.

Pakri kihistu ülemiseks osaks on levila loodeosas Osmussaare kihistik (B_{III}P'O). Selle kihistiku stratotüübiks on Osmussaare loodepank, kus tema paksus on üpris muutlik, kõikudes 0,05–0,25 m piires. Peale Osmussaare paljandub kihistik veel Pakri neemel ja Keila-Joal. Viimases paljandis moodustab Osmussaare kihistik joaastangu ülemise osa (joon. 36). Kihistik on esindatud halli kuni rohekashalli, rohkem või vähem liivaka õhukesekihilise mugullubjakiviga, milles on rida ebatasaseid katkestuspindu. Suurte soppidega, kuid tasane katkestuspind on ka kihistiku alumisel piiril.

Kihistiku paksus kõigub 0–0,25 m piires.

Iru ja Narva vahemikus on Valaste vöö kõige alumiseks osaks Voka kihistik, mis koos vanema Pada kihistikuga (vt. lk. 84). moodustab raudooididega lubjakividest koosneva Sillaoru kihistu (B_{II-III}S) (Мяннийль и Рыымусокс, 1982). Tema stratotüübiks on Purtse jõe vasak järsk kallas Sillaoru juures, Lügänupest põhja pool (tahvel XII, joon. 2).

Voka kihistik (B_{II-III}S'V), varem tuntud kui "alumine läätskiht" (Schmidt, 1897), sai nime paljandi järgi Voka pangal, kus kihistik paljandub terves paksuses (0,4 m). Voka kihistiku tundmaõppimiseks on häid paljandeid rohkesti – Jägala joa ja Nõmmeveski joa juures, Purtse jõe vasakul kaldajärsakul Napa kohal, Toila ja Voka pangal ning Narva linna kohal jõe ääres.

Kihistik koosneb hallist, rohkem või vähem savikast õhukesekihilisest, paljude suhteliselt suurte ja korrapärase kujuga pruunide raudooididega lubjakivist. Kõige savikam on kivim kihistu keskosas. Alumise piiri lähedal leidub kohati väikesi lamamist pärineva kivimi veeriseid, mida katab kollakaspruun rauaühendite koorik. Piir ise kujutab endast ebatasast kollakaspruuni impregnatsiooniga katkestuspinda (joon. 44).

Voka kihistiku paksus kõigub 0–0,6 m, suurenedes ida suunas.

Tallinnast ida pool vastab Kunda lademe põhilisele osale Loobu kihistu (B_{III}L). See on raudooidideta lubjakivide kompleks, mis Põhja-Eesti idapoolsel alal lasub Sillaoru ja Kandle kihistu ooidlubjakivide vahel. Nimi tuleneb Loobu jõest, mille kaldail kihistu paljandub Joaveski joa juures (Мяннийль и Рыымусокс, 1982).

Loobu kihistusse kuuluvad järgmised K. Orviku (Орвику, 1958, 1960) poolt väljaeraldatud kihistikud: Nõmmeveski ja Utria (kihistu alumises, Valaste vööle vastavas osas) ning Ubari ja Valgejõe (kihistu ülemises, Aluoja vööle vastavas osas) (joon. 45). Tervikuna vastab Loobu kihistu vanale "tõelisele Vaginatum-lubjakivile" (Schmidt, 1897).

Nõmmeveski kihistiku (B_{III}L'N) parimateks paljanditeks on pank Nõmmeveski joa lähedal Valgejõe paremal kaldal (stratotüüp), kus kihistik paljandub terves paksuses (2,15 m) ja Ubari pank.

Nõmmeveski kihistik koosneb üldiselt hallist, rohkem või vähem savikast õhukeste merglikihtidega lubjakivist. Tema paksus on levila keskosas 2–2,5 m. Lääne suunas asendub ta Pakri kihistu alumise osaga, ida suunas Utria kihistikuga (joon. 45).

Kunda ja Narva vahemikus moodustab Loobu kihistu alumise osa Utria kihistik (B_{III}L'U), mis on oma nime saanud samanimelise panga järgi. Kihistik paljandub peaaegu kogu Kirde-Eesti panga ulatuses ja jõgede kanjonites. Ta koosneb hallist paksukihilisest väheste väikeste glaukoniiditerakestega lubjakivist, mis avamuse idaosas on rohkem või vähem dolomiidistunud. Dolomiidistumine ilmneb Purtse jõest alates ja suureneb ida suunas. Samas suunas muutub kivim järk-järgult kirjuvärviliseks ja kavernoosseks. Utria kihistikus esineb silmatorkavalt rohkesti peajalgsete fossiile.

Osmussaare kihistik asendub ida ja kagu suunas Loobu kihistu Ubari kihistikuga (B_{III}L'Ub) (joon. 45). Viimane sai nime Ubari pangal asetseva paemurru järgi (Jägala-Joalt umbes 7 km kirde pool), kus kihistik paljandub terves paksuses (2,55 m).

Ubari kihistik koosneb hallist, väga peenete glaukoniiditerakestega paksukihilisest lubjakivist, mis sisaldab rohkesti kivistisi. Viimastest on kihipindadel arvukamad peajalgsete kojad. Ubari kihistiku paksus on 0,3–2,55 m, suurenedes ida suunas.

Ubarist ida pool, Valgejõe ümbruses, asendub Ubari kihistik omakorda Valgejõe kihistikuga (B_{III}L'V) (joon. 45). Viimase stratotüübiks on Valgejõe järsk parem kallas Nõmmeveski joa lähedal, kus kihistik paljandub terves paksuses (2,4 m). Häid paljandeid leidub terve Kirde-Eesti panga ulatuses (tahvel XIV, joon. 2).

Valgejõe kihistik on esindatud halli, rohkem või vähem savika lubjakiviga. Eriti savikas on kihistiku keskmine osa. Kihistikus esineb rohkesti peajalgsete ja tigude kivistisi. Kirde-Eestis on Valgejõe lubjakivi dolomiidistunud ja seetõttu kirjuvärviline.

Ubari ja Kunda vahemikus on Valgejõe kihistiku paksus 2,5–4 m, suurenedes ida poole. Ida pool Kunda linna moodustab Valgejõe kihistik vaid Aluoja vöö alumise osa 1,4–1,9 m paksuses. kuna Aluoja vöö ülemiseks osaks on selles piirkonnas Kandle kihistusse kuuluv Napa kihistik (vt. lk. 92) (joon. 45).

Napa kihistiku (B_{III}-C_{1b}K'N) nimi tuleneb Napa veskest Purtse jõe kalda-järsaku lähedal, kus kihistik paljandub terves paksuses (3,15 m). Kihistiku paljandeid on terve Kirde-Eesti panga ulatuses kuni Narvani, eriti Saka, Aluoja ja Sõtke ümbruses.

Napa kihistik moodustab Kirde-Eestis Kunda lademe ülemise osa ja asendub Kundast lääne pool Valgejõe kihistikuga. Napa kihistik koosneb hallist, rohkem või vähem savikast lubjakivist, mis sisaldab väikeseid, enamasti ebakorrapärase kujuga pruunikaid raudooide. Viimaseid on kihistiku allosas rohkem, nad on siin suuremad ja ka korrapärasema kujuga. Kirde-Eestis on Napa kihistiku lubjakivi dolomiidistunud, millele kaasneb nõrk kirjuvärvilisus.

Napa kihistiku paksus kõigub 1,8–3,15 m piires, vähenedes levila lääne- ja idaosas.

Lõuna-Eestis on Kunda lade stratigraafiliselt veel väga vähe tuntud. Lade koosneb siin peamiselt punakaspruunist või kirjust muguljast merglikihtidega savikast lubjakivist ja tema paksus on 8–14 m (Мянциль, 1966).

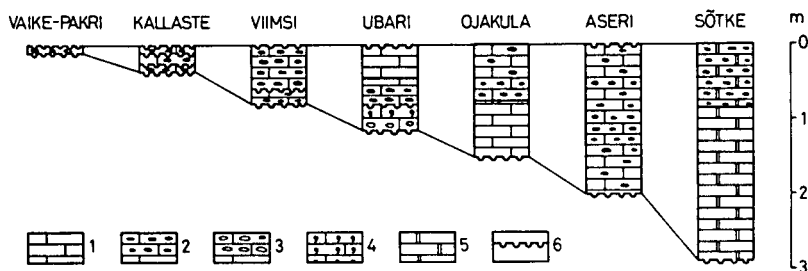
VIRU SEERIA

ASERI LADE (C_{1a})

Põhja-Eesti panga profiili ülemises osas paljanduv väikeste pruunikate raudooididega lubjakivi eraldati esmakordselt välja Fr. Schmidt (1881) poolt kui "ülemine läätskiht". H. Bekker (1922) nimetas selle kihi Aseri lademeks. Viimase esmane maht oli nüüdisaegsest mõnevõrra suurem, sest H. Bekker luges Aseri lademesse ka praegu Kandle kihistu Napa kihistikuna tuntud raudooididega lubjakivi (vt. lk. 90).

Aseri lademe stratotüübiks on vana, omaaegse tsemenditehase paemurd panga serval, umbes 2,5 km Aseri asulast loode pool, kus ta paljandub terves paksuses (2 m) (tahvel XV, joon. 1).

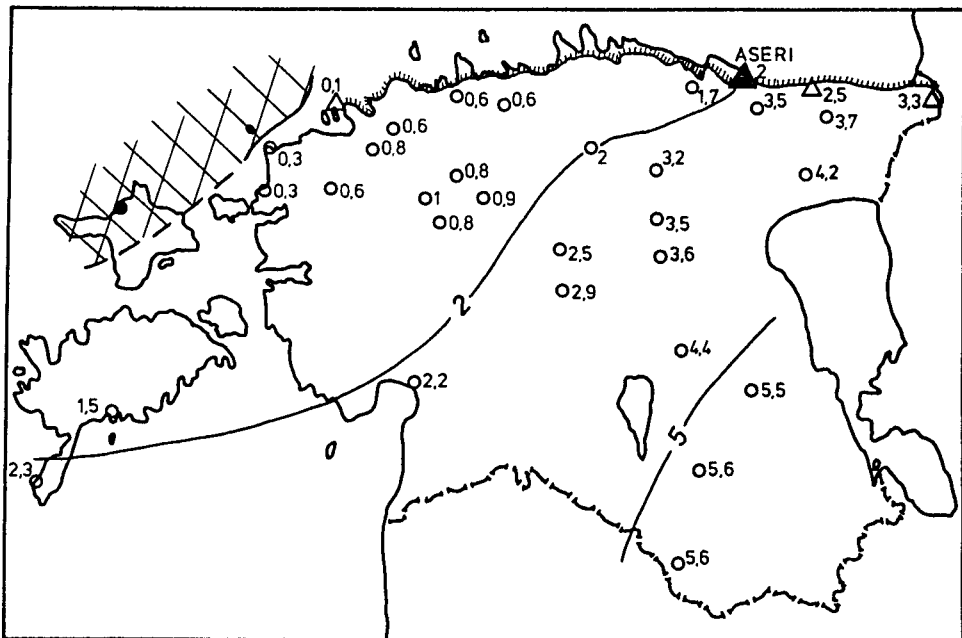
Lademe paljandeid on terve Põhja-Eesti panga ulatuses ja panka lõikavate jõgede kallastel (joon. 46; tahvel XIV, joon. 2; tahvel XV, joon. 2). Parimaks paljandiks on tänapäeval lademe stratotüüp. Aseri lademe levila ulatub peaaegu üle terve Eesti NSV territooriumi.



Joon. 46. Aseri lademe profiilid Põhja-Eesti pangalt. 1–5 – lubjakivi (2 – raudooididega, 3 – valgete ooididega, 4 – glaukoniiditerakestega, 5 – dolomiidistunud), 6 – katkestuspind.



Joon. 47. Kunda ja Aseri lademe piir Jägala paljandis (K. Orviku järgi). Piiril lil-lakashalli fosfaate impregnatsioonivööndiga sopiline katkestuspind, sellest kõrgemal rohkesti peeneid glaukoniiditerakesi.



Joon. 48. Aseri lademe levila ja paksus.

Aseri lademe alumise piirina käsitletakse hästi väljakujunenud ebatasast väikeste soppidega ja enamasti pruunikaskollase impregnatsioonivööndiga katkestuspinda, mis levib Põhja- ja Kesk-Eestis (joon. 47). Vahetult piiri tähistaval katkestuspinnal lasuvad lubjakivid sisaldavad rohkesti väikesteid korrapäraseid pruune raudooide. Kõnealune piir tähistab olulist muutust kivististe koosluses.

Aseri lademe paksus kõigub Põhja-Eestis 0,1–4,2 (?) m piires, Lõuna-Eestis aga 1,5–5,6 m piires (joon. 48).

Aseri lademe lito- ja biostratigraafia on veel halvasti tuntud. K. Orviku (1940 a) liigestas Aseri lademe Põhja-Eesti panga piirkonnas kolmeks kompleksiks, mida ta hiljem (Orviku, 1958) nimetas Sõtke, Martsa ja Ojaküla kihistikuks. Autor liigestas Aseri lademe Põhja-Eestis fossiilide koosluste erinevuste alusel kaheks vööks, millest alumine vastab Sõtke ja Martsa kihistikule, ülemine Ojaküla kihistikule (Ры́мусокс, 1970). Hiljem on esimesi koos käsitletud Kandle kihistu Malla kihistikuna, viimast sama kihistu Ojaküla kihistikuna (Мяннийль и Ры́мусокс, 1982).

Kandle kihistu (ВIII-C₁БК) haarab vanuseliselt väga erinevaid kihte – Kirde-Eestis kuulub tema koosseisu Napa kihistik Kunda lademe ülemisest osast,

kogu Põhja-Eestis aga Aseri lademele ja Lasnamäe lademe alumisele osale vastavad kihid Malla ning Ojaküla kihistiku näol. Kihistu nimi on ahtud vana Kandle paemurru järgi pangal umbes 12 km Kundast lääne pool.

Malla kihistik (B_{III}-C_{1b}K'M) moodustab Kirde-Eestis Aseri lademe alumise poole. Tema levila ulatub läänes vähemalt Jägala jõeni. Kihistik nimetati Malla panga järgi, kus Kongla lähedal, umbes 8 km Kundast ida pool, asetses vana paemurd.

Avamuse lääneosas koosneb Malla kihistik hallist kuni tumehallist paksukihilisest, väga peeneid glaukoniiditerakesi sisaldavast lubjakivist. Kihistiku alumistes kihtides esineb väkeseid pruune raudoode ja kohati ka valgeid oode. Avamuse keskosas, Kunda ja Sõtkes vahemikus, esinevad väkkesed, enamasti ebakorrapärase kujuga pruunid ooidid peamiselt kihistiku ülemises pooles. Kohati vahelduvad kihistiku profiilis ooididega kihid ooidideta kihtidega. Avamuse idaosas on kihistiku lubjakivid peaaegu ooidideta, dolomiidistunud ja kirjuvärvilised (lillakashallid, lillakaskollakad, punakad).

Malla kihistiku paksus on 0–2,9 m, suurenedes ida ja kagu suunas.

Ojaküla kihistik (B_{III}-C_{1b}K'O) vastab Aseri lademe ülemisele osale ja Lasnamäe lademe kõige alumistele kihtidele. Teda nimetati vana paemurru järgi, mis asetseb 4 km Kundast edela pool. Tema levila haarab terve Põhja-Eesti. Levila läänepoolseimas osas on kihistiku lamamiskahvatavasti Kunda lade.

Kihistiku alumiseks piiriks võiks olla sopiline katkestuspind. See aga puudub kihistiku levila kirdepoolseimas piirkonnas ja siin on piiriks loetud suvalist taset, millest kõrgemal ilmuvad kihistikule iseloomuliku tunnuseks rohked raudooidid (lamavas Malla kihistikus oode pole).

Aseri lademe avamuse loodepoolseimas osas, Väike-Pakri saarel, koosneb Ojaküla kihistik hallist kuni pruunikashallist rohkem või vähem savikast arvukate valgete ja püritsete ooididega liivakast lubjakivist. Paldiski poolsaarelt alates esinevad kihistikus suured, korrapärase kujuga raudooidid. Kvartsiterakesi aga leidub kihistiku lubjakivides peaaegu Tallinna ümbruses. Kihistiku ülemistes kihtides raudooidide arvukus väheneb ja ilmuvad üksikud valged ooidid. Raudooidide mõõtmed on valdavalt 1–2 mm, nende kuju korrapäraselt ümar kuni ovaalne ja lapik. Ooidide ristlõikest nähtub, et nad on kontsentrilise ehitusega.

Avamuse idaosas muutuvad ooidid peenemaks, ühtlasi väheneb nende arvukus. Ka ooidide kuju pole enam korrapärane. Sõtke jõest ida pool on Ojaküla kihistiku lubjakivid kirjuvärvilised (roheakashallid, lillakashallid) ja dolomiidistunud.

Kihistiku Aseri lademesse jääva osa paksus kõigub 0,1–1,7 m piires, suurenedes kagu suunas.

Lõuna-Eestis koosneb Aseri lade punakaspruunist, peaaegu afaniitsest, rohkem või vähem savikast mugullubjakivist, mille paksus on 2,2–5,6 m (Мян-ниль, 1966).

Lasnamäe lademe väljaeraldajaks ja nimetajaks on K. Orviku (1927, 1940 a). Viimase paarikümne aasta vältel on Lasnamäe lademe mahtu korduvalt muudetud (Jaanusson, 1960a; Мянний, 1966, 1976: Рыымусокс, 1970).

Lasnamäe lademe stratotüübiks on omaaegne suur paemurd Tallinna kaguosas Lasnamäel, kus lade paljandus terves paksuses (tahvel XVI, joon. 1). Kahjuks on profiili alumine osa praegu vee all.

Lasnamäe lade paljandub terves paksuses suurtes Harku, Vao, Maardu ja Kunda—Aru lubjakivikarjäärides. Heaks looduslikuks paljandiks on Põhja-Eesti panga ülemine osa Osmussaarel, Pakri saartel ja Mandri-Eestis (tahvel XIV, joon. 1; tahvel XIII, joon. 2). Tallinnas paljandub Lasnamäe lade ka otse kesklinnas — Toompea pangasaare profiilis (tahvel XVI, joon. 2). Lademe avamus ulatub suhteliselt kitsa vööndina panga servast mõnevõrra lõuna poole. Nii moodustab Lasnamäe lade Põhja-Eesti loopealsete aluspõhja ülemise osa, paljandudes seal paljudes väikestes paemurdudes (joon. 3)¹. Lademe levila haarab terve Eesti NSV (joon. 49).

Lasnamäe lademe alumiseks piiriks on stratotüüpses alas katkestuspind väikeste raudoode sisaldava lubjakivi — Kandle kihistu Ojaküla kihistiku — ülemises osas. Nii algab Lasnamäe lade avamusel Osmussaarest Narvani kuni 45 cm paksuse ooidlubjakiviga. Viimase ülemise piiri lähedal esinevad valged ooidid. Need lubjakivid sisaldavad lamavatest, Aseri lademesse kuuluvatest ooidlubjakividest erinevaid, uusi fossiile, mis ongi piiri määramise aluseks (Jaanusson, 1945; Рыымусокс, 1970).

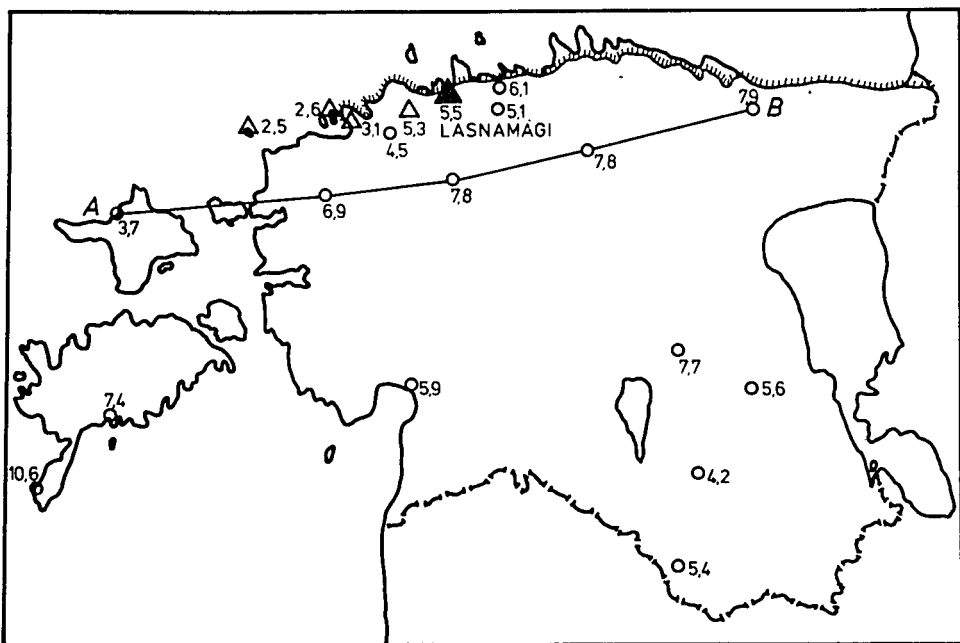
Avamusest lõuna pool puuritud puuraukudes on aga Lasnamäe lademe alumise piiri määramine praeguse materjali alusel veel raske. Tavaliselt on piiriks loetud ooidlubjakivide ülemist pinda (välja arvatud Kirde-Eesti puuraugud, vt. lk. 96).

Lõuna-Eestis on Lasnamäe lademe alumiseks piiriks kirjuväriline (vahelduvalt punakas ja hall) lubjakivi alumine pind — lamav punakaspruun lubjakivi kuulub Aseri lademesse (Мянний, 1966).

Kuivõrd Lasnamäe lademe piiride, eriti ülemise piiri (vt. lk. 97), kindlakstegemine puuraukudes pole litoloogilistel tunnustel enamasti võimalik, on ka andmeid lademe paksuse kohta vähe ja needki vajavad täpsustamist. Loode-Eesti paljandeis ja puuraukudes on Lasnamäe lademe paksus 2,5–6,1 m, Lõuna-Eestis 4,2–10,6 m (joon. 49).

Käesolevas raamatus käsitletud mahus haarab Lasnamäe lade kihte, mida autor varem tähistas lademe alumise vööna (Рыымусокс, 1970). Selles mahus on ladet litostratigraafiliselt liigestanud vaid K. Orviku (1940a), kes avamuse

¹ Lasnamäe lademe avamus on joonisel 3 näidatud koos Aseri ja Uhaku lademe avamusega.



Joon. 49. Lasnamäe lademe levila ja paksus (A–B läbilõik joon. 51).

lääneosas eritles (nooremast vanemani) kõva, paksukihulist lubjakivi, dolomiidistunud lubjakivi, savikat, merglikihtidega lubjakivi ja ooidlubjakivi.

Esimest kolme kompleksi käsitletakse nüüd Vao kihistu (C_{Ib-cV}) kihistike-na (Мянний и Рымусокс, 1982). Ooidlubjakivi aga kuulub Kandle kihistu Ojaküla kihistikku (Kandle kihistu suurem osa on vanuselt Kunda ja Aseri ealine; vrd. lk. 90; 92). Savikas, merglikihtidega lubjakivi moodustab Rebala kihistiku, dolomiidistunud lubjakivi Pae kihistiku, kõva paksukihiline lubjakivi aga Kostivere kihistiku (vastab põhiliselt Uhaku lademele). Vao kihistu sai nime suure lubjakivikarjääri järgi, mis asetseb Narva maantee ääres, veidi Tallinnast ida pool. Tema paksus on stratotüüpses rajoonis umbes 9 m.

Ojaküla kihistiku ($B_{III-C_{IbK'O}}$) ooidlubjakivi levib tervel Lasnamäe lademe avamusel. Tema Lasnamäe lademesse kuuluv osa koosneb tume- kuni kollakashallist, rohkem või vähem savikast, merglikihtidega lubjakivist. Selle kompleksi alumises ja keskmises osas leidub arvukalt väikesi pruune korrapärase kujuga raudoide, ülemises osas aga esinevad väikesed korrapärase kujuga valged ooidid. Avamusel valdavad raudooidid, lõunapool on valgeid oide rohkem.

Kohati on kompleksi kivim dolomiidistunud, eriti ida pool Sõtke jõge. Dolomiidistumisele kaasneb siin kirjuvärvilisus (vahelduvalt hall, lillakashall ja lillakaspunane kivim). Levila loodepoolses osas leidub lubjakivides peeneid kvartsi-terakesi. Kompleksi piiridel, eriti alumisel piiril, esinevad limoniitse (?) impregnatsiooniga sopolised katkestuspinnad. Kirjeldatud alumise ooidlubjakivi paksus on tavaliselt 0,1–0,3 m. Mõnedes Ida-Eesti puuraukudes, nagu Enniksaare, Sadala, Vaivara, Iisaku, Nõva, Kärde jt. on aga ooidlubjakivi tunduvalt paksem kui avamusel – 0,8–5,7 m. See lubjakivi on rohkem või vähem dolomiidistunud ja sisaldab peeneid valgeid ooide ning raudooide (Рытымусокс, 1970). Mõnes profiilis vahelduvad ooididega kihid mitmel tasemel ooidideta kihtidega. Kõigis nimetatud Ida-Eesti puuraukudes esineva ooidlubjakivi vanusesuhted avamusel leviva Ojaküla kihistiku ooidlubjakiviga pole aga veel selged ja vajavad täpsustamist.

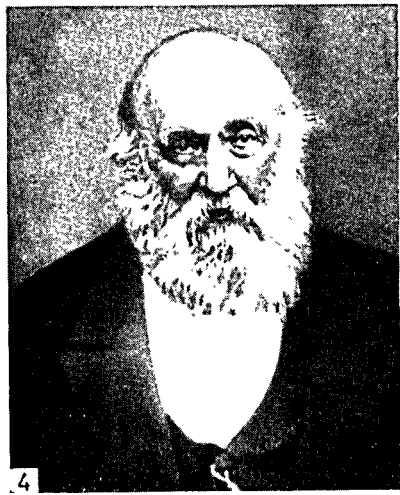
Rebala kihistik (C_{1b}-cV'R) lasub avamuse lääneosas Osmussaarest Tallinna ümbruseni ooidlubjakivil. Tema lasumiks on Pae kihistik. Kihistik nimetati vana paemurru järgi, mis asetseb lõuna pool Rebala küla, umbes 0,3 km Jõelähtme kalmistust põhja pool. Kihistik on nii pangal kui ka pangalähedastes paemurdudes suhteliselt hästi paljanduv. Kihistiku levila aga vajab täpsustamist.

Rebala kihistik koosneb hallist, rohkem või vähem savikast mergli kihtidega õhukesekihilisest lubjakivist. Kohati on kihistiku ülemine osa eriti savikas. Kihistiku paksus on 1,3–2,5 m, suurenedes ida suunas.

Pae kihistik (C_{1b}-cV'P) moodustab avamuse lääneosas leviva suhteliselt püsiva paksusega (0,3–0,5 m) iseloomuliku kompleksi. Tegemist on tume- kuni pruunikashalli rohkem või vähem dolomiidistunud kavernoosse paksukihilise lubjakiviga. Porsunult on selle kihistiku kivim kollakas või isegi kollakaspruun ja torkab seetõttu hästi silma vanade paekiviehitiste seintes. Kihistiku strato-tüübiks on Lasnamäe vana paemurru lõunaosa Pae tänava kohal.

Kostivere kihistiku (C_{1b}-cV'K) alumine pool moodustab (vähemalt avamuse lääneosas) Lasnamäe lademe kõige ülemise kompleksi. Osa sellest kihistikust aga kuulub vanuselt Uhaku lademesse (vt. lk. 97). Kostivere kihistiku Lasnamäe lademesse kuuluv osa on 0,9–2,8 m paksune, suurenedes ida suunas. Kihistik on esindatud valkjashalli tihke, kõva, valdavalt paksukihilise lubjakiviga. See lubjakivi on üheks Eesti paremaks ehituskiviks, mida Põhja-Eestis juba sajandeid on laialdaselt kasutatud. Kihistik nimetati samanimelise karstiala järgi Jõelähtme külast lõuna pool (tahvel XVII, joon. 1).

Lõuna-Eestis on Lasnamäe lademes võimalik eritleda all kirjuvärvilist (vahelduvalt hall ja punakas) savikat lubjakivi (2,1–3,7 m) ja ülal halli detritset rohkem või vähem savikat lubjakivi (2,1–2,9 m) (Мянний, 1966).



TAHVEL I

Joon. 1. Eduard Eichwald (1795—1876)

Joon. 2. Christian Pander (1794—1865)

Joon. 3. Gregor Helmersen (1803—1885)

Joon. 4. Friedrich Schmidt (1832—1908)



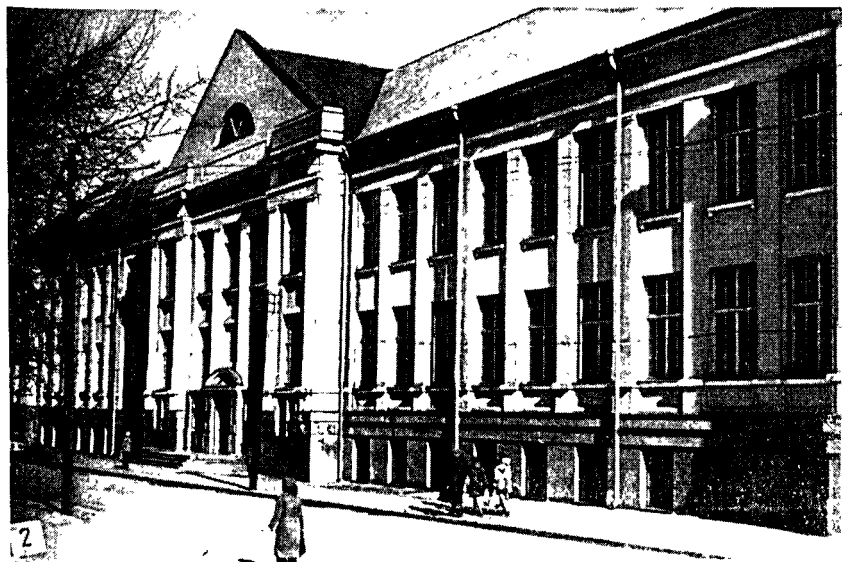
TAHVEL II

Joon. 1. Hendrik Bekker (1891—1925)

Joon. 2. Artur Luha (1892—1953)

Joon. 3. Armin Õpik (1898—1983)

Joon. 4. Karl Orviku (1903—1981)



TAHVEL III

Joon. 1. TRÜ peahoone lõunatiiva teisel korrusel (vasakul) asetsesid mineraloogia ja geoloogia kabinetid ning muuseum kuni 1919. aastani.

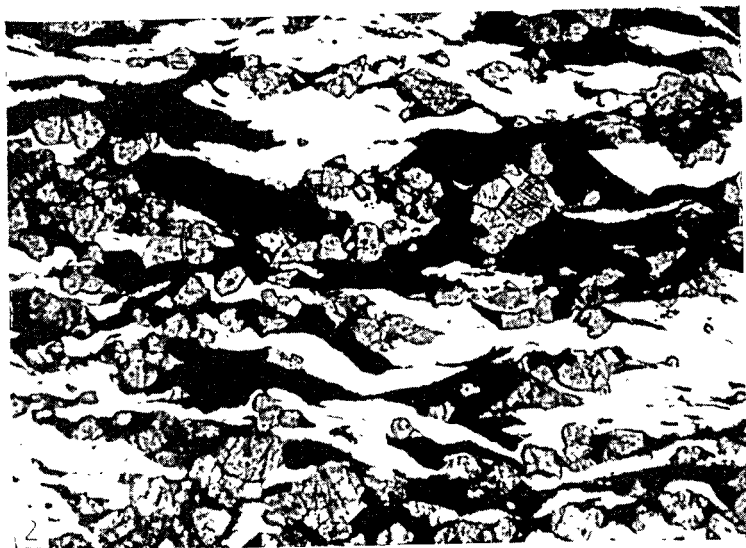
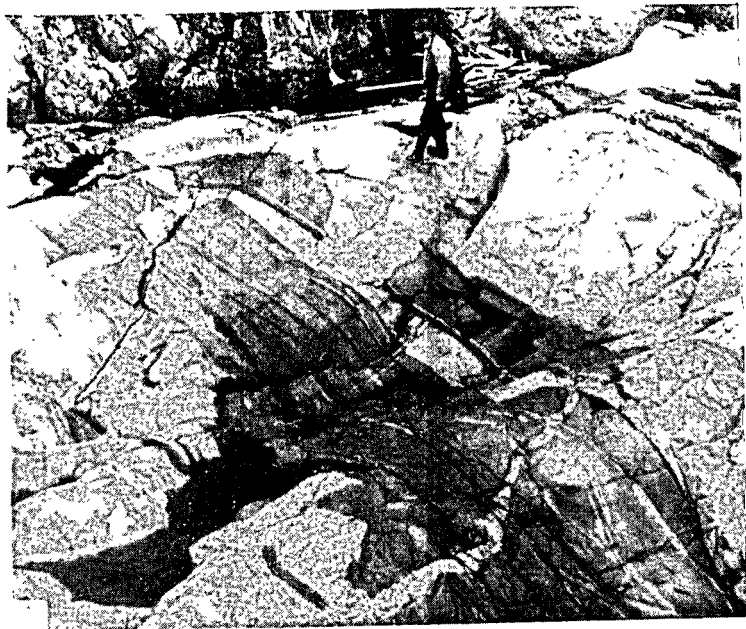
Joon. 2. TRÜ õppehoone (Vanemuise t. 46) esiplaanil oleva tiiva teisel korrusel on geoloogia kateedri ruumid ja muuseum 1919. aastast alates.



TAHVEL IV

Joon. 1. Eesti NSV TA hoone Tallinnas (Estonia pst. 7), kus asub Geoloogia Instituut (vasakul II ja III korrus).

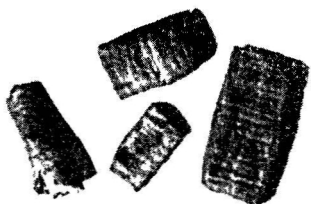
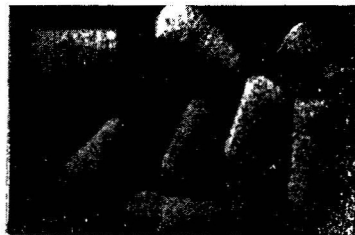
Joon. 2. Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse Keila Geoloogilise Ekspeditsiooni hoone (Piiri 5).



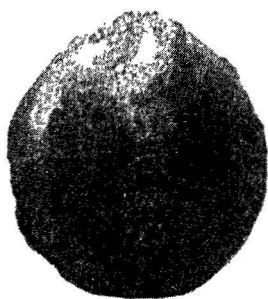
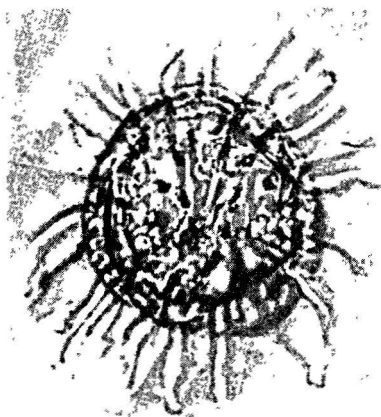
TAHVEL V

Joon. 1. Alamproterozoikumi migmatiseerunud gneisid Suursaare läänerannikul.
T. Kuuspalu foto.

Joon 2. Jõhvi magnetiitkvartsiidi õhik mikroskoobis. Must — magnetiit, valge —
kvarts, hallid terakesed — pürokseen. T. Kuuspalu foto.



1	2
5	3
6	4
	7



TAHVEL VI

- Joon. 1. Trilobiit *Schmidtiellus mickwitzi*. Lükati kihistu, Saviranna. $\times 1,6$.
 Joon. 2. Rida *Volborthella tenuis*'e eksemplare. Lükati kihistu, Laitse puur-
 auk. $\times 7$.
 Joon. 3. Foraminifeeri (?) *Platysolenites antiquissimus*'e fragmendid. Lontova
 kihistu, Valgu puurauk. $\times 9$.
 Joon. 4. *Aldanella kunda*. Lontova kihistu, Lontova. $\times 10$.
 Joon. 5. Habeloom (?) *Sabellidites cambriensis*. Lontova kihistu, Uhtna puur-
 auk. $\times 3$.
 Joon. 6. Brahhiopoodi *Mickwitzia monilifera* koda. Tiskre kihistu, Musta-
 metsa. $\times 2$.
 Joon. 7. Akritarhi *Baltisphaeridium* mikrofoto. Lontova kihistu, Palamuse puur-
 auk.



TAHVEL VII

Joon. 1. Lükati paljand Pirita jõe ääres. Profiili keskel Lükati ja Tiskre kihistu piir.

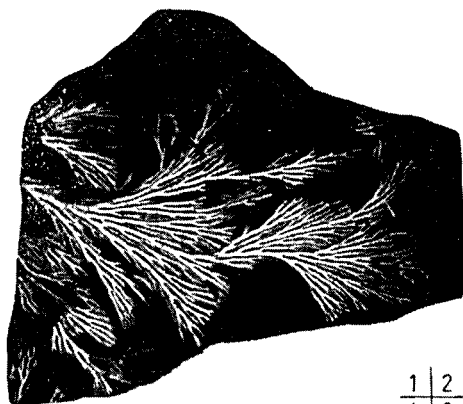
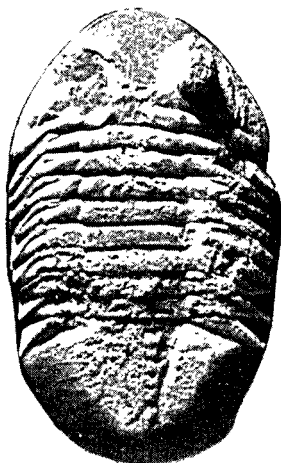
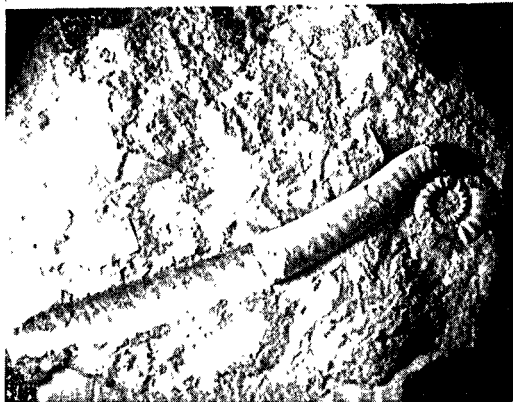
Joon. 2. Tiskre pank. Nool tähistab Tiskre kihistu ja Pakerordi lademe piiri.



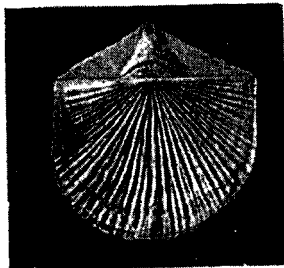
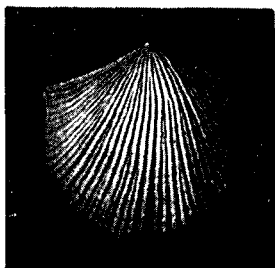
TAHVEL VIII

Joon. 1. Pakri neeme pank. All väikese astanguna Tiskre kihistu. Kõrgemal (profiili keskosani) Pakerordi lade, mille ülemise poole moodustab õhukesekihtiline argilliit. Viimase ja lubjakivide vahel Latorpi lademe glaukonitliivakivi (vrd. joon. 1).

Joon. 2. Rannamõisa pank. Paljandub Tiskre kihistu Rannamõisa kihistik.



1	2
4	3
5a	5b 6



TAHVEL IX

Joon. 1. Peajalgne *Lituites* sp. Lasnamäe lade. $\times 0,5$.

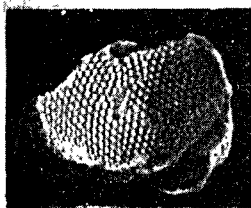
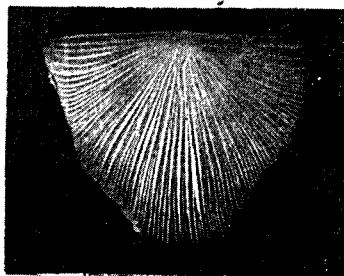
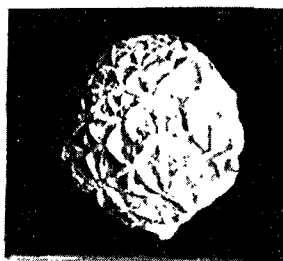
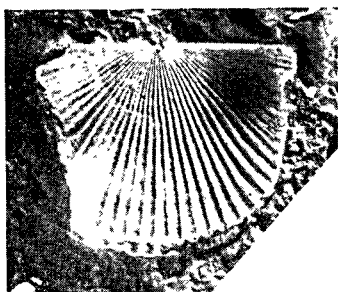
Joon. 2. Trilobiit *Neosaphus* sp. Aseri lade. $\times 0,9$.

Joon. 3. Trilobiidi *Chasmops inge* peakilp. Hirmuse kihistu, Oandu. $\times 2$.

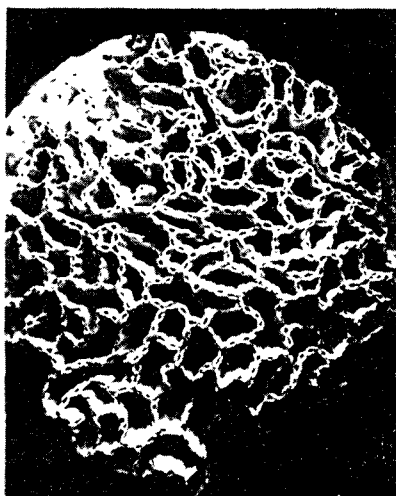
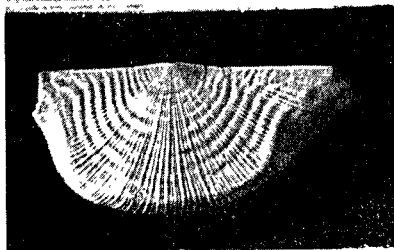
Joon. 4. Sammallooma *Pseudohornera bifida* koloonia. Kukuruse lade, Kohtla-Järve. $\times 0,5$.

Joon. 5. Brahhipoodi *Vellamo verneuili* koda (a — kõhtmiselt, b — selgmiselt), Nabala lade, Mäemetsa. $\times 1$.

Joon. 6. Tigu *Subulites amphora*. Jõhvi lade, Somp. $\times 1$.



1	5
2	6
3	7
4	



TAHVEL X

Joon. 1. Brahhiopoodi *Cyrtototella kuckersiana* selgmine poole. Kukuruse lade, Küttejõu. $\times 1$.

Joon. 2. Brahhiopoodi *Ilmarinia sinuata* kõhtmine poole. Pirgu lade, Ambla. $\times 1$.

Joon. 3. Vetika *Mastopora concava* koloonia fragment. Jõhvi lade, Alliku. $\times 1$.

Joon. 4. Brahhiopoodi *Leptaena* sp. n. kõhtmine poole. Vormsi lade, Kärslätt. $\times 1$.

Joon. 5. Tsüstiid *Heliocrinites balticus*. Uhaku lade, Lasnamägi. $\times 0,8$.

Joon. 6. Brahhiopoodi *Pseudostrophomena reclinis*'e kõhtmine poole. Rakvere lade, Kaarli. $\times 1$.

Joon. 7. Koralli *Catenipora tapaensis*'e koloonia. Pirgu lade. $\times 0,8$.



TAHVEL XI

Joon. 1. Pakri neeme panga profiil A. Ozerski joonise järgi aastast 1844.
 Joon. 2. Türisalu pank. Profiili alumise poole moodustab Tiskre kihistu hele liivakivi, keskel Pakerordi lademe Maardu kihistik. Kõrgemal (põõsast varjatuna) Türisalu kihistik ja Olandi seeria lubjakivid.



TAHVEL XII

Joon. 1. Joaastang Keila-Joal. Paljanduvad (all): Latorpi, Volhovi ja Kunda lade (vrd. joon. 36).

Joon. 2. Purtse jõe vasem kaldajärsak Sillaoru juures. Paljanduvad allosas Volhovi, kõrgemal Kunda lademe lubjakivid.



TAHVEL XIII

Joon. 1. Jägala juga. Joaastangu profiilis paljanduvad Latorpi, Volhovi ja Kunda lademe kihid.

Joon. 2. Väike-Pakri saare pank, kus paljandub profiil Volhovi lademest (all) kuni Uhaku lademeni (ülal). K. Orviku foto.



TAHVEL XIV

Joon. 1. Osmussaare pank. Profiili alumises pooles paljandub Lasnamäe, ülemises — Uhaku lade. K. Orviku foto.

Joon. 2. Ontika pank. Profiili ülemises osas paljandub Kunda ja Aseri lade.

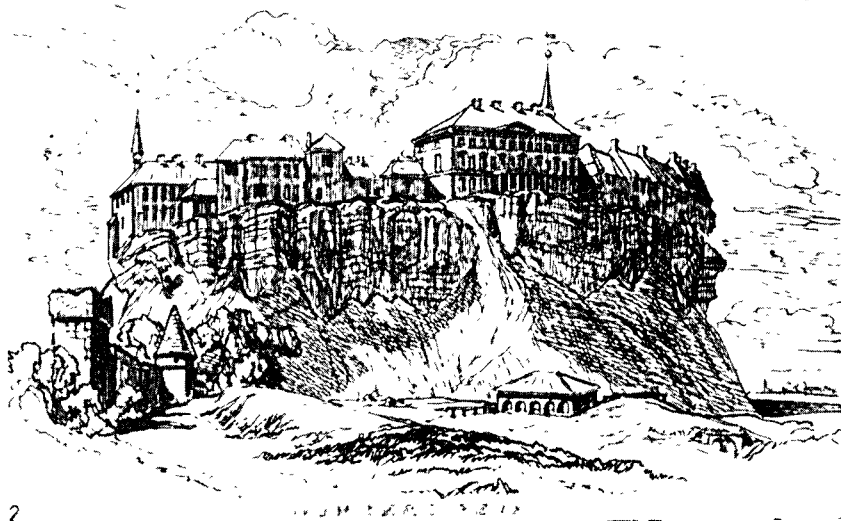


TAHVEL XV

Joon. 1. Aseri paemurd, samanimelise lademe stratotüüp. K. Orviku foto.
 Joon. 2. Kunda ja Aseri lademe piirikihtide paljand Purtse jõe ääres Lüganuse küla kohal. Aseri lademesse kuuluvad õhukesekihilised lubjakivid. Vasar Kunda ja Aseri lademe piiril.



1

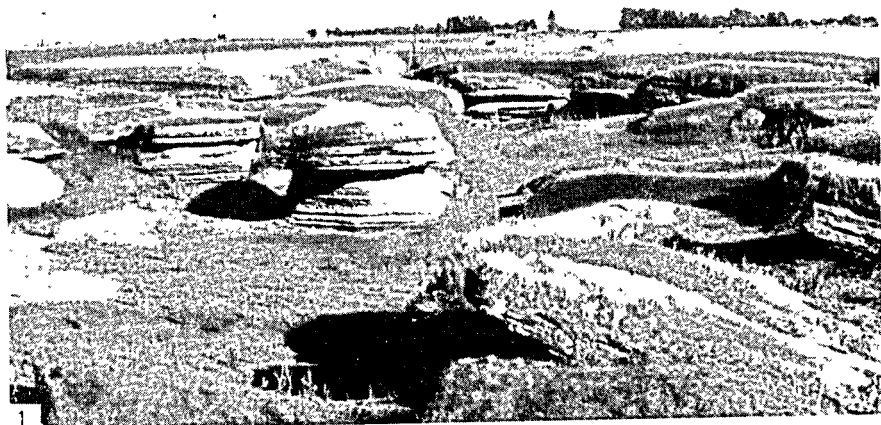


2

TAHVEL XVI

Joon. 1. Lasnamäe paemurru lõunaosa. Lasnamäe ja Uhaku lademe piir on üli-õpilaste kohale jäävas profiili osas.

Joon. 2. Toompea pangasaar E. Eastlake'i joonise järgi aastast 1841.



TAHVEL XVII

Joon. 1. Kostivere karstiaala — samanimelise kihistiku stratotüüp.

Joon. 2. Kadaka paemurru profiil. Paljanduvad Lasnamäe ja Uhaku lademe piirikihid.



TAHVEL XVIII

Joon. 1. Kõrgekalda kihistu savikate lubjakivide paljand Uhaku karstialas.
 Joon. 2. Kõrgekallas Purtse jõe ääres Lüganuse lähedal — parim Uhaku lademe
 paljand Kirde-Eestis.



1

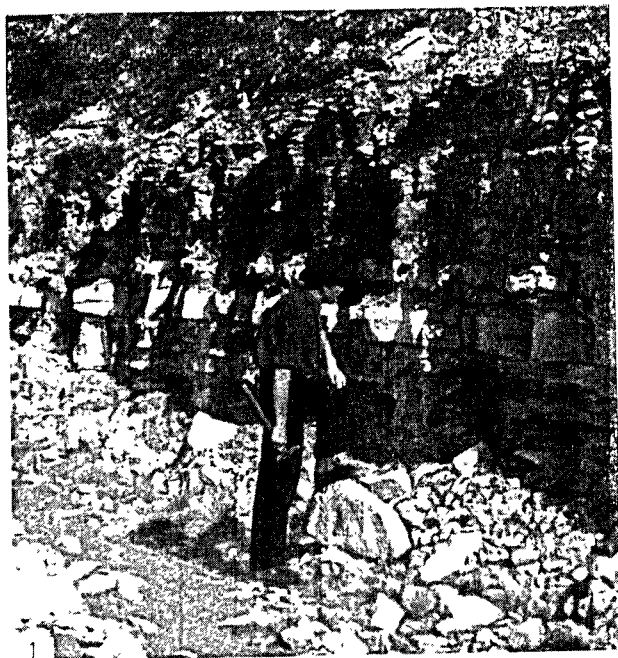


2

TAIIVEL XIX

Joon. 1. Kõrgekalda kihistu alumisel piiril oleva püüdistunud sopiliste katkestuspindade kompleksi ülemine osa Lasnamäe paemurru profiilist. K. Orviku foto.

Joon. 2. Vão kihistu hea ehituskivi Lügänuše paemurrust.



1



2

TAHVEL XX

Joon. 1. Tootusa põlevkivikihi profiil Küttejõu karjääris. Tumedad kihid — kukersiit, heledad — lubjakivi. Keskel nn. kahekordne paas.

Joon. 2. Kukuruse lademe ülemiste kihtide paljand Purtse jõe vasakul kaldal Savalas.



TAHVEL XXI

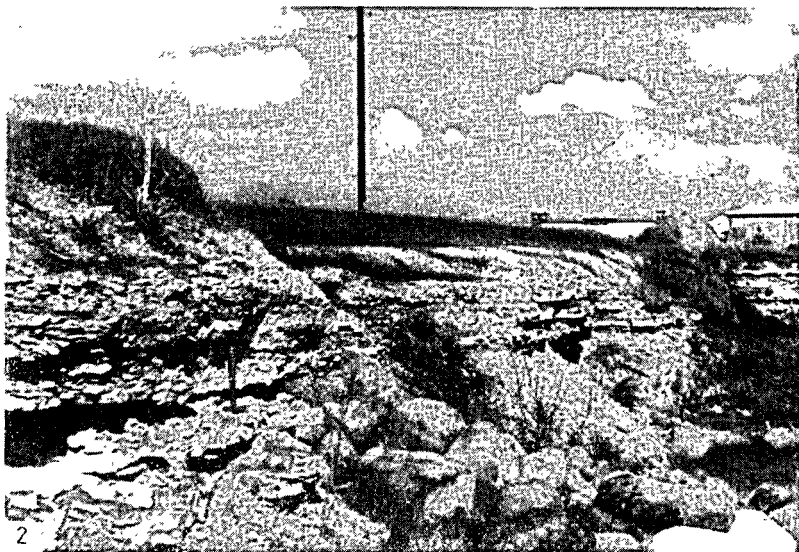
Joon. 1. Humala vöö stratotüüp, kus profiilis vahelduvad savikad, õhukesekihi-
lised lubjakivid ja õhukesed kukersiidikihid.

Joon. 2. Aluvere paemurd on parimaks Idavere lademe paljandiks. Idavere ja
Jõhvi lademe piir on mõõtelati ülemise otsa tasemel.



TAHVEL XXII

Joon. 1. Jõhvi lademe alumiste kihtide paljand Allikul Tallinna lähedal
 Joon. 2. Peetri kõviku põhjanõlv. Kaeves paljanduvad all Kukruse lademe ülemised kihid, valdavalt aga Kahula kihistu alumisele, Jõhvi lademele vastava poole savikad lubjakivid.



TAHVEL XXIII

Joon. 1. Ristna neeme rannik. Paljanduvad Kurtna kihistiku savikad õhukese-
kihilised lubjakivid. A. Õpiku foto.

Joon. 2. Kahula paemurd, samanimelise kihistu stratotüüp. Vasara kohal Jõhvi
ja Keila lademe piirimetabentoniit.



TAHVEL XXIV

Joon. 1. Sügav kaeve Pääsküla kõvikul — samanimelise kihistiku stratotüüp. Geoloogide pea tasemel Kurtina kihistiku alumise ja ülemise osa piiriks olev metabentoniidi kiht.

Joon. 2. Vasalemma uue lubjakivikarjääri põhjapoolses profiilis paljanduvad samanimelise kihistu alumise kihistiku savikad lubjakivid.



TAHVEL XXV

Joon. 1. Rakvere lademe stratotüüp Rägavere päemurd, milles paljandub Piilse kihistik.

Joon. 2. Piilse kihistiku afaniitse lubjakivi paljand Oandu jõe paremal kaldal. A. Öpiku foto.



TAHIVEL XXVI

Joon. 1. Nabala lademe lektostatotüüp Nõmmeküla paemurd. D. Kaljo foto.
 Joon. 2. Paekna kihistiku tüüppaljand Nõmmeküla lähedal.



TAHVEL XXVII

Joon. 1. Saunja kihistiku dolomiidistunud lubjakivi monoliidid Saunja (Mõnuste) paemurru põhjas.

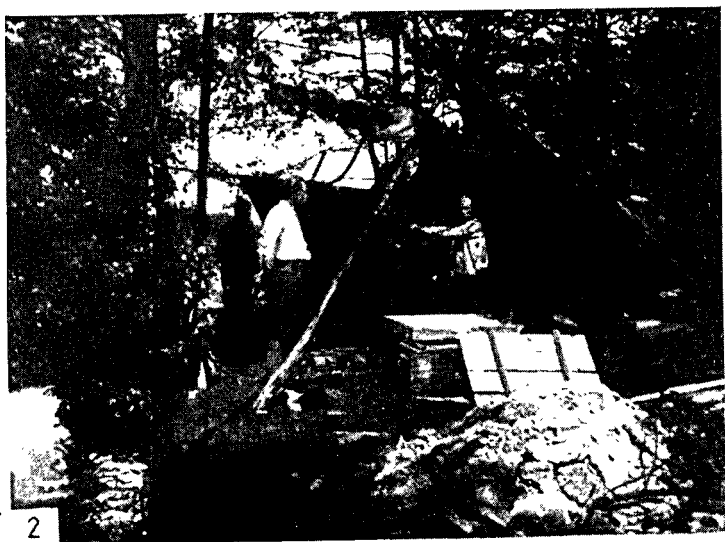
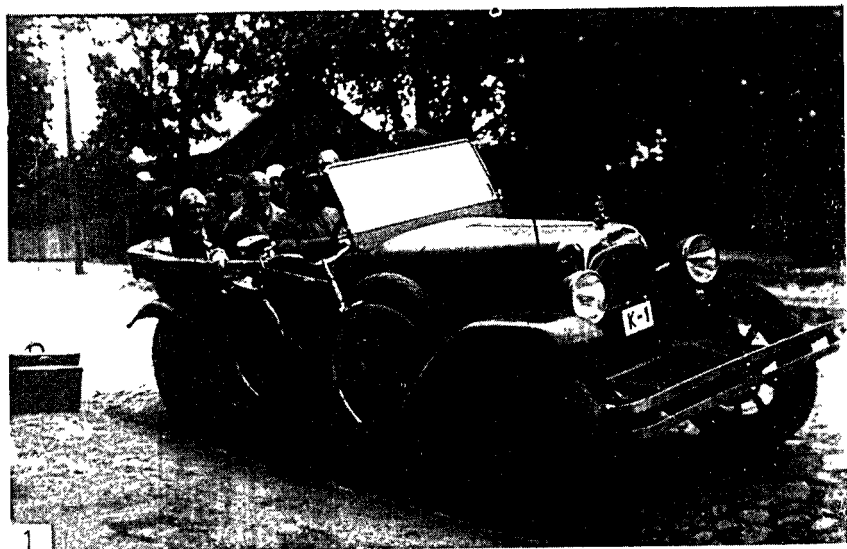
Joon. 2. Vormsi saare läänerannik Saxby kohal — Vormsi lademe stratotüüp.



TAHVEL XXVIII

Joon. 1. Kõrgessaare paemurd Hiiumaal.

Joon. 2. Põrgu lademe kõige alumised kihid Paluküla paemurrus. Kihtidel on tunduv kirdesuunaline kallakus.



TAHVEL XXIX

Joon. 1. A. Luha (auto tagaistmel) sõltmas Kuressaarest välitöödele. Tundmatu foto kahekümnendatest aastatest.

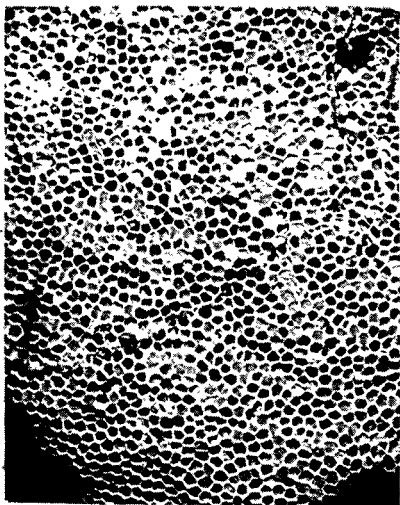
Joon. 2. Saaremaa esimeste puuraukude puurimine kahekümnendatel aastatel. Puur käitati käsitsi. Keskel mäeinsener J. Reinwald. A. Luha foto.



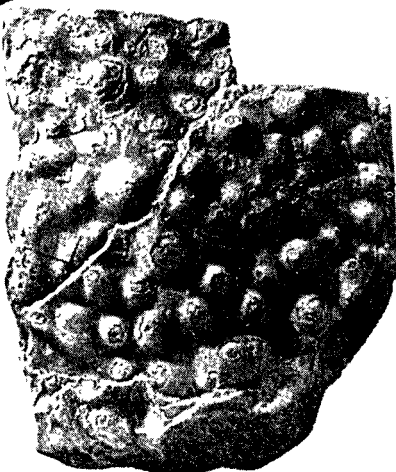
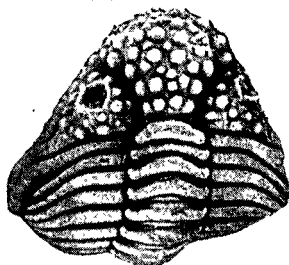
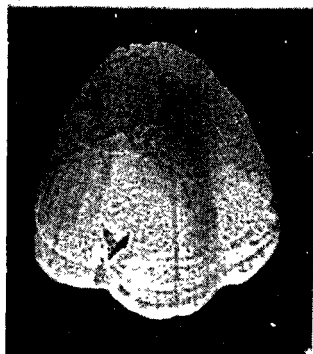
TAHVEL XXX

Joon. 1. Ameerika paleontoloog W. Patten (telgi ees) Himmiste-Kuigu paemurus kivististe kogumisel. Tundmatu foto.

Joon. 2. Varbola maalinna kaev — samanimelise kihistu tüüppaljand.



1	5
2	3
4a	4b 6



TAHVEL XXXI

Joon. 1. Brachhiopoodi *Atrypella prunum* kodade kogum. Kuressaare lade, Kingissepa. $\times 0,8$.

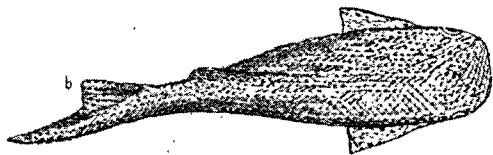
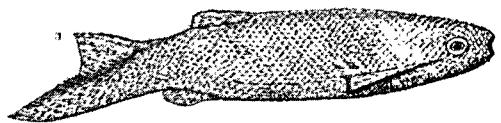
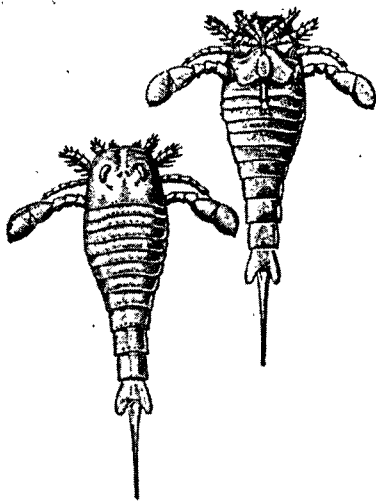
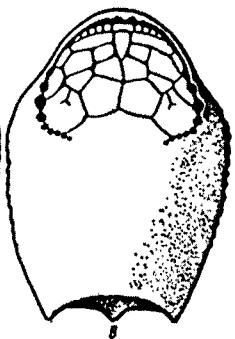
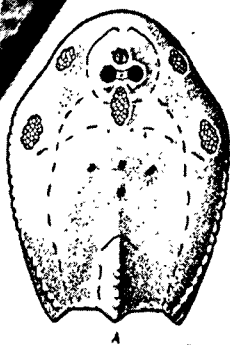
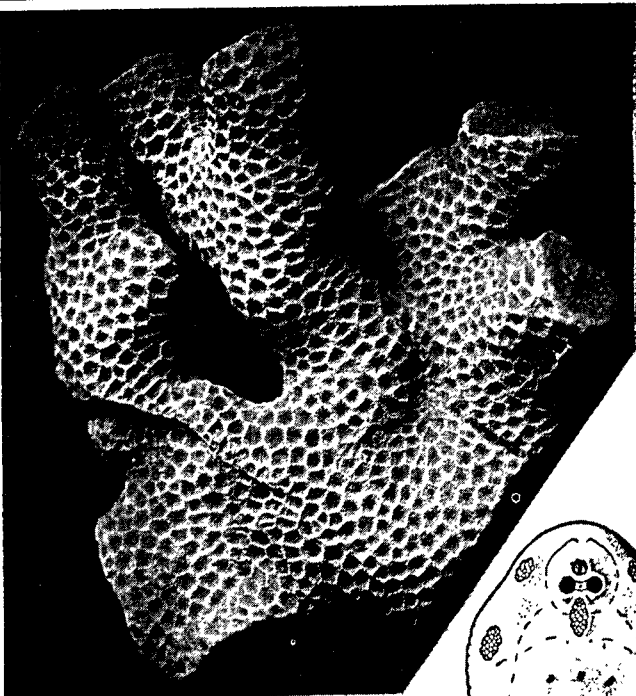
Joon. 2. Brachhiopoodi *Pentamerus oblongus* koda. Adavere lade, Vändra. $\times 0,8$.

Joon. 3. Trilobiidi *Calymene frontosa* peakilp. Adavere lade, Lätiküla. $\times 2$.

Joon. 4. Trilobiit *Encrinurus punctatus*. Jaani lade, Paramaja (4a — sabakilp, 4b — peakilp osa kerega). $\times 0,5$.

Joon. 5. Koralli *Favosites gothlandicus* koloonia osa. Raikküla lade, Mündi. $\times 0,5$.

Joon. 6. 'Stromatoporaadi *Clathrodictyon* koloonia osa. Tamsalu kihistu, Tamsalu. $\times 0,5$.



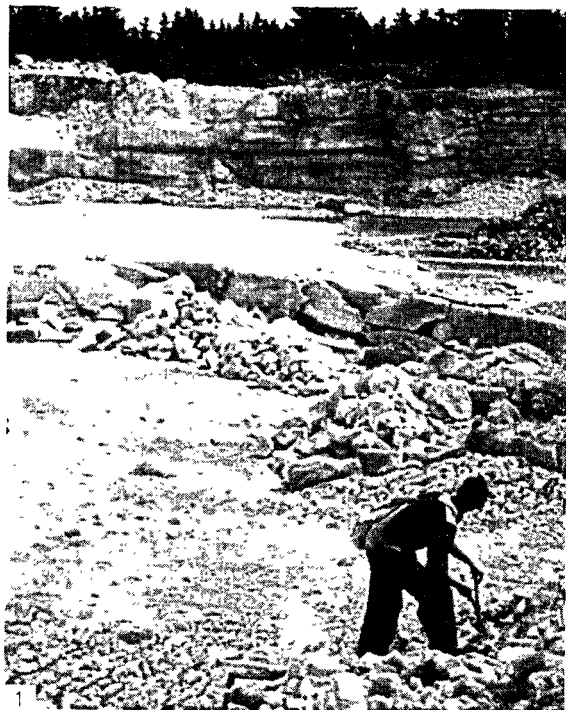
1	2
4	3

TAHVEL XXXII

Joon. 1. Koralli *Striatopora halli* koloonia. Silur, Gotland.

Joon. 2. Akantoodi *Climatius curvatus* uime tugjoga. Ohesaare lade, Ohesaare. $\times 1,5$

Joon. 3. Luukilbilise *Tremataspis schmidtii* pearindmiku kilp selgmiselt (A) ja kõhtmiselt (B). Paadla lade, Himmiste-Kuigu. $\times 0,7$.



TAHVEL XXXIII

Joon. 1. Tamsalu kihistu stratotüüp, milles paljandub Tammiku ja Karinu kihistik (viimane profiili ülaosas). A. Aaloe foto.

Joon. 2. Raikküla lademe tüüppaljandiks on Raikküla-Paka astang.

Joon. 4. Skorpionilaadne *Baltoeurypterus remipes tetragonophthalmus* selgmiselt ja kõhtmiselt. Rootsiküla lade, Viita. $\times 0,15$.

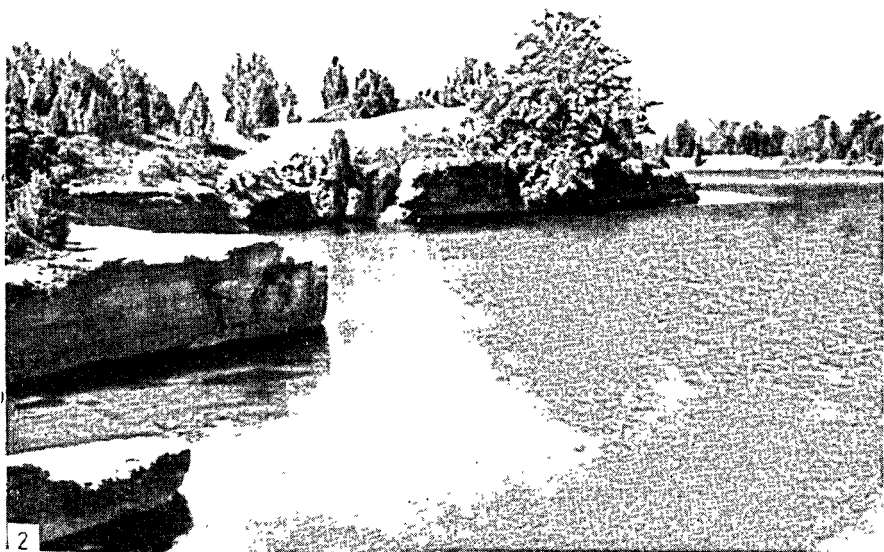
Joon. 5. Lõuatu *Phlebolepis elegans* külj- ja pealvaates. Paadla lade, Himmiste-Kuigu. Rekonstruktsioon W. Grossi järgi.



TAHVEL XXXIV

Joon. 1. Mündi karjäärist Paide lähedalt saab Kullamaa kihistust head ehituskivi.

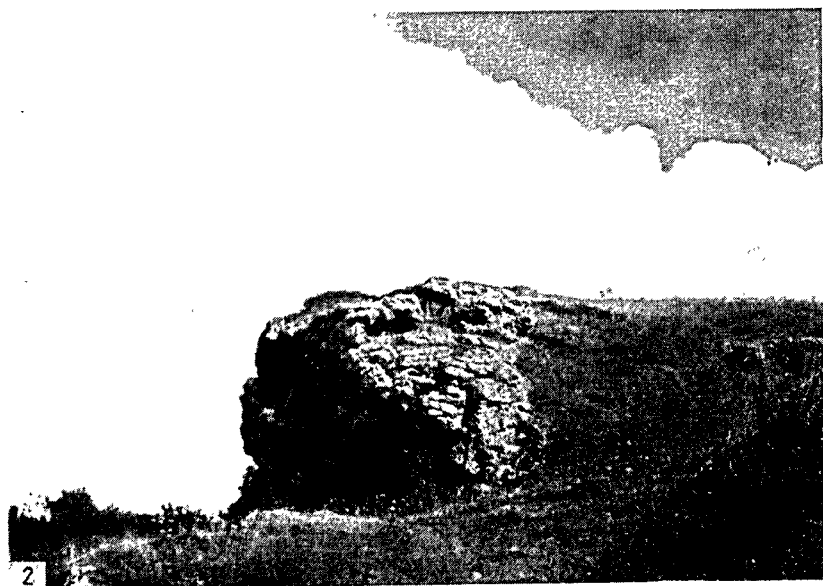
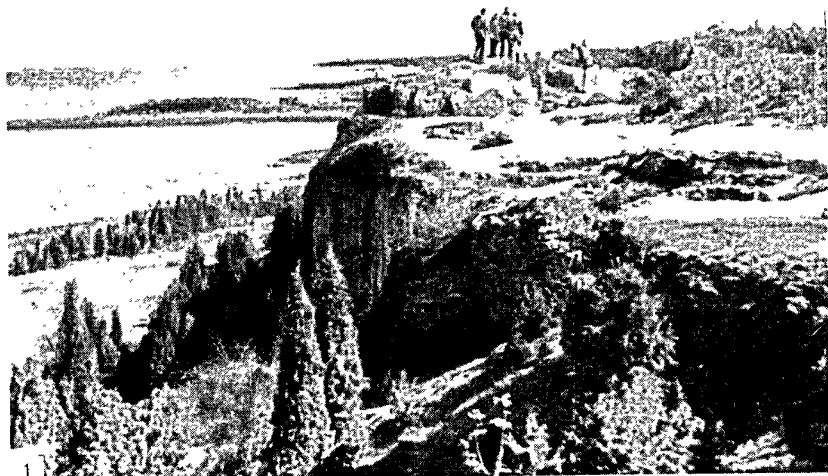
Joon. 2. Jaani lademe stratotüübiks on madal Paramaja pank.



TAHIVEL XXXV

Joon. 1. Saaremaa kõrgeim — Panga pank Profiili alumises ja keskmises osas paljandub Jaani, ülemises osas Jaagarahu lade (vrd. joon. 100).

Joon. 2. Jaagarahu paemurd Saaremaal (vrd. joon. 101).



TAHVEL XXXVI

Joon. 1. Üügu pangal Muhu põhjarannikul paljanduvad Jaagarahu lademe Vilsandi kihid.

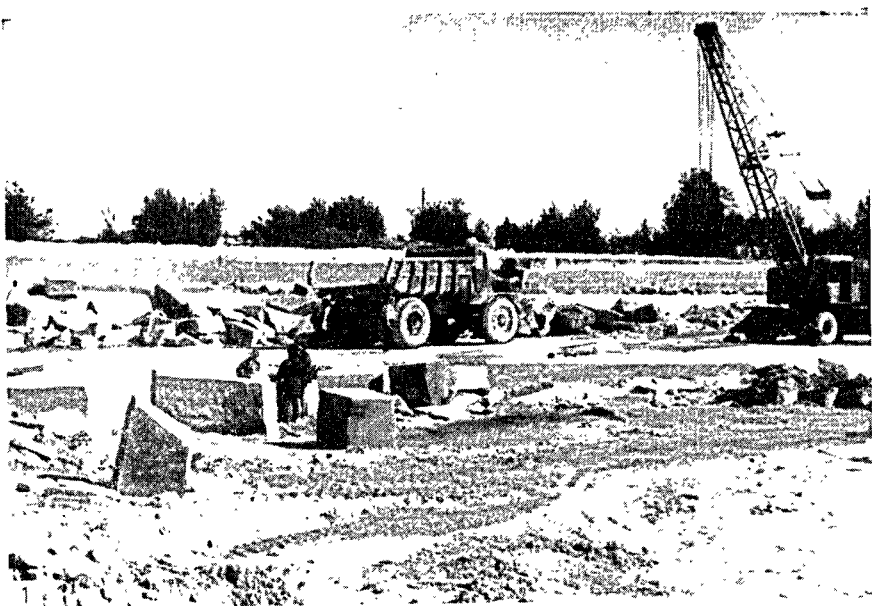
Joon. 2. Kirbla panga moodustavad Vilsandi kihtide suured biohermid. A. Aaloe foto.



TAHVEL XXXVII

Joon. 1 Soeginina pank Saaremaa looderannikul. Profili alumise poole moodustavad Vesiku, ülemise Soeginina kihid (vrd. joon. 107).

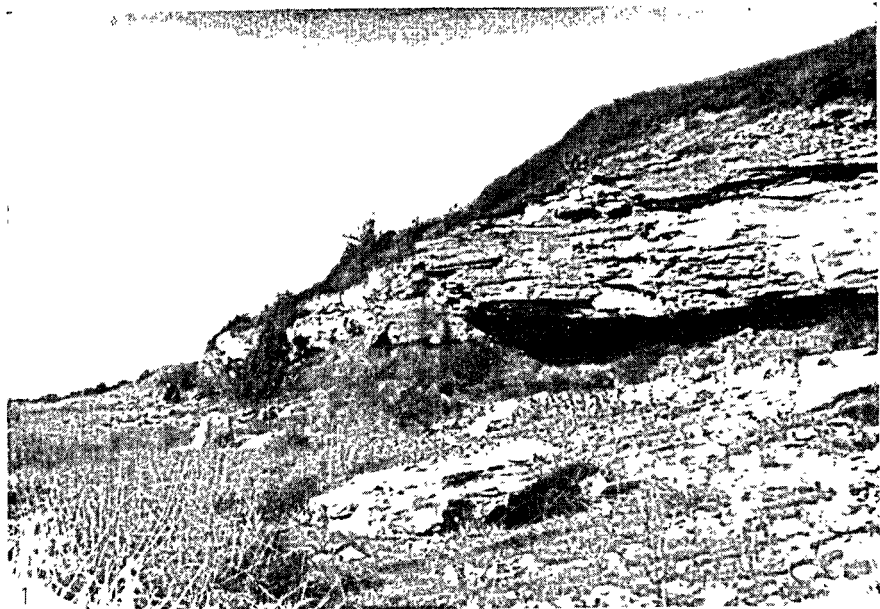
Joon. 2. Paadla lademe stratotüüp.



TAHVEL XXXVIII

Joon. 1. Kaarma kariäärast saadakse kuulsat Saaremaa «marmorit» — Sauvere kihtide dolomiiti.

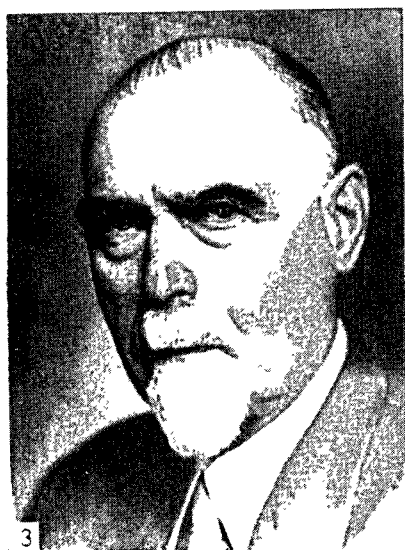
Joon. 2. Himmiste ja lasuvate Uduvere kihtide piir Himmiste-Kuigu paemurrus. Piiril vasar.



TAHVEL XXXIX

Joon. 1. Kaugatuma pank — samanimelise lademe stratotüüp.

Joon. 2. Eesti siluri noorimad kihid paljanduvad Ohesaare pangal Sõrves.



TAHVEL XL

Joon. 1. Constantin Grewingk (1819—1887)

Joon. 2. Walter Gross (1903—1974)

Joon. 3. Paul W. Thomson (1892—1957)

Joon. 4. Dmitri Vassiljevitiš Obrutšev (1900—1970)



S. Kutorga 63 aastat tagasi.

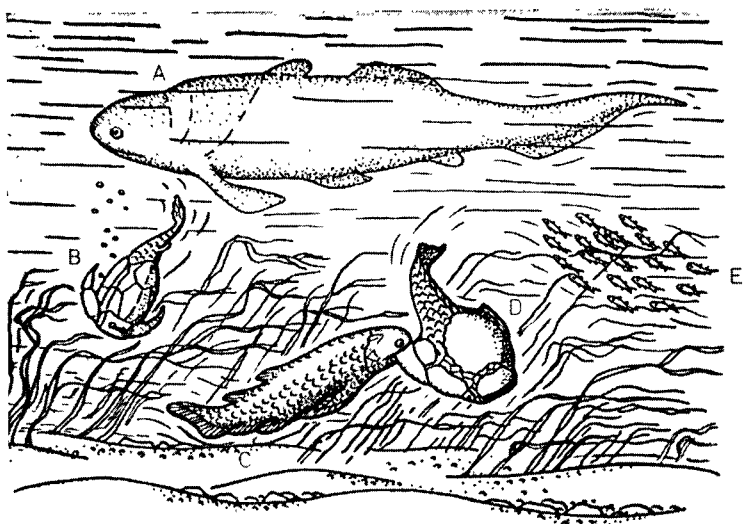


2

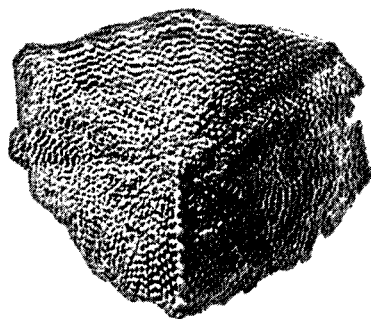
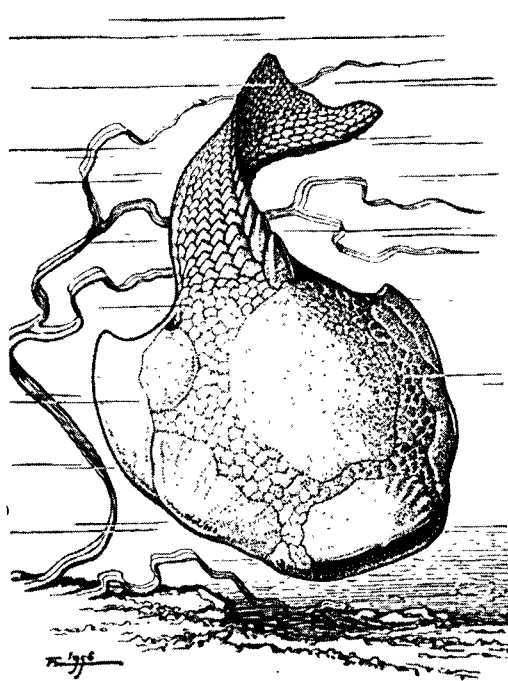
TAHVEL XLI

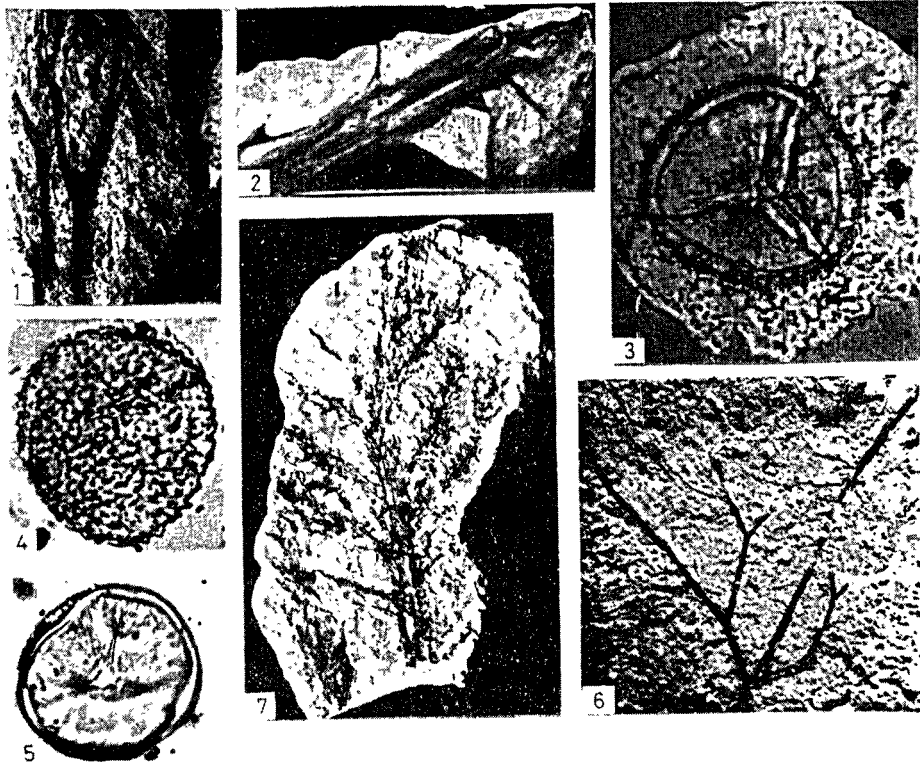
Joon. 1. Aruküla lademe paljand Tartus Jaama tänaval S. Kutorga joonise järgi aastast 1835.

Joon 2. Eesti ülemdevoni uurimise algus. II. Bekker (vasakult kolmas) 1923. a. üliõpilastega Irboskas (vasakult äärmised A. Öpik ja T. Lippmaa, paremalt äärmised ass. A. Luha ja K. Orviku). A. Luha foto.



1
2 3
4





TAHVEL XLIII

Joon. 1 ja 2 Psilofüütide fragmente. Pärnu lade. Tori. $\times 0,6$.

Joon. 3—5. Devoni taimede eoste mikrofotosid. Pärnu lade, Tori.

Joon. 6. Psilofüüdilaadne Gauja lademest Piusalt $\times 3$.

Joon. 7. Sõnajalalaadne Gauja lademest Petserist. $\times 0,7$. Kõik fotod P. W. Thomsoni (1940) järgi.

TAHVEL XLII

Joon. 1. Devoni lõuatuid ja kalu E. Mark-Kuriku järgi. A — *Heterostius*, B — *Asterolepis*, C — vihtuimne, D — *Psammolepis*, E — akantoodid.

Joon. 2. *Psammolepis venyukovi* rekonstruktsioon E. Mark-Kuriku järgi. Gauja kihistu.

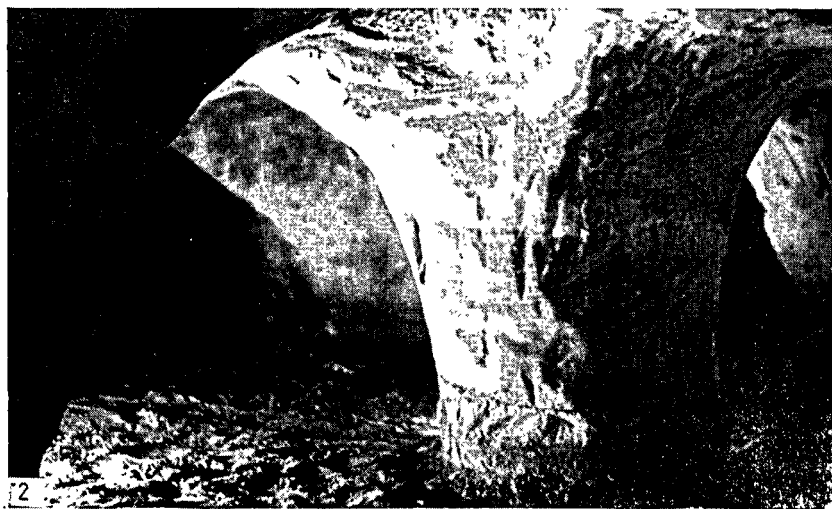
Joon. 3. *Actinolepis*'e soomus. Burtnieki lade $\times 0,5$.

Joon. 4. *Homostius*'e rüüplaat. Burtnieki lade. $\times 0,5$.



TAHIVEL XLIV

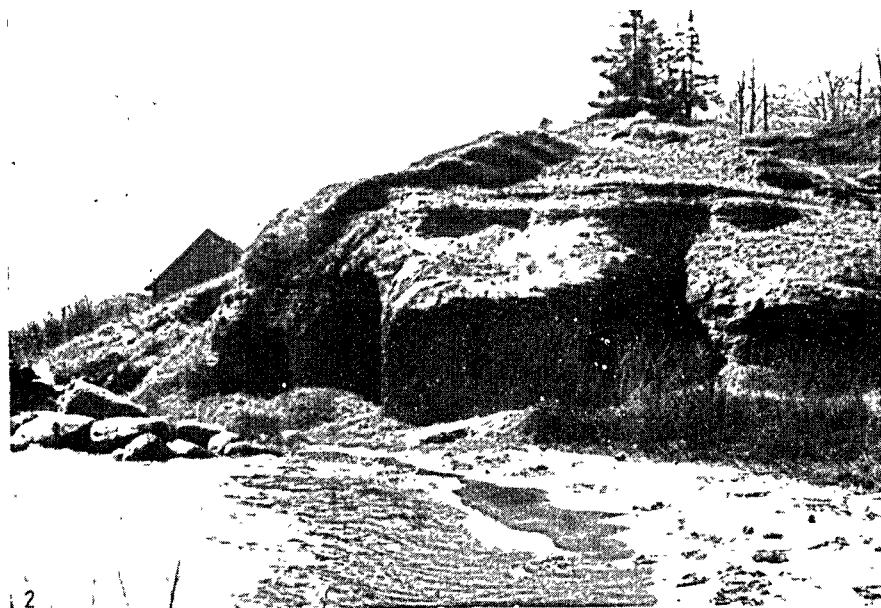
Joon. 1. Pärnu lademe stratotüüp Pärnu jõe vasakul kaldal Tori «põrgu» juures.
 Joon. 2. Narva lademe paljand Gorodenka oja kaldal, E. Mark-Kuriku foto.



TAHVEL XLV

Joon. 1 Virgmärgid Narva lademe liivakivi kihipinnal Vardja paljandis Halliste jõe ääres. K. Orviku foto.

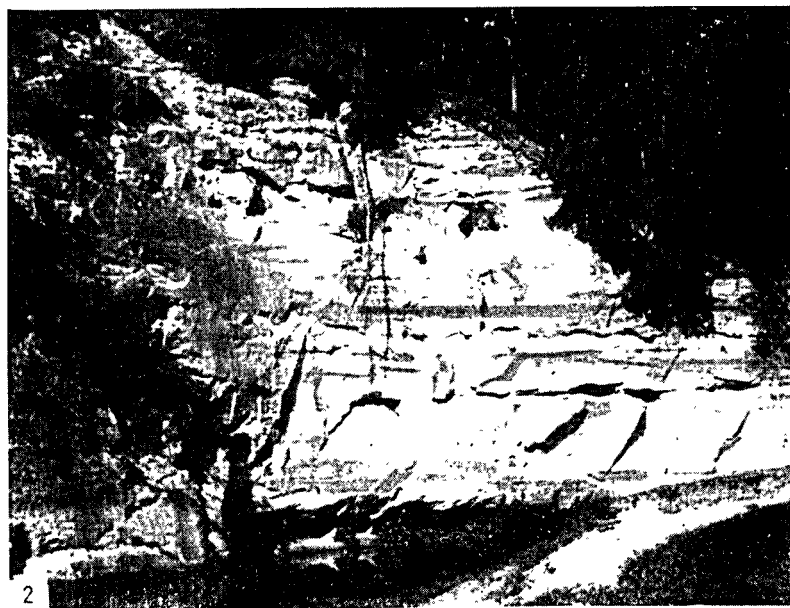
Joon. 2. Aruküla koobastik Tartu lähedal. Ü. Heinsalu ja E. Mark-Kuriku foto.



TAHVEL XLVI

Joon. 1. Aruküla lademe paljand Tartus Emajõe ürgoru põhjanõlval kalmistute kohal. H. Viidingu foto.

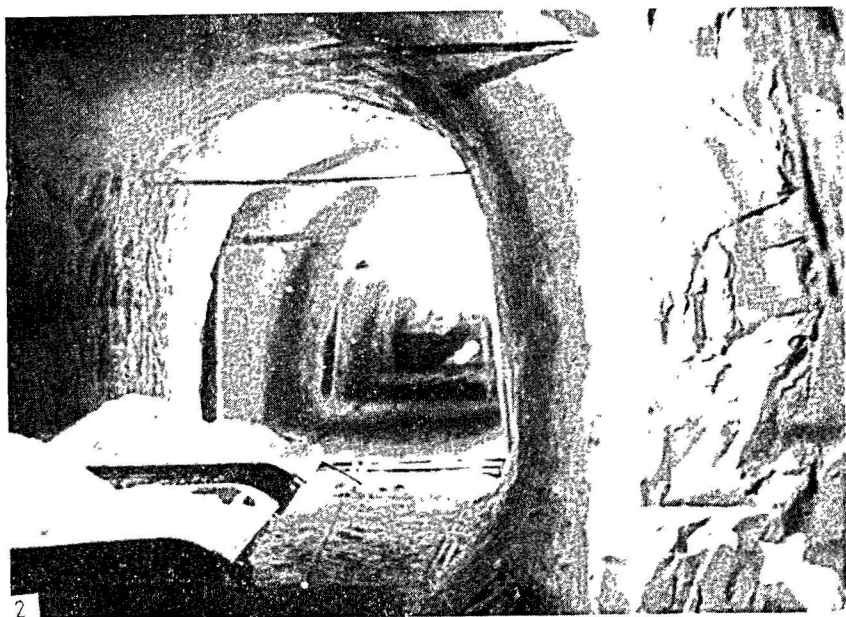
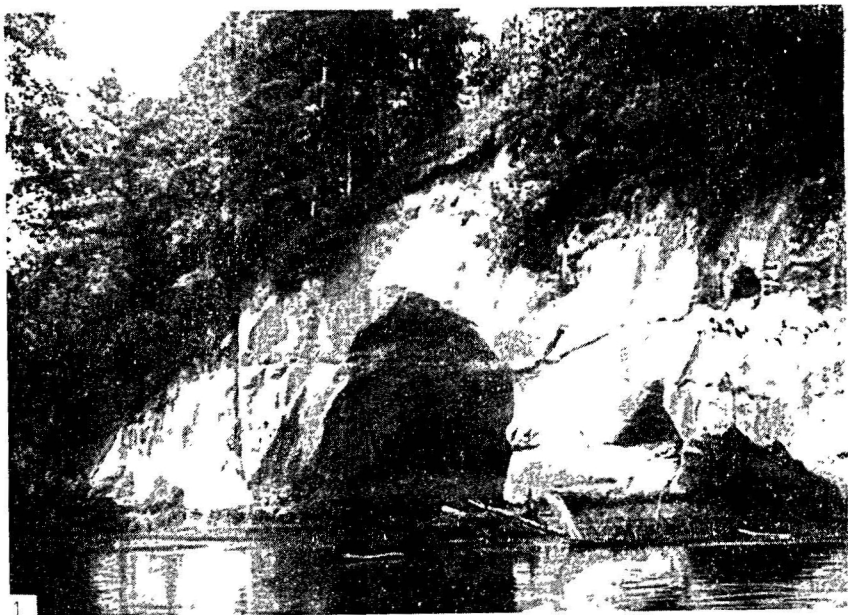
Joon. 2. Kallaste pank Peipsi järve läänerannikul, kus paljandub Aruküla lade.



TAHVEL XLVII

Joon. 1 Väike-Taevaskoda Ahja jõe ääres. Paljandub Burtnieki lade. E. Mark-Kuriku foto.

Joon. 2. Suur-Taevaskoda Ahja jõe ääres. Paljandub Burtnieki lade. E. Mark-Kuriku foto.



TAHIVEL XLVIII

Joon. 1. Üks paljudest Burtnieki lademe paljandeist Võhandu jõe ääres. E. Mark-Kuriku foto.

Joon. 2. Piusa klaasiliiva kaevandus. Kaevandatakse Gauja kihistu valget liivakivi. I. Kala foto.

Uhaku lademe põhjendajaks ja nime autoriks on K. Orviku (1927; vt. ka Õpik, 1937 a). Viimaste aastakümnete vältel on Uhaku lademe mahtu mitu korda muudetud (vt. Ры́мысокс, 1970). Kõige rohkem aga muutus Uhaku lademe alumise piiri tase R. Männili hiljutise ettepaneku tõttu (Мя́нниль, 1976). Sellele vastavalt käsitletakse ka käesolevas raamatus endist Lasnamäe lademe ülemist, Kadaka vööd nüüd Uhaku lademe alumise osana.

Uhaku lademe stratotüübiks on paljandite kompleks Purtse jõe vasakul kaldajärsakul Püssi ja Lüganuse vahel ning Uhaku karstialas. Stratotüübis paljandub Kõrgekalda kihistu enam kui 6 m paksuselt (tahvel XVIII, joon. 1, 2).

Uhaku lademe avamus algab Osmussaare ja Pakri saartega. Mandril kulgeb avamus Paldiskist üle Harku Lasnamäele. Edasi jätkub ta Põhja-Eesti panga servale paralleelse, suhteliselt kitsa vööndina. Rakverest idas avamus laieneb ja kaugeneb pangast lõuna poole (joon. 3)¹. Lademe levila haarab terve Eesti NSV (joon. 50).

Paljandeid on panga serval Osmussaarel, Väike-Pakri saarel ja Paldiskis (tahvel XIV, joon. 1; tahvel XIII, joon. 2). Tallinnas on headeks paljanditeks Kadaka ja Lasnamäe paemurd (tahvel XVI, joon. 1; tahvel XVII, joon. 2). Kirde-Eestis on parimateks paljanditeks Uhaku karstiala ja Purtse jõeäärsed järsakud.

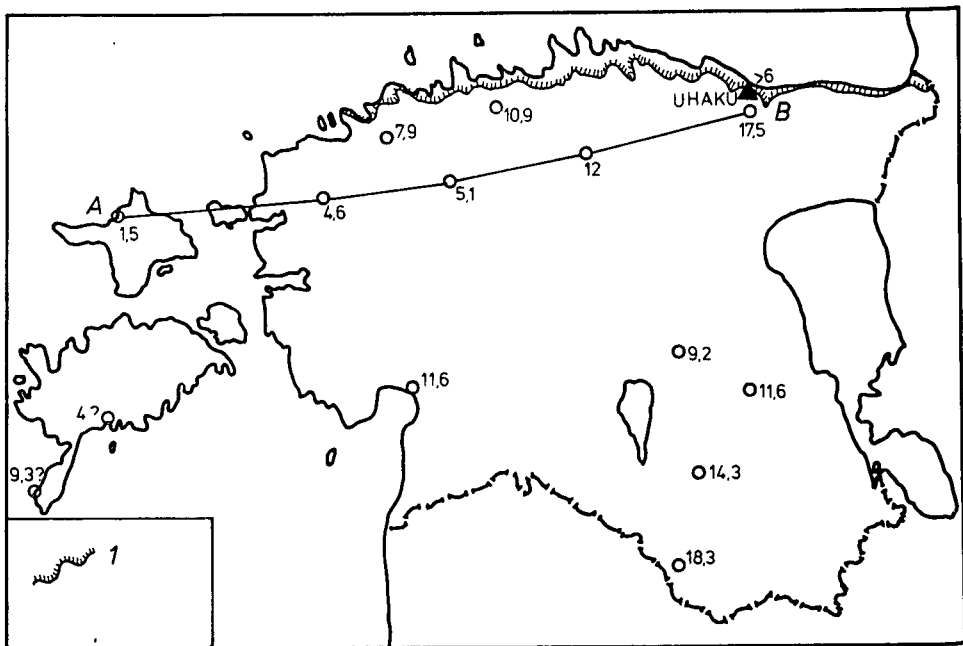
Uhaku lademe alumiseks piiriks loeme käesolevas raamatus tinglikult tugevat kahekordset püriidistunud sopilist katkestuspinda, mis levib Vao kihistu keskel Loo-de-Eestis. Uuemate andmete järgi tuleks aga selleks piiriks tegelikult lugeda graptoliidi *Gymnograptus linnarssoni* biotsooni alumist piiri, mis asetseb umbes 1,5 m märgitud kahekordsest katkestuspinnast madalamal, kus ta samuti ühtub kohati esineva katkestuspinnaga (Мя́нниль, 1976). Enamikus puurprofiilides pole aga vastavat taset seni veel kindlaks tehtud ja seetõttu ei saa anda andmeid ka Uhaku lademe kogupaksuse kohta tervel Eesti NSV alal.

Põhja-Eestis on Uhaku lademe paksus 7,9–17,5 m, Lõuna-Eestis ja Saaremaal 4 (?) – 18,3 m (joon. 50).

Uhaku lademel on liigestus kolmeks vööks, mida iseloomustavad erinevad fossiilide kooslused (Ры́мысокс, 1970; Мя́нниль, 1976). Samal ajal on need vööd ka litoloogiliselt üksteisest niivõrd erinevad, et neile vastavad erinevad kihistud. Uhaku lademe alumise osa moodustab Vao kihistu Kostivere kihistiku ülemine pool. Keskmine, kõige paksem osa kuulub Kõrgekalda kihistusse. Uhaku lademe ülemine kolmandik aga on Viivikonna kihistu alumiseks osaks. Selle kihistu põhiline osa kuulub Kukruse lademesse (vt. lk. 102).

Kostivere kihistik (C₁b-cV'K) on praegu piiritletav peamiselt Uhaku lademe avamusel ja selle lähedastes puuraukudes Loo-de-Eestis. Ta paljandub Osmussaare ja Pakri saarte pangas, Väana jõe ääres Vahikülas, Kadaka paemurrus,

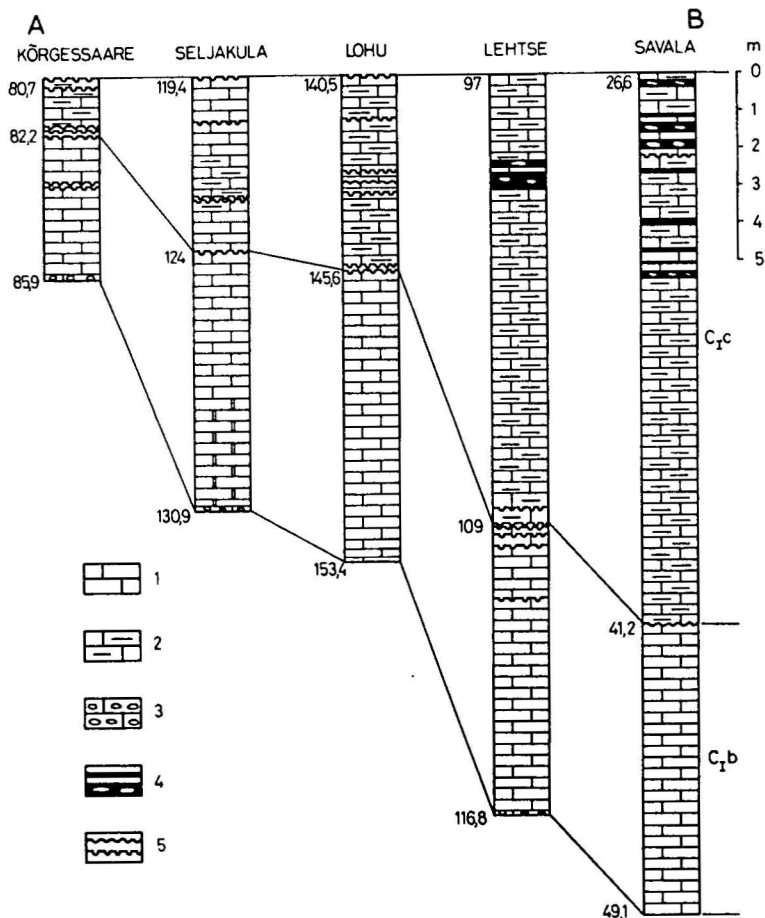
¹ Joonisel 3 on Uhaku lademe avamus näidatud Aseri ja Lasnamäe lademega koos.



Joon. 50. Uhaku lademe levila ja paksus (A–B läbilõik joon. 51) 1 – avamuse põhjapiir.

Harku, Lasnamäe ja Vao karjääris, Kostivere karstialal, Uhaku kanjonis ning Liiganuse paemurrus (tahvel XVI, joon. 1; tahvel XVII, joon. 2). Kihistiku Uhaku lademesse kuuluva osa paksus on 2,2–3,5 m (joon. 51). Litoloogiliselt on ta võrdlemisi ühtlane, koosnedes avamusel hallidest ja valkjashallidest kõvadest, valdavalt paksukihilistest lubjakividest (vt. ka lk. 96). Lubjakivides esinevad väikesed ebakorrapärased kollakad raudoksiidse (?) ainega täitunud käigud ja rida püriidistunud katkestuspindu (eriti avamuse lääneosas). Kostivere kihistiku kõva, suhteliselt vähesavikas lubjakivi on väga hea ehituskivi, mida Põhja-Eestis, eriti aga Tallinnas on juba sajandeid laialdaselt kasutatud (tahvel XIX, joon. 2). See kivim jaguneb tasase pinnaga kihtideks ja on välja-paistva ilmastikukindlusega. Nimetatud omaduste tõttu on varasematel aegadel nendest lubjakividest töödeldud ka trepiastmeid, kõnnitee kive ja isegi haupaate.

Kõrgekalda kihistu (C_1CK) moodustab Uhaku lademe keskmise, savika, ja kõige paksema osa, mis lasub Vao kihistu kõvade lubjakivide ning Viivikonna kihistu kukersiiti sisaldavate lubjakivide vahel (joon. 51). Kihistu nimetati



Joon. 51. Lasnamäe ja Uhaku lademe profiil (A–B läbilõik joon. 49 ja 50). 1–3 – lubjakivi (2 – savikas, 3 – valgete ooididega), 4 – kukersiidi kihid, 5 – katkestuspinnad.

kõrge profiiliga paljandi järgi Purtse jõe vasemal kaldal Lügänu asula edela-piiril (tahvel XVIII, joon. 2) (Мянний и Рыымусокс, 1982).

Kõrgekaldal kihistu levib üle kogu Põhja-Eesti ja paljandub Osmussaarel, Pakri saartel, Paldiskis, Lasnamäel, Väol ning Uhaku karstjalas ja Purtse jõe ääres.

Kihistu alumiseks piiriks on avamuse lääneosas kuue-seitsme sopilise püriidistunud katkestuspinnaga lubjakivikompleksi alumine katkestuspind (tah-

vel XIX, joon. 1). Kompleksi paksus on 0,1–0,6 m. Kirde-Eestis on piirikihtides kohati vaid üks katkestuspind. Kompleks ei erine litoloogiliselt lamami kivimist, tema lasumiks on aga Kõrgekalda kihistule iseloomulikud õhukese-kihilised savikad lubjakivid. Kõrgekalda kihistu paksus kõigub 1,5–10,5 m piires, suurenedes lõuna ja ida suunas.

Kihistut iseloomustavad rohkem või vähem savikad sinakas- kuni rohekas-hallid, paljude õhukeste mergli kihtidega muguljad õhukesekihilised lubjakivid. Eripärane on lubjakivide ja savikamate lubjakivide väikese paksusega komplekside rütmiline vaheldumine, mis hästi ilmneb avamuse idaosa paljandite profiilides (tahvel XVIII, joon. 1). Kihistu keskmises ja ülemises osas esineb lubjakivide vahesel määral kukersiiti ja üksikuid õhukesi savika kukersiidi kihte (joon. 51). Kukersiidisaldus annab kivimile kohati pruunika varjundi. Kukersiidi kihtide paksus on kuni 0,3 m. Lääne ning lõuna suunas nad suiduvad (joon. 51). Kukersiidi olemusel peatume hiljem veidi lähemalt (lk. 102).

Avamuse idaosas ja lõuna pool moodustab Uhaku lademe ülemise osa Viivikonna kihistu Erra kihistik ($C_{1c}-C_{11}V'E$). Viivikonna kihistu haarab suhteliselt paksude kukersiidi kihtidega vahelduvad lubjakivid kuni lasuva Kahula kihistu savikate lubjakivideni. Kihistu sai nime suure põlevkivikarjääri järgi, mis asetseb umbes 25 km Kohtla-Järvelt ida pool (Мяннийль и Рыымусокс, 1982). Karjääris paljandub kihistu ülejäänud, Kukruse lademesse kuuluv osa (vt. lk. 102).

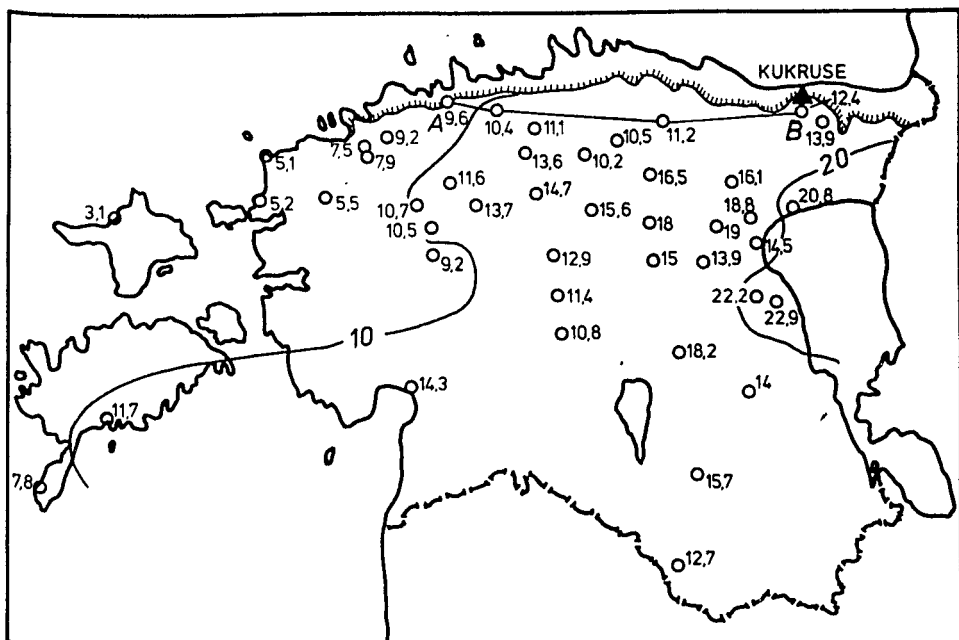
Erra kihistik (Мяннийль, 1966) on vähe paljandunud. Veel kuuekümnendail aastail oli kihistiku profiilidega võimalik tutvuda Ubjä ja Kukruse kaevanduses rajatud kraavides, Viivikonna karjääris ning Kiviõli–Erra kraavis (vt. Рыымусокс, 1970). Nüüd on kõik need paljandid kinni aetud või kinni kasvanud.

Erra kihistiku alumiseks piiriks on suhteliselt paksude kukersiidi kihtidega lasundi alumine piir (joon. 51). Kihistik koosneb valdavalt õhukesekihilistest rohekas-, sinakas- või kollakashallidest savikatest lubjakividest ja merglitest. Need vahelduvad kukersiidi ja pruunikashalli, kukersiiti sisaldava lubjakivi kihtidega. Kukersiidi kihid on kuni 0,6 m paksused, tavaliselt pruunika lubjakivi õhukeste läätsedega ja lääne ning lõuna suunas õhenevad. Kõige paksemad kukersiidi kihid esinevad Erra kihistiku alumises osas. Kukersiit on helepruuni värvusega ja karbonaatne. Kihistiku paksus on 0–6,4 m, suurenedes ida ja edela suunas. Levila haarab vaid Kesk- ja Kirde-Eesti.

Lõuna-Eestis on Uhaku ladet veel vähe tundma õpitud (Мяннийль, 1966).

KUKRUSE LADE (C_{11})

Tänapäeval Kukruse lademeks nimetatavaid kihte iseloomustas stratigraafiliselt esimesena Fr. Schmidt (1858, 1881). Tema on ka lademe nime autoriks. Kukruse lademe esimesed piiritlejad on aga H. Bekker (1923, 1924a) ja V. Jaanusson (1945).



Joon. 52. Kukruse lademe levila ja paksus (A–B läbilõik joon. 53).

Lademe stratotüübiks on Kukruse mõisa lähedal asetsenud sügav kraav, milles möödunud sajandi teisel poolel paljandus tootusa põlevkivikihi ülemine osa (kukersiidi kihid “D” – “H”) üle 3 m paksuses.

Kukruse lademe avamus algab Paldiski poolsaarelt, kulgeb Tallinna lõunaossa, siis edasi Valgejõe, Ubjasse, Kiviõlisse, Kohtla-Järvele ja Alutaguse aladele, kus ta kattub keskdevoni Narva lademega (joon. 3)¹. Lademe levila haarab terve Eesti NSV (joon. 52). Paljandid on koondunud peamiselt kahte piirkonda – Tallinnast lääne poole (Humala, Peetri) ja avamuse idaossa (Kiviõli–Narva jõe vahemik). Viimases rajoonis on rida vanu ning uusi põlevkivikarjääre (Küttejõu, Püssi, Kohtla-Nõmme, Sirgala, Viivikonna, Mustjõe) (tahvel XX, joon. 1).

Stratotüüpses alas on Kukruse lademe alumiseks piiriks tootusa põlevkivikihi alumine, “A” kihi lamav pind, mis kohati kujutab katkestuspinda. See piir tähistab olulist fossiilide koosluse muutust (Рымысов, 1957, 1970).

¹ Joonisel 3 on Kukruse lademe avamus näidatud Idavere ja Jõhvi lademe avamusega koos.

Levila loodepoolses osas ja Kesk-Eestis on lademe alumiseks piiriks katkestuspind, millest kõrgemal ilmuvad õhukesed kukersiidi kihid või pruunikad kukersiidisaldusega lubjakivid. Lõuna-Eesti puuraukudes loetakse Kukruse lademe alumiseks piiriks taset, millest kõrgemal ilmub kivimis jäme püridistunud detriit (Мяннийль, 1966).

Kukruse lademe paksus on 3,1–22,9 m, suurenedes ida suunas (joon. 52).

Kukruse ladet on liigestanud H. Bekker (1924a), A. Öpik (1930), V. Jaanusson (1945) ja autor (Рыымусокс, 1957, 1970). Viimaste järgi on lademel vööline kaksikliigestus. Peale selle on autor Kukruse lademele vastava kompleksi avamusel varem liigestanud Harku, Kiviõli, Humala ja Savala kihistikuks (Рыымусокс, 1957, 1959). See litostratigraafiline liigestus vajab aga veel täpsustamist.

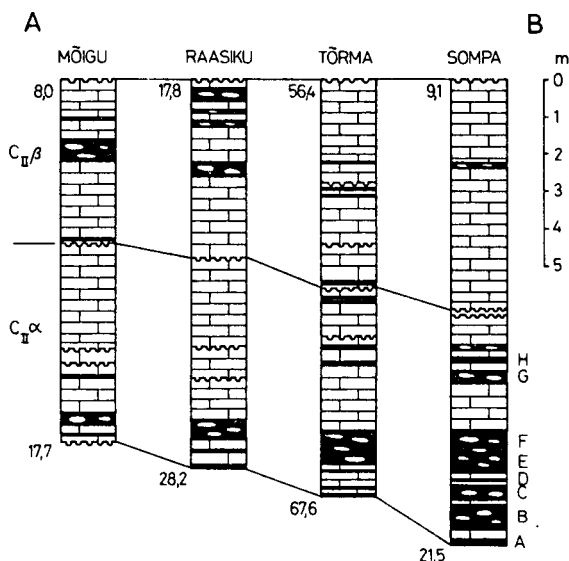
Nüüdisaegse litostratigraafilise liigestuse järgi vastab Põhja-Eestis Kukruse lademele Viivikonna kihistu ($C_{1c}-C_{11}V$) keskmine ja ülemine osa. Selle kihistu alumine osa (Erra kihistik) kuulub Uhaku lademesse (vt. lk. 100).

Kukruse lademe vöölise kaksikliigestuse aluseks avamusel on lademe alumine osa äärmiselt rikkalik ja mitmekesine fossiilide kooslus ning liigivaene ülemine osa. Eriti iseloomustavad lademe alumist vööd brahhiopood *Kullervo panderi* ja trilobiit *Paraceraurus aculeatus*. Käesolevas kirjutises liigestatakse Kukruse lade autori varasemate uurimuste eeskujul Kohtla ja Humala vööks. Olemasolevail andmeil saab neid vööid välja eraldada vaid avamusel ja selle lähedases vööndis Põhja-Eestis.

Kohtla vöö ($C_{11}\alpha$) moodustab avamusel ja selle lähedal Kukruse lademe alumise poole. Tema põhjendajaks ja nime autoriks on V. Jaanusson (1945). Nime valikul lähtuti vanadest Kohtla-Järve põlevkivikarjääridest, kus kolmekümnendail aastail paljandus terve tootus põlevkivikihind. Praegu on need karjäärid tasandatud – vöö stratotüüp seega hävinud.

Kohtla vöö paksus kõigub 3,1–7 m vahel ja suureneb idasse.

Vööle on Kirde-Eestis avamusel ja sellest lõuna pool iseloomulik suhteliselt paksude kukersiidi kihtide ning lubjakivi sage vaheldumine (joon. 53). Paksemaid ja seetõttu kaevandamisväärseid kukersiidi kihte hakati juba kahekümnendail aastail tähistama suurte tähtedega (alt üles): A, B, C, D, E, F, G, H. Kõik koos moodustavad nad tootusa põlevkivi kihindi (Kiviõli kihistiku), mida Eestis asuti kaevandama 1917. a. Üksikute kukersiidi kihtide paksus kõigub 0,08 m (A) kuni 1 m (F). Kiviõli kihistiku ($C_{1c}-C_{11}V^*K$) üldine paksus on umbes 5 m, sellesse kuuluvate kukersiidi kihtide kogupaksus kõigub aga 2,5–2,8 m piires (Luha, 1946). Mõned kihid (A, B, D) koosnevad peaaegu puhtast kukersiidist, teised (C, F) sisaldavad läätselisi lubjakivikihihesi. Puhas kukersiit on kuivalt kollakaspruun, kerge, suhteliselt pehme, õhukesteks kihikesteks lagunev kivim, mis sisaldab rohkesti fossiilide detriiti ja ka terveid fossiile. Kukersiit koosneb põhiliselt kolmest komponendist: orgaaniline aine e. kerokeen (15–46 %), karbonaatne aine (26–57 %) ja purdmaterjal (18–42 %)

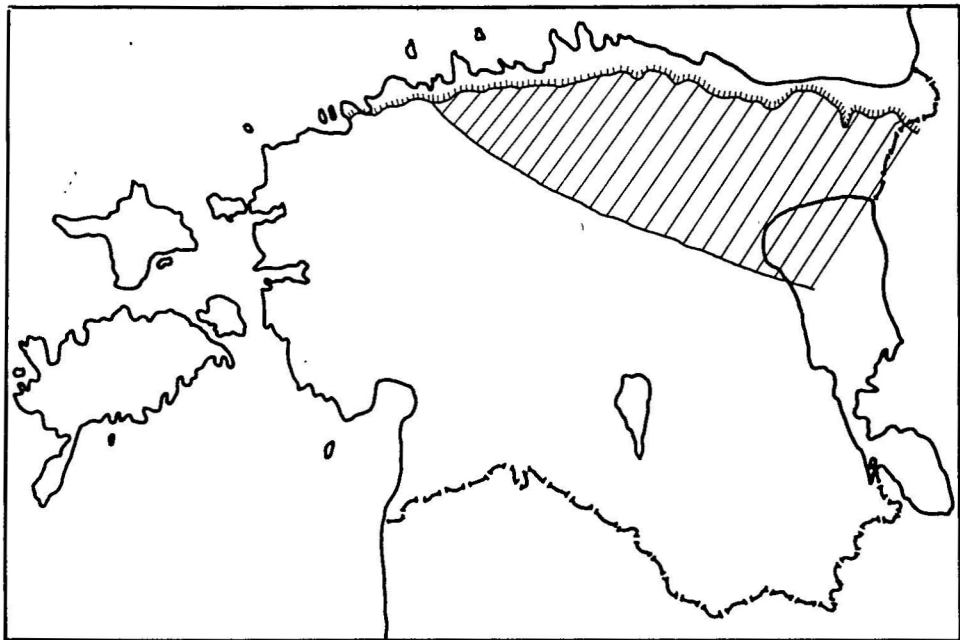


Joon. 53. Kukruse lademe profiile (A–B läbilõik joon. 52; legend joon. 51). Tähed A–H tähistavad tootusaid kukersiidikihte. $C_{II\alpha}$ – Kohtla vöö, $C_{II\beta}$ – Humala vöö.

(Байков, 1960). Üksikutes kukersiidi kihtides on nende komponentide suhted küllaltki erinevad. Orgaanilise aine üheks allikaks on üldlevinud seisukoha järgi sinivetika (?) *Gloeocapsomorpha prisca* mikrokoopilised kerajad kolooniad.

Tootusate kukersiidi kihtide põhiline osa (A–F) moodustab Kohtla vöö alumise poole, kuna vöö ülemises pooles on vaid paar paksemat kukersiidi kihti (G, H). Kukersiidi kihid vahelduvad profiilis õhemate või paksemate lubjakivi kihtidega. Need on muguljad, pruunikashallid, sageli savikad ja sisaldavad rohkem või vähem kukersiiti. Tavaliselt esineb lubjakivis peeneid ebakorrapäraseid pruunika kukersiidiga täitunud omaaegseis põhjasetteis elanud usside käike. Kukersiidi kihte “C” ja “D” eraldab profiilides hästi silmatorkav paarikümne sentimeetri paksune sinakashalli kõva lubjakivi kompleks (nn. kahekordne paas), mis on heaks markeerivaks kihiks. Eespool kirjeldatud tootus kukersiidi kihind levib Kohtla vöö avamuse idaosas – Eesti põlevkivimaardla piires. Üksikute kukersiidi kihtide paksus hakkab Rakverest lääne pool märgatavalt vähenema, alumised kukersiidi kihid aga järk-järgult suiduma. Kõige kaugemale läände ulatuvad nähtavasti tootusa kihindi ülemised kukersiidi kihid. Edela ja lõuna suunas ulatuvad üksikud õhukesed puhta kukersiidi kihid kuni Järva-Jaani, Kärde, Kose jooneni (joon. 54).

Looke-Eestis on Kohtla vöö esindatud peamiselt valkjas- kuni rohekashallide õhukesekihiliste muguljate, rohkem või vähem savikate õhukeste mergli-



Joon. 54. Kukruse lademe kukersiidi tootusa kihindi levila.

kihtidega lubjakividega. Kukersiit esineb õige õhukeste (1–2 cm) kihikestena, mis koonduvad 0,2–0,3 m paksustesse lubjakivikompleksidesse. Kõige loodepoolsemates puuraukudes (Kõrgessaare, Põõsaspea, Noarootsi) kukersiidi kihid praktiliselt puuduvad. Tallinnast lääne pool on õhukesi kukersiidi kihte veel Munalaskme ja Keila puuraugus, ent Kohtla vöö alumises osas.

Kohtla vöös on rohkesti fossiile – seni on teada üle 300 liigi ja alamliigi esinemine, millest kaks kolmandikku ilmuvad siin esmakordselt.

Humala vöö (C_{IIβ}) moodustab Kukruse lademe ülemise poole. Ta piiritleti lademe avamusel ja selle lähedastes puuraukudes Loode-Eestis autori poolt (Рымыусокс, 1957). Vöö nimetati sügava kaeve järgi Humala kõvikul Väana lähedal, kus vöö paljandub 4 m paksuselt (tahvel XXI, joon. 1). Peale stratotüübi on vöö paljandunud veel Peetril (terves paksuses 4;2 m), Tatrusel Rakverest põhja pool, Küttejõu põlevkivikarjääris, Purkse jõe kaldal Savala külas ja uutes põlevkivikarjäärides.

Humala vöö alumine piir paljandub Peetril, Küttejõu karjääris ja Savala paljandis. Selleks piiriks on lademe stratotüüpses piirkonnas tinglikult võetud pü-

riitse impregnatsiooniga sopiline katkestuspind (umbes 1,3 m tootusa kihindi kõrgeimast kukersiidi kihist "H" kõrgemal). Sellest katkestuspinnast veidi allpool on õhuke kukersiidi kiht ja viimasest veidi allpool teine püriitse impregnatsiooniga katkestuspind. Loodes on alumist piiri üks või kahe-kordne püriitse impregnatsiooniga katkestuspind.

Humala vöö paksus kõigub 0–7,7 m piires, Hiiumaal võib vöö puududa ja Kohtla vöö lasub Idavere lade.

Avamusel Kirde-Eestis koosneb Humala vöö põhiliselt kollakas- kuni pruunikashallidest muguljatest lubjakividest, näiteks Savala paljandeis (tahvel XX, joon. 2). Nendes on helepruunika, kukersiiti sisaldava lubjakivi vahekihte. Kohati on lubjakivid tugevasti savikad. Vöös on ka õhuke, tavaliselt kuni 4 cm paksusi kukersiidi kihte, kuid vöö üldprofiilist langeb nende arvele väike osa. Kõige paksemad kukersiidi kihid on koondunud vöö ülemisse ossa. Lääne pool tapat esineb terve vöö ulatuses kuni 0,8 m paksusi kukersiidi kihte, mis sisaldavad õhuke mugulja pruunika lubjakivi kihikesi (joon. 53). Ometi on vöö ülemises osas kukersiidi kihid puhtamad. Tallinna ümbruses ja lääne pool iseloomustavad Humala vööd 0,8 m paksused õhukesed kukersiidi ja lubjakivi kihtide vaheldumisega kompleksid. Kukersiidi kihid on tavaliselt 1–4 cm, kohati aga kuni 15 cm paksused. Põhilise osa vööst moodustavad siiski sinakas-kuni pruunikashallid õhukesekihilised, rohkem või vähem savikad muguljad lubjakivid. Vöös on rohkesti püridistunud katkestuspindu, eriti vöö ülemises osas. Katkestuspindade arv kasvab lääne suunas, kuna vöö paksus väheneb. Kõige loodepoolsemates puuraukudes puhta kukersiidi kihid puuduvad.

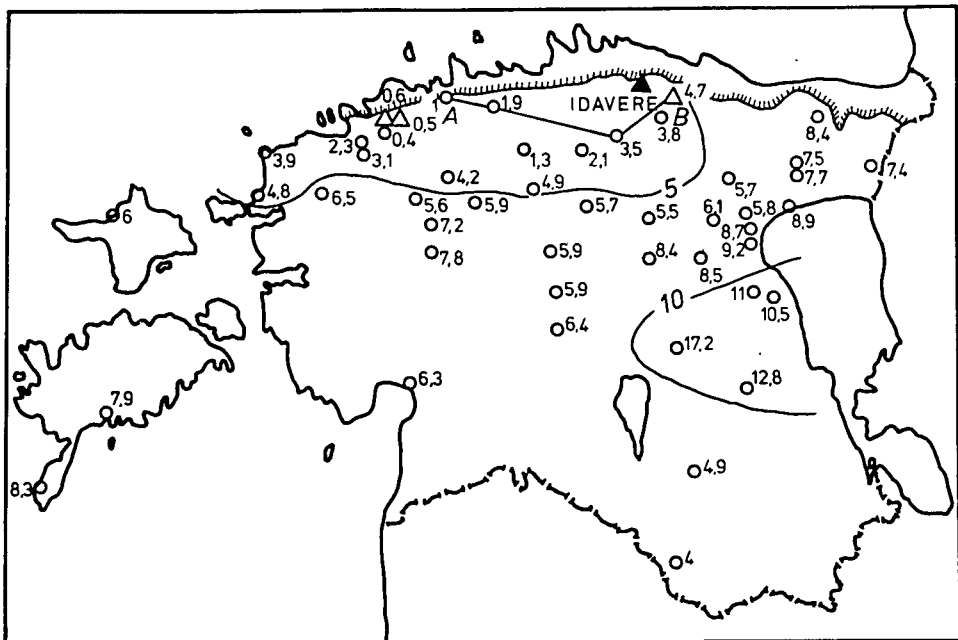
Lõuna-Eestis koosneb Kukruse lade rohekashallidest kuni sinakashallidest õhukeste mergli kihtidega jämedat püridistunud detriiti sisaldavatest lubjakividest. Kesk-Eesti puuraukudes esineb kogu lademe profiili ulatuses rida väga õhuke (1–3 cm) pruunikashalli savikat kukersiiti sisaldavaid kihikesi (Мянь- ниль, 1966; Рыбымусокс, 1970).

IDAVERE LADE (C_{III})

Idavere lademe nimetajaks on Fr. Schmidt (1881). Lademe alumise piiri määras Kirde-Eesti puuraukudes kindlaks V. Jaanusson (1945); tinglikuks ülemiseks piiriks on R. Männili ettepanekul üksteiselähedaste metabentoniidikihtide seeria kõige ülemise kihi lasuv pind. Selle kihi lasumis ilmuvad uued, Jõhvi lademele omased fossiilid. Ligikaudu niisugustes piirides käsitles Idavere ladet Ida-Eestis esimesena P. Raymond (1916).

Idavere lademe stratotüübiks on väike paemurd Idavere külas Haljala lähedal, kus paljandusid lademe alumised kihid. See paljand oli aga juba möödunud sajandi lõpus kinni kasvanud ja tema asukohtki täpselt teadmata.

Lademe avamus algab Paldiski poolsaarelt, kus ta suhteliselt kitsa vööndina jätkub Tallinna lähiste, edasi Haljalsse, Jõhvi ümbrusse ja kagusse pöördu-



Joon. 55. Idavere lademe levila ja paksus (A–B läbilõik joon. 56).

nult kattub Alutagusel keskdevoni kihtidega (joon. 3)¹. Paljandeid on vähe. Lääne pool Tallinna paljandub Idavere lade Humalas ja Peetril, Rakverest põhja pool Tatrusel ning Aluvere suures paemurrus (tahvel XXI, joon. 2). Paljandeid on veel Ojamaa jõe kaldail Püssist lõuna pool (Ojamaa vöö stratotüüp) ja Jõhvi ümbruses.

Idavere lademe levila haarab terve Eesti NSV (joon. 55).

Lademe alumine piir paljandub mitmes paljandis Loode-Eestis (Humala ja Peetri). Ta kujutab endast kahekordset tugevasti püriidistunud katkestuspinda. Ülemine neist pindadest on peaaegu tasane, ent harvade, tavaliselt 1–2 cm sügavuste käigukestega. Sellest pinnast 1–3 cm sügavamal on teine nõrgalt lainjas, kuid sügavasopiline, samuti tugevasti püriidistunud katkestuspind. Otse viimasest allpool on kivim tunduva kukersiidisaldusega ja seetõttu pruunikas; esinevad ka päris puhta kukersiidi kihikesed. Ülemisel katkestuspinnal lasuvad Loode-Eestis Kahula kihistu Vasavere kihistiku sinakashallid savikad õhukeseki-

¹ Joonisel 3 on Idavere lademe avamus näidatud Kukruuse ja Jõhvi lademe avamusega koos.

hilised lubjakivid. Kirde-Eestis (Tatruse, Aluvere) on lademe alumist piiri tähistava katkestuspindade kompleksi alumine katkestuspind laiemate ja sügavamate soppidega. Ülemisel katkestuspinnal aga lasuvad Kahula kihistu Tatruse kihistiku valkjas- kuni kollakashallid, suhteliselt kõvad ja ränistunud fossiile sisaldavad lubjakivid.

Puuraukudes on Idavere lademe alumist piiri seni määratud peamiselt litooloogilistest tunnustest lähtudes. Seejuures on kivimi kukersiidsisaldust üldiselt peetud iseloomulikuks Kukruse lademele. Kukersiitne lasund lõpeb Põhja-Eestis peaaegu kõikjal ülalkirjeldatud kahe- või kohati ka kolmekordse püriidistunud katkestuspinnaga.

Idavere lademe alumine piir tähistab Põhja-Eestis settimislünga ja sellega seotud tunduvat muutust makrofossiilide koosluses (Рыымусокс, 1970). Nagu nüüd on selgunud, iseloomustab kõnealust piiri ka tähelepanekav mikro-fossiilide muutus (Nõlvak, 1972).

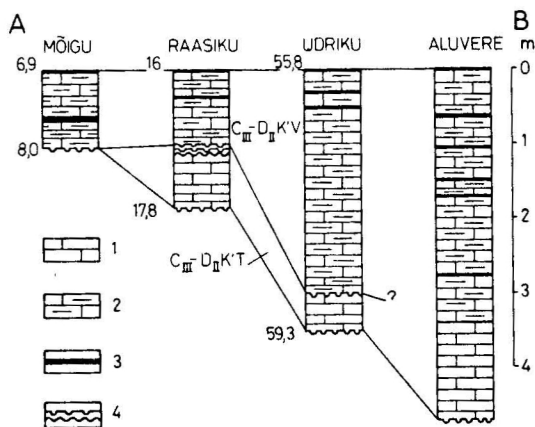
Idavere lademe paksus kõigub 0,4–17,2 m piires, olles Kesk- ja Kirde-Eestis 5–9 m, mõnedes Ida-Eesti puuraukudes aga üle 10 m (joon. 55). Mandri-Eestis väheneb paksus üldiselt lõuna suunas.

Idavere lademe liigestus alumisteks (Idavere) ja ülemisteks kihtideks pärineb V. Jaanussonilt (1945). Veidi hiljem hakkas R. Männil neid alajaotusi käsitlema vöödena. Vöölise kaksikliigestuse aluseks on esmajoones lademe alumiste kihtide fossiilide koosluse mõnesugune erinevus, võrreldes ülemiste kihtide fossiilidega. Uues litostratigraafilises liigestuses vastab Idavere lademele Kahula kihistu alumine kolmandik (selle kihistu ülejäänud osa moodustab Jõhvi lademe ja Keila lademe; vt. lk. 110).

Kahula kihistu (C_{III}-D_{II}K) on valdavalt savikate lubjakivide kompleks Viivikonna kihistu kukersiidi kihtidega lubjakivide ja Vasalemma kihistu peamiselt jämedetriidiliste tsistiidilubjakivide (avamuse lääneosas) ning Hirmuse kihistu savikate kivimite (avamuse idaosas) vahel (Мянний и Рыымусокс, 1982). Kihistu stratotüübiks on vana paemurd maantee ääres Kahula külas, kus paljanduvad Jõhvi ja Keila lademe piirikihid (tahvel XXIII, joon. 2). Idavere lademele vastavad Kahula kihistu Tatruse ja Vasavere kihistikud (joon. 56).

Tatruse kihistik (C_{III}-D_{II}K'T) sai nime maanteeäärsete paljandite järgi astangul, mis asetseb samanimelise küla lähedal Haljalast põhja pool (Мянний и Рыымусокс, 1982). See kihistik paljandub vaid kolmes paljandis – Tatrusel, Aluvere paemurrus ja Ojamaa jõe kaldail. Varem paljandus Tatruse kihistik ka Idavere lademe stratotüübis. Kihistik levib nähtavasti üle terve Põhja-Eesti, välja arvatud piirkond Keila ja Raasiku vahel. Kui kaugele ulatub Tatruse kihistiku levila lõunas, pole selge. Kihistiku paksus on 0–4,4 m.

Avamusel on Tatruse kihistik esindatud valkjashalli, kohati pruunika varjundiga, mitmesuguse kihipaksusega õhukeste kollakashalli mergli kihikestega lubjakiviga. Mitmel tasemel esinevad püriidistunud katkestuspinnad. Puuraukudes on kihistik kirjeldatust mõnevõrra erinev – sinakas- kuni rohekashall muguljas väheste mergli kihtidega detriitne lubjakivi. Detriit pärineb kivististest



Joon. 56. Idavere lademe profiil (A–B läbilõik joon. 55).
1 – lubjakivi, 2 – savikas lubjakivi, 3 – metabentoniidi kiht, 4 – katkestuspinnad.

ja on kohati püriidistunud. Ka puuraukudes on kihistikus 1–8 püriidistunud katkestuspinda, mis sageli koonduvad kihistiku alumisse ossa.

Idavere lademe põhilisele osale vastab Põhja-Eestis Vasavere kihistik ($C_{III}-D_{II}K'V$) (Мяниль и Рыымусокс, 1982). Selle kihistiku stratotüübiks on paemurd Vasavere külas, umbes 6 km Jõhvist kagu pool, kus paljanduvad Idavere ja Jõhvi lademe piirikihid. Kihistiku parimaks paljandiks on Aluvere paemurd Rakverest põhja pool, kus tema kogupaksuseks on saadud 3,7 m (tahvel XXI, joon. 2). Avamuse lääneosas paljandub Vasavere kihistik terves paksuses (0,5–0,6 m) vaid Peetril ja Humalas (tahvel XXII, joon. 2). Kihistiku levila haarab kogu Põhja-Eesti. Tema ulatumine Lõuna-Eestisse pole veel selge.

Vasavere kihistik on esindatud üldiselt võrdlemisi ühetalolise, rohkem või vähem savika valkjase kuni sinakashalli roheka varjundiga õhukese või keskkihilise mergli kihtidega mugulja lubjakiviga. Mergli kihtide paksus on 1–5 cm ja neid on kihistiku ülemises pooles rohkem. Seal on nad ka paksemad.

Kihistiku iseloomulikuks jooneks on metabentoniidi, metabentoniidilaadse savi või biotiidiülehekestega savika mergli kihtide esinemine kihistiku ülemises osas. Põhja-Eestis Idavere, Jõhvi ja Keila lademes esinevaid metabentoniidikihte kasutasid stratigraafilise korrelatsiooni eesmärgil esimestena R. Männil ja V. Jaanusson. Nemad olid ka esimesed, kes juhtisid tähelepanu Eestis ja Rootsis esinevate, ligikaudu samavanuste bentoniitide suurele sarnasusele (Jaanusson and Martna, 1948). Eesti ordoviitsiumi metabentoniite on lähemalt uurinud E. Jürgenson (Юргенсон, 1958). Uuemate andmete järgi esineb Vasavere kihis-

tiku ülemises, 0,3–1,6 m paksuses osas kuni 7 metabentoniidi- ja metabentoniidilaadse savi kihti (Kõrgessaare puurauk) (Рыбимусокс, 1970). Kirde-Eesti puuraukudes ja Aluvere paemurru profiilis asetseb aga kõige alumine selline kiht kihistiku alumises kolmandikus. Nii ulatub Vasavere kihistiku bentoniitidega osa paksus kuni 4,9 meetrini (joon. 56).

Värvuselt on metabentoniidid valkjas-, sinakas- või kollakashallid. Väga sageli koosneb metabentoniidi ülemine osa sinakashallist savist, alumine aga valkjashallist karbonaatsest kivimist. Tavaliselt on metabentoniit pude, ent mõnikord võib olla päris kõva, eriti paljandeis. Metabentoniidi silmatorkavaks omaduseks on väikeste vilgulehekeste sisaldus ja peened ussikäigud, mis enamasti on taitunud roheka mergliga. Plastilisemaid erimeid nimetame bentoniidilaadseteks savideks.

Nii Vasavere metabentoniidid kui ka Viru seeria nooremad samasugused kivimid koosnevad E. Jürgensoni (Юргенсон, 1958) järgi valdavalt savimineeraalidest (hüdrovilk, vähesel määral ka montmorilloniit). Veel esineb kvartsi, päevakive, biotiiti jt. mineraale. Keemilises koostises on eeskätt leelised, vett on vähe. Tekkelt on metabentoniidid vulkaanilise tuha porsumissaadused, mis kujunesid mere põhja ladestunult. Vasavere kihistiku metabentoniitide levila haarab praktiliselt terve Eesti. Metabentoniidikihid on mitmesuguse paksusega, kusjuures kõige paksem on tinglikult kihistiku ülemiseks piiriks loetav kiht (paljandeis 4–7 cm, puuraukudes 2–14 cm paks). Suurema paksusega on need kihid Lääne- ja Kesk-Eesti puuraukudes. Tuleb arvestada, et puurimisel läheb osa bentoniidist alati kaduma, sageli aga kulutatakse ära kogu bentoniit.

Veel olgu märgitud, et kohati esineb Vasavere kihistiku alumises osas õhuke savika kukersiidi kiht. Aluvere paljandis on selliseid kihte rohkemgi (kihistiku keskmises ja ülemises osas).

Vasavere kihistiku paksus on 0,4–7,2 m, suurenedes ida ja lõuna suunas.

Lõuna-Eesti puuraukudes on Idavere lademele vastav kihtidekompleks litooloogiliselt liigestatav kaheks osaks. Alumises osas esinevad valkjas- kuni rohekashallid õhukesekihilised detriidilised lubjakivid. Ülemine osa sisaldab metabentoniidikihite ja koosneb rohkete mergli kihtidega muguljast savikast lubjakivist. Mõnel pool leidub isegi mergli komplekse. Kohati esinevad kivimis peened raudooidid ja valged ooidid (Мянниль, 1966). Kirjeldatud kahe litooloogiliselt erineva kivimikompleksi vastavus avamuse kihistikele aga vajab selgitamist.

JÕHVI LADE (D₁)

Jõhvi nime kasutas Eesti geoloogias esmakordselt Fr. Schmidt (1858), tähistamaks sellega kihte nüüdisaegse Kukruse ja Rakvere lademe vahel. Hiljem Jõhvi lademe maht kahanes, sest Fr. Schmidt (1881) paigutas sellesse kihid tänapäevasest Vasavere kihistikust kuni Keila lademeni. Praeguses mahus hakkasid Jõhvi ladet käsitlema R. Männil ja V. Jaanusson (vt. Jaanusson and Martna,

1948), kes selle lademe piiritlemisel esmakordselt lähtusid metabentoniidikihtidest. Jõhvi lademele vastab Kahula kihistiku keskmine osa (Мяниль и Рыбы-мусокс, 1982).

Jõhvi lademe stratotüübiks on väike vana Kämbemäe päemurd Jõhvi–Tartu maantee ääres astangus, umbes 2,5 km Jõhvist lõuna pool. Siin paljandub Jõhvi lademe alumine osa 3,9 m paksuselt koos alumise piiriga.

Lademe avamus algab Mandri-Eestis Põõsaspea neemelt ja ulatub siit üle Paldiski poolsaare ning Keila lähiste Tallinnani. Edasi kulgeb avamus kitsa laiutise vööndina Rakvere ja Jõhvi ümbrusse, kattudes Alutagusel (kagu pool Jõhvit) keskdevoni avamusega (joon. 3)¹. Jõhvi lade on suhteliselt hästi paljandunud. Häid paljandeid on Põõsaspea neeme idarannikul, astangus Madise kiriku juures, Peetri kõvikul, Allikul, Pääskülas, Aluveres ja Jõhvi ümbruses (tahvel XXII, joon. 1, 2).

Jõhvi lademe levila ulatub üle kogu Eesti NSV, saared kaasa arvatud (joon. 57).

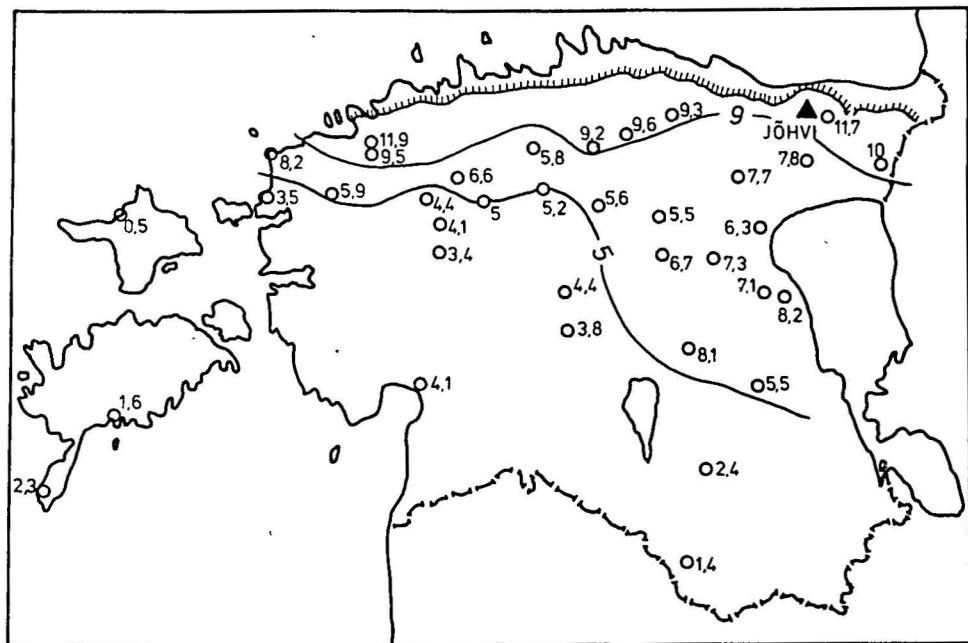
Jõhvi lademe alumiseks piiriks peetakse kokkuleppeliselt Vasavere kihistiku ülemist osa iseloomustava metabentoniiditeseeria kõrgeima bentoniidikihi ülemist pinda. See metabentoniidikiht, levides üle terve Põhja-Eesti, võimaldab erinevate profiilide kergelt ja täpset korreleerimist. Ta paljandub mitmetes paljanditeski (Humala, Peetri, Aluvere, Kämbemäe). Jõhvi ladet iseloomustab lamava Idavere lademega võrreldes erinev, uute liikidega fossiilide kooslus.

Jõhvi lademe paksus kõigub 0,5–11,9 m piires (joon. 57). Suurima paksusega on lade avamuselähedastes puuraukudes, vähenedes üldiselt lõuna suunas.

Jõhvi lade on avamusel esindatud sinakas- kuni kollakashalli rohkem või vähem savika mugulja õhukese- või keskkihilise mergli kihtidega lubjakiviga. Kauem ilmastiku mõjutada olnud profiilides (näit. Aluveres või Peetri paljandis) ilmneb Jõhvi lademe kivimi rütmilisus – vahelduvad tugevasti savika ja vähemsavika lubjakivi kompleksid (tahvel XXII, joon. 2). Savika lubjakivi komplekside paksus on 6–55 cm, umbes sama paksud on ka vähemsavika lubjakivi kompleksid.

Põhja-Eesti puuraukudes koosneb Jõhvi lade sinakas- kuni rohekahallist õhukesekihilisest rohkem või vähem savikast muguljast mergli kihtidega lubjakivist. Mergli kihid on ebaselgelt piiritletud, nende paksus on 1–4 cm. Enamasti valdab savikas või isegi tugevasti savikas lubjakivi. Mõnedes puuraukudes esineb lademe ülemises pooles kuni 1,2 m paksune merglite kompleks. Samas on mõnedes läänepoolsetes puuraukudes veel ka õhuke 1–3 cm paksune savika kukersiidi kiht. Üldiselt aga on Jõhvi lade litoloogiliselt nii lamavale Vasavere kihistikule kui ka lasuvale Kurtina kihistikule väga sarnane. Paljudes Põhja-Eesti puuraukudes esineb lademe ülemises või keskmises osas 3–15 cm paksune

¹ Joonisel 3 on Jõhvi lademe avamus näidatud Kukruse ja Idavere lademe avamusega koos.



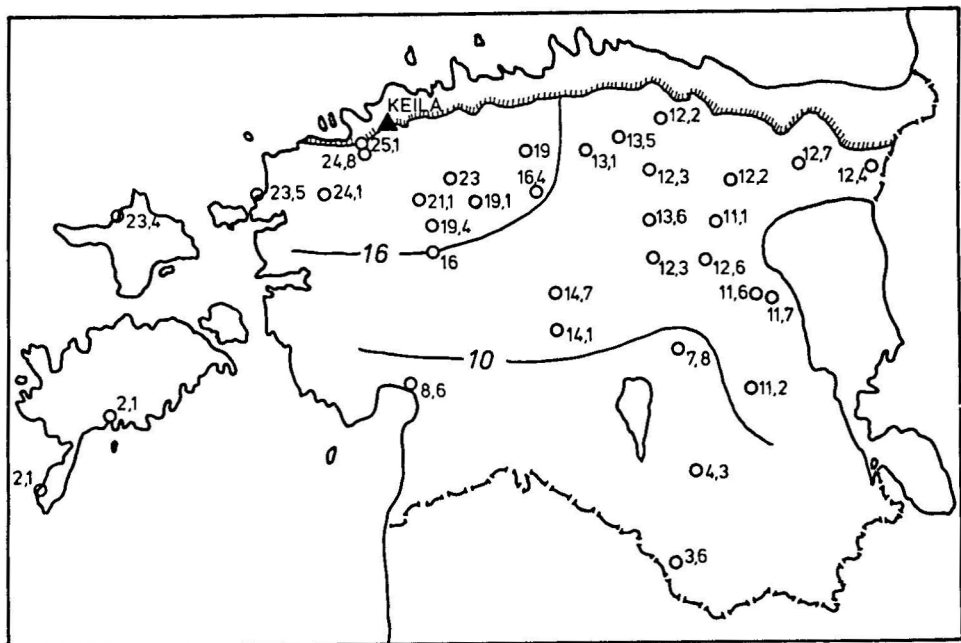
Joon. 57. Jõhvi lademe levila ja paksus.

metabentoniidikiht. Makrolitoloogiliselt ei erine too bentoniit Vasavere kihistiku metabentoniitidest (lk. 108). See metabentoniit on kindlaks tehtud ka Pärnu ja Kingissepa puuraugus. Nii nendes kui ka teistes Lõuna-Eesti puuraukudes on Jõhvi lade esindatud võrdlemisi ühtlaste muguljate savikate lubjakividega. (Мяньиль, 1966).

KEILA LADE (D_{II})

Keila lademe nime autoriks on Fr. Schmidt (1881), kes sellega tähistas enda poolt Jõhvi ja Vasalemma kihi vahel väljaeraldatud lasundit. Nüüdisaegsetes piirides käsitles Keila ladet esimesena R. Männil (Мяньиль, 1958a). Lademe nimi anti omaaegse laialdase päemurru järgi kõvikul Keilast umbes 1 km loode pool, kus paljanduvad Pääsküla kihistiku lubjakivid 2,3 m paksuses.

Keila lademe avamus algab Hiiu maal Tahkuna poolsaarel. Mandri-Eestis



Joon. 58. Keila lademe levila ja paksus.

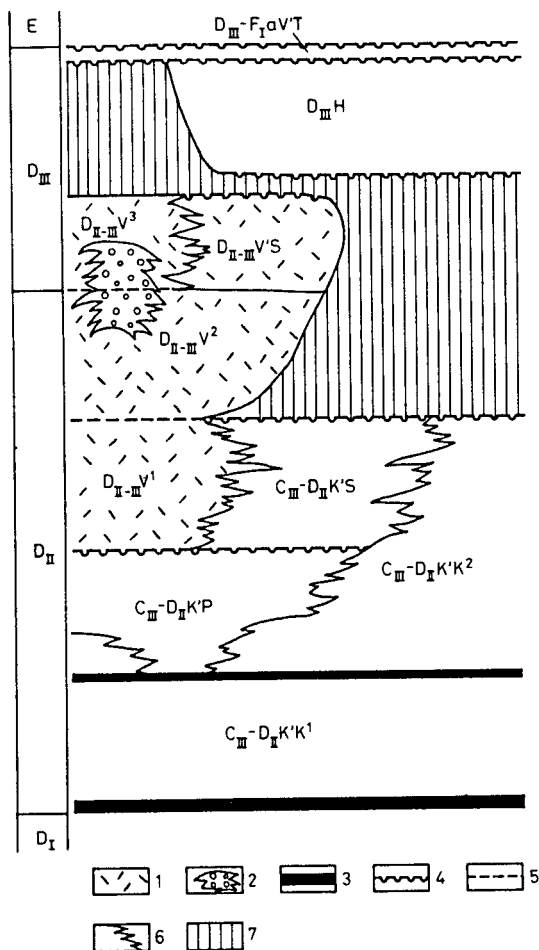
kulgeb avamus Rooslepa rannikult Keilani, edasi Kehra ja Rakvere ümbrusse, siis Jõhvi lähisteni ning kattub kagu pool keskdevoni avamusega (joon. 3)¹.

Lademe paljandeid ei ole palju. Praegusel ajal on mainimisväärsed vaid Ristna neeme rannik, Vasalemma uus suur karjäär, Keila paemurd, Pääsküla kaevad, Kahula ja Tammiku paemurd (viimased kaks asetsevad Jõhvi lähedal) (tahvlid XXIII–XXIV).

Lademe levila haarab terve Eesti NSV (joon. 58).

Keila lademe alumiseks piiriks loetakse käesoleva sajandi neljakümnendaist aastaist alates üksmeelselt Eesti ordoviitsiumi kõige paksema metabentoniidi-kihi lamavat pinda (Мяннийль, 1958a; Jaanusson and Martna, 1948). Sellest metabentoniidist kõrgemad kihid sisaldavad lamava Jõhvi lademega võrreldes uusi fossiile, kuna põhiline osa Jõhvi lademele iseloomulikest fossiilidest neis kihtides puudub. Keila lademe basaalne metabentoniit-levib tervel Eesti NSV alal, kuid paljandub ainult kahes paljandis – Pääskülas ja Kahulas. Pääskülas on

¹ Joonisel 3 on Keila lademe avamus näidatud koos Oandu lademe avamusega.



Joon. 59. Keila ja Oandu lademe litostratigraafiline liigestus Põhja-Eestis (R. Männili järgi). 1 – Vasalemma kihistu, 2 – biohermid, 3 – metabentoniidikiht, 4 – katkestuspind, 5 – Vasalemma kihistu kihistike vaheline pür, 6 – kihistike pür, 7 – lünk.

metabentoniidikiht kolmeosaline. Alumise osa moodustab valkjashall kuni oranžkollane ussikäikude ja väikeste biotiidilehekestega kõva mergel (0,5–1 cm). Keskmine, põhiline osa metabentoniidist koosneb valkjashallist, väikeste

bentoniitse mergli tükkidega plastilisest savist. Ülemine osa sarnaneb alumisele ja on ka samasuguse paksusega. Metabentoniidi üldpaksus on 27 cm. Kihi lamav pind on tasane ja terav, ülemine lainjas ning üleminekuline. Puuraukudes on Keila lademe basaalne metabentoniit üldiselt samasugune. Kihi paksus kõigub aga 3–45 cm piires. Harva säilib puurimisel kogu bentoniidikiht – enamasti läheb suurem osa temast kaduma. Metabentoniidi paksus on suurim Loode-Eestis ja väheneb ida ning kagu suunas.

Keila lademe paksus kõigub 2,1–25,1 m piires, olles suurim Loode-Eesti puuraukudes ja väikseim Saaremaal (joon. 58).

Keila lade on tinglikult liigestatud kaheks vööks (Мяньиль, 1958 а). Temale vastab Kahula kihistu ülemine, paksem osa ja noorema, Vasalemma kihistu alumised kolmandikud (Loode-Eestis) (vrd. lk. 115). Keila lademe mahus on Kahula kihistu liigestatud Kurtna, Pääsküla ja Saue kihistikuks (Мяньиль и Рыбымусокс, 1982) (joon. 59).

Kurtna kihistik (C_{III}-D_{II}K¹K) vastab Põhja-Eestis tervele Keila lademele, Loode-Eesti välja arvatud. Viimases piirkonnas moodustab see kihistik vaid lademe alumise osa ja tema lasumiks on Pääsküla kihistik (joon. 59). Kurtna kihistik sai nime vana paemurru järgi samanimelises külas, umbes 10 km Jõhvist kagu pool, kus paljandus kihistiku ülemine osa 2,4 m paksuselt (Мяньиль и Рыбымусокс, 1982).

Kurtna kihistik koosneb kahest erivanuselisest osast (C_{III}-D_{II}K¹K¹ ja C_{III}-D_{II}K²K²), mille piiriks on Keila lademe vööde tinglikuks piiriks loetud metabentoniidi kihi lamav pind (joon. 59). See kiht lasub lademe alumisest piirist 1–6,9 m kõrgemal ja on 2–10 cm paks. Paljandeis on ta oranžkollakas ja kõva, puuraukudes valkjas-, rohekas- või kollakashall ning tavaliselt pehme.

Kurtna kihistiku alumine, metabentoniitidevaheline osa paljandub Ristna neeme idarannikul, Pääskülas ja Kahulas (tahvlid XXIII, XXIV). Avamusel on ta esindatud sinakas- kuni kollakashalli rohkem või vähem savika õhukesekihi- lise lainjate mergli kihtidega lubjakiviga. Lubjakivi mõnekümne sentimeetri paksused kompleksid vahelduvad umbes sama paksuse savikama lubjakivi kompleksidega. Puuraukudes koosneb Kurtna kihistiku alumine osa peamiselt rohekashallist muguljast savikast lubjakivist, milles kohati esineb isegi väikese paksusega mergli komplekse.

Kurtna kihistiku ülemine osa on litoloogiliselt samasugune. Ta paljandub Ristna neeme idarannikul, Keila ümbruses, Sauel, Pääskülas ja Tammiku ning Kurtna paemurrus Kirde-Eestis. Loode-Eestis, kus tema lasumiks on enamasti Pääsküla kihistik, ulatub ülemise osa paksus kuni 14 meetrini. Väljaspool Pääsküla kihistiku levilat aga on Kurtna kihistiku ülemise osa paksus 9–17 m.

Pääsküla kihistik (C_{III}-D_{II}K¹P) levib peamiselt Loode-Eestis, Noarootsi poolsaare ja Kehra vahel. Keila ja Aruküla vahel on kihistiku alumiseks piiriks Kurtna kihistiku alumise ja ülemise osa piirimetabentoniit. Sellest rajoonist lääne, lõuna ja ida pool lasub Pääsküla kihistik mainitud metabentoniidist 3,8–14 m kõrgemal (joon. 59). Kihistiku ülemine piir ühtub Vasalemma kihistu ja

Saue kihistiku alumise piiriga, mida tähistab sopiline püriidistunud katkestuspind. Pääsküla kihistik sai nime kõviku järgi Tallinnast edela pool, mille sügavas kaeves ta paljandus 3,6 m paksuselt (Jaanusson, 1945) (tahvel XXIV, joon. 1). Kihistiku paksus kõigub 0–7,3 m piires, suurenedes loode suunas.

Pääsküla kihistik koosneb valkjas- kuni kollakashallist muguljast, suhteliselt kõvast peaaegu afaniitsest (peitkristalsest) poolkarplikü või karpliku murdega konarpindsest õhukeste mergli kihtidega lubjakivist. Kihistiku levila perifeerses võondis puuritud puuraukudes ilmneb sellise lubjakivi komplekside vaheldumine savikate karpliku murdeta Kurtna kihistiku lubjakividega.

Saue kihistik (C_{III}-D_{II}K'S) moodustab Loode-Eestis, väljaspool Vasalemma kihistu levilat, Kahula kihistu ülemise osa (joon. 59). Tema lamamiks on Pääsküla kihistik. Saue kihistik asendub loodes Vasalemma kihistu alumise kihistikuga, lõunas ja idas Kurtna kihistiku ülemise osaga.

Kihistiku nimi pärineb Saue asulast, kus paikneb vana, nüüdseks täielikult kinni kasvanud Saue-Kirsimäe paemurd (Jaanusson, 1945). Kihistik paljandus seal vaid 0,2 m paksuses. Ka teised varemeksisteerinud paljandid on kinni kasvanud. Saue kihistiku paksus on 0–7,5 m.

Saue kihistik koosneb kollakas- kuni rohekashallist õhukesekihilisest, rohkem või vähem savikast muguljast, laineliste mergli kihtidega biomorfsest lubjakivist. Kohati esineb kivimis silmatorkavalt rohkesti fossiile, eriti brahhiopoodide poolmeid (*Sowerbyella*, *Hordeleyella*, *Clinambon*) ja nende detriiti. Mõnes puuraugus esineb kihistikus kuni 0,5 m paksuseid jämedateralise detriidilise lubjakivi komplekse. Seljaküla puuraugus esineb kihistiku alumises osas isegi jämeda detriidilise tsüstiidlubjakivi kompleks. Biomorfseid Saue kihistiku kivi- mid asenduvad R. Männili andmeil jämedadetriidiliste Vasalemma kihistu tsüstiidlubjakividega ka Rummu ja Vasalemma ümbruses (Мянний, 19606)

Kihistiku ülemisel piiril on väga tugev kuni 20 cm sügavuste soppidega püriidistunud katkestuspind (joon. 59).

Vasalemma kihistuna (D_{II-III}V) tuntakse juba E. Eichwaldi (1854) poolt esile tõstetud tsüstiidlubjakivi lasundit (Hemicosmitenkalk von Wassalem) Loode-Eestis. Seda on varem käsitletud Vasalemma lademenä või Oandu lademe Vasalemma kihistikuna. Viimase paarikümne aasta vältel on teda aga võrdlemisi üksmeelselt peetud osalt Keila, osalt Oandu ealiseks (Мянний, 1958a, 19606; Рыымусокс, 1970). Praeguste seisukohtade järgi kujutab kõnealune lasund endast kihistut, mis jaguneb kolmeks kihistikuks. Neist alumine asendub horisontaalsuunas Kahula kihistu Saue kihistikuga, kekskmine aga moodustab Keila lademe kõige noorema osa. Vasalemma kihistu ülemine kihistik on juba Oandu ealine (Решения . . ., 1978; Мянний и Рыымусокс, 1982) (joon. 59; vt. ka lk. 117).

Vasalemma kihistu stratotiübiks on Rummu lubjakivikarjäär, mis asub 4 km Vasalemmast lääne pool. Karjääris paljandub kihistu keskmine ja ülemine kihistik umbes 10 m paksuses. Kihistu lamamiks on osalt Pääsküla, osalt aga Saue kihistik, lasumiks Hirmuse või Voore kihistu (joon. 59).

Vasalemma kihistu levila haarab suhteliselt piiratud ala Vihterpalu ja Saku vahel. Kihistu paljandub suurtes lubjakivikarjaarides Vasalemma umbruses ja vanades paemurdudes Ohtu ning Tuula piirkonnas Keilast lõuna pool.

Vasalemma kihistu alumisel piiril on (vahemalt stratotüüpses rajoonis) tugev sügavate ja laiade soppidega püriidistunud katkestuspind.

Alumine kihistik ($D_{II-III} V^1$) paljandub vaid Vasalemma uues karjaaris, ida pool raudteejaama (tahvel XXIV, joon. 2). Ta koosneb valdavalt sinakashallist muguljast savikast lubjakivist. Selle lubjakiviga vahelduvad rohekashalli savika lubjakivi tavaliselt kuni 0,5 m paksused kompleksid, mis kujutavad endast Saue kihistiku "keeli". Õhukeste kihtidena esineb kihistikus ka jamedadetriidiline tsüstiidlubjakivi. Kihistikus on väikeseid bioherme (riffmoodustisi). Kihistiku paksus on 5–7 m.

Keskmine kihistik ($D_{II-III} V^2$) koosneb valkjashallist jamedadetriidilisest tsüstiidlubjakivist, milles esineb võrdlemisi suuri bioherme. Viimaste ülemised osad ulatuvad kõige paremini paljandunud Vasalemma kihistu ülemisse kihistikku. Seepärast iseloomustame neid bioherme Oandu lademe käsitluse juures (lk. 117). Vasalemma kihistu keskmise kihistiku paksus on oletatavasti 6–8 m. Fossiilide koosluse alusel vastab seegi kihistik Keila lademele, moodustades viimase kõige ülemise osa (joon. 59).

Lõuna-Eestis iseloomustab Keila ladet suhteliselt savikas mergli kompleksidega lubjakivi. Kohati (näiteks Laeva ja Kaagvere puuraugus) esineb Keila lademe alumises osas omapärane jämeda püriidistunud detriidiga lubjakivi. Lademe paksus on 2–4,3 m (Мянний, 1966).

OANDU LADE (D_{III})

Nüüdisajal Oandu lademenä tuntuks lasundi põhjendamise toimus erinevatel aegadel, mitmes järgus ja erinevate geoloogide poolt. Esimesena kõitis tähelepanu praeguse Vasalemma kihistu ülemine osa, mida ligi 100 aasta vältel nimetatigi Vasalemma lademeks. Selle üksuse väljaeraldajaiks on E. Eichwald (1854) ja Fr. Schmidt (1881). Seejärel avastati Vasalemma tsüstiidlubjakiviga oletatavasti samavanune savikate lubjakivide ja merglite kompleks, mida A. Öpik (1934) nimetas Oandu kihtideks (faatsiesteks). Veelgi hiljem eraldas R. Männil (Мянний, 19586) välja eelmistega samavanuse Saku kihistiku. Sama autori ettepanekul on kogu kõnealuse kihtidekompleksi nimeks 1958. aastast alates Oandu lade.

Lademe stratotüübiks on Kirde-Eestis Oandu jõe sängis samanimelise küla lähedal metsas asetsenud paljandid. Veel viiekümnendail aastail paljandus Oandu lade siin terves paksuses (1,6 m), praeguseks on need paljandid aga kinni kasvanud.

Oandu lademe avamus moodustab väga kitsa vööndi Tahkuna poolsaarel Hiiumaal ja Mandri-Eestis Rooslepa rannikult Ristini. Siit kuni Sakuni on ava-

mus laiem, muutub aga ida pool uuesti kitsaks, kulgedes üle Kehra, Rakvere ning Oandu Alutagusele, kus kattub keskdevoni kihidega (joon. 3)¹.

Käesoleval ajal paljandub praktiliselt ainult Vasalemma kihistu (Rummu ja Vasalemma lubjakivikarjäärid, Tuula paemurd) (tahvel XXIV, joon. 2). Aegajalt tekib ajutisi paljandeid ka Rakvere linnas, kus avaneb Hirmuse kihistu, Oandu lademe levila haarab kogu Eesti NSV.

Oandu lademe alumiseks piiriks on valdaval alal levilast tugev, sigavate soppidega püriidistunud katkestuspind Hirmuse kihistu sinakas- kuni rohekas-hallide savikate muguljate lubjakivide ja Keila lademe Kurtina ning Saue kihistiku piiril. See katkestuspind tähistab settelunka, millega kaasnes oluline fossiilide koosluse muutus – üle poolte Oandu lademest tuntud liikidest ilmuvad selles lademes esmakordselt. Vasalemma kihistu levilal on Oandu lademe alumise piiri taseme määramine raskendatud. Kuigi selle kihistu ülemine kihistik on keskmisest mõnevõrra kivimiliselt erinev, saab piiri fikseerida peamiselt fossiilide koosluse muutumise alusel. Lõuna-Eestis on Oandu lademe alumiseks piiriks Hirmuse kihistu ja Keila lademe lubjakivide kontakt. Katkestuspind sel tasemel puudub.

Oandu lademe paksus kõigub 0,4–10,8 m piires.

Oandu lademe alumise osa moodustab Looe-Eestis Vasalemma kihistu ülemine kihistik ja sellega samavanune Saku kihistik. Valdaval alal Eestis vastab aga Oandu lademele Hirmuse kihistu ning selle lasum Voore kihistu alumine, Tõrremäe kihistik (joon. 59).

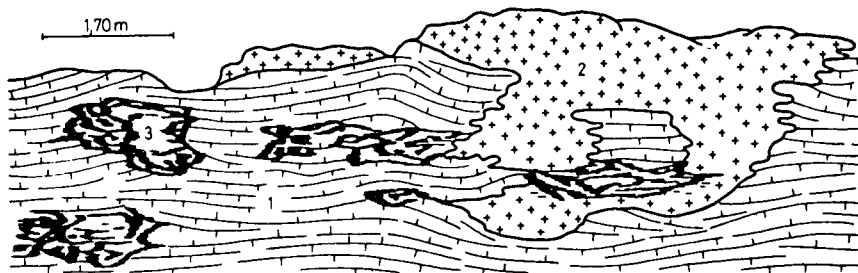
Vasalemma kihistu ülemine kihistik ($D_{II-III}V^3$) levib Oandu lademe avamusel Vihterpalu ja Saku vahel – piirkonnas, kus lademe avamus on kõige laiem. See kihistik paljandub suurtes Rummu ja Vasalemma karjäärides ning Tuula kõvikul, Keilast lõuna pool. Kihistiku alumine piir on üleminekuline, paksus kuni 5 meetrit.

Kihistik on esindatud halli jämedateralise detriitse kesk- kuni paksukihilise tsüstiidlubjakiviga, milles on mitmesuguse suuruse ja kujuga bioherme. Tsüstiidlubjakivi koosneb peamiselt okasnahksete, eriti tsüstiidide (perek. *Hemicosmites*) karika plaatide murdosadest ja varre lülidest.

Biohermid, mis algavad sageli juba Vasalemma kihistu keskmisest kihistikust, on Eesti aluspõhja vanimad riffmoodustised (vt. ka lk. 116). Biohermid kivim on kahesugune (Мяньиль, 1960). Mõned biohermid koosnevad peamiselt kollakas- kuni sinakashallist tihedast afaniitsest karpliku murdega lubjakivist. Selles on ebakorrapäraseid läätseid mergli ja savi kihikesi. Peale selle võib neis biohermidest esineda veel ka pudedat savikat ebakorrapärase peen- kihilisusega lubjakivi. Teistes biohermidest valdab viimatimainitud pude kivim (joon. 60).

Biohermide kuju on ebakorrapärane. Nende mõõtmed on mitmesugused: horisontaalne diameeter kõigub tavaliselt 5–50 m vahel, kuid võib mõnikord

¹ Joonisel 3 on Oandu lademe avamus näidatud Keila lademe avamusega koos.



Joon. 60. Bioherm Vasalemma vana karjaari profiilis (R. Männili järgi). 1 – jämedateraline tsüstiidlubjakivi, 2 – afaniitne biohermne lubjakivi, 3 – savikas biohermne lubjakivi.

ulatuda kuni 300 m. Biohermide kõrgus on 1–10 m. Biohermi kontakt ümbruskivimiga on terav, tema perifeersetes osades toimub sage vaheldumine ümbruskivimi “keeltega”. Tsüstiidlubjakivikihid on biohermi kõrval mõnikord kergelt üles kergitatud, biohermi all aga nõgusad. Biohermide peamisteks ehitajateks on olnud okasnahksed (tekoidid, krinoidid) ja sammalloomad. Siin esinevad ka meie aluspõhja vanimad korallid alamklassist *Tabulata* (perek. *Eofletcheria*, *Lyopora* ja *Saffordophyllum*), mõnikord võrdlemisi suurte kolooniatena.

Tsüstiidlubjakivi laseb ennast hästi töödelda, sobides eriti dekoratiivkiviks (nn. Vasalemma marmor). Ometi kasutatakse seda kivimit praegu peamiselt killustiku tegemiseks.

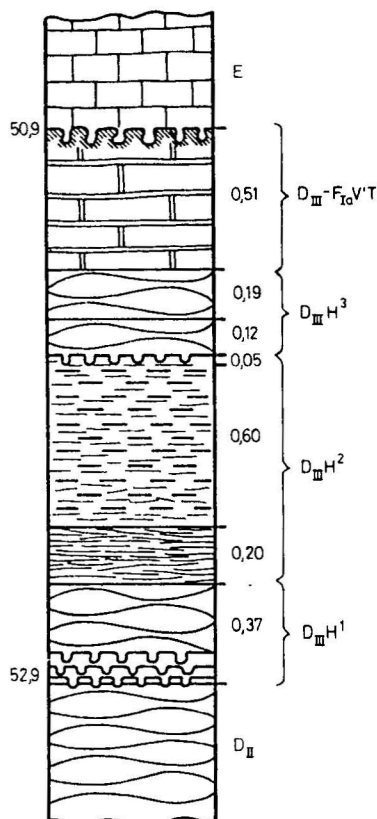
Vasalemma kihistu Saku kihistik (D_{II-III}V'S) moodustab kihistu levila idaosas Jõgisuu–Saku vahelisel, umbes 10 km pikkusel alal, Oandu lademe alumise osa. Kihistik on praegu halvasti paljandunud. Kõik varem tuntud paljandid on rohkem või vähem kinni kasvanud.

Saku kihistiku põhjendajaks on R. Männil (Мяннийль, 19606), kes teda nimetas nüüdseks võrdlemisi kinnikasvanud Saku paemurru järgi. Kihistik paljandus seal 4 m paksuses.

Kihistiku litoloogiline koostis on küllaltki mitmekesine. Näiteks paljandus stratotüübis järgmine profiil (ülalt alla):

- 1) savikas õhukesekihiline lubjakivi, milles on detriitse lubjakivi vahekihte – 1,3 m;
- 2) mitmesuguse koostisega kompleks kvartsiterakesi sisaldavast lubjakivist, põimkihilisest lubjakas-dolomiitsest aleuoliidist, merglist ja savist – 1,7 m;
- 3) jämedateraline organogeenne paksukihiline rohkem või vähem dolomiidistunud lubjakivi – üle 1 m.

Kohati lasub Saku kihistikul Voore kihistu. Piiril on tugev püriidistunud, katkestuspind. Saku kihistiku paksus võiks ulatuda 7 meetrini.

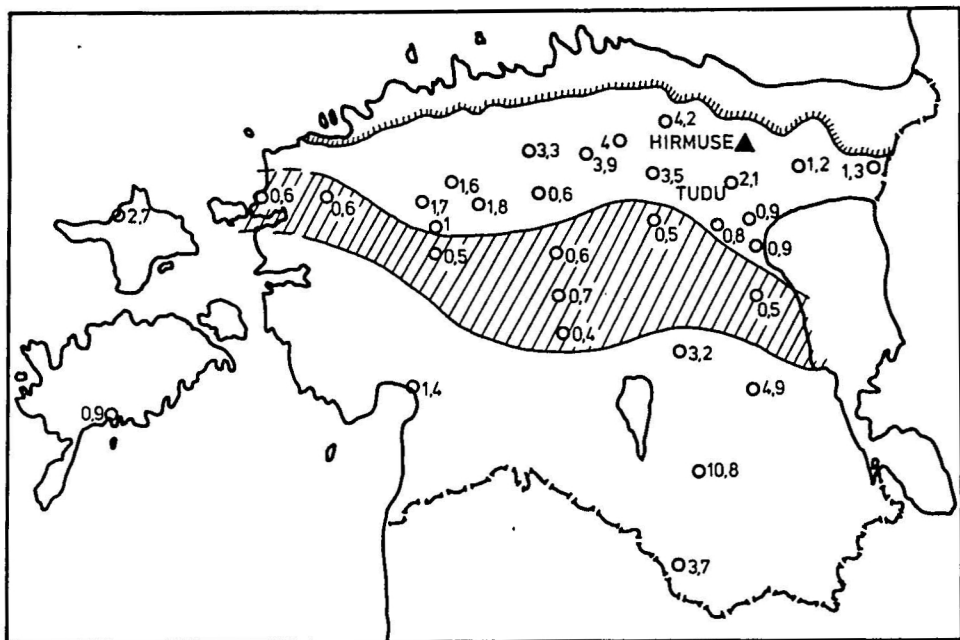


Joon. 61. Hirmuse kihistu ja Voore kihistu alumine osa Tuudu puuraugus (R. Männili järgi). Tingmärkide tähendus selgub tekstist.

Hirmuse kihistu ($D_{III}H$) moodustab valdavalt alal Oandu lademe levilast lademe ülemise, peamise osa. See on kihtidekompleks, mida varem nimetati Oandu lademe Oandu kihistikuks (Мяннийль, 19586; 19606; Рыымусокс, 1970). Eesti ordoviitsiumi uues litostratigraafilises liigestuses käsitletakse seda kihistikku Hirmuse kihistuna (Мяннийль и Рыымусокс, 1982). Kihistu nimi tuleb Purtse jõkke suubuva Hirmuse oja nimest, mille sängis on kihistu paljandunud. Kihistu paljandeid on üldse vähe – ajutised kaevad Rakvere linna piirkonnas ning Oandu jõe ja Toomingoja säng. Oandu jõe ääres (lademe stratotüübis) paljandus kihistu omal ajal terves paksuses (1,6 m).

Kihistu alumine piir ühtub tema levila peamisel alal Oandu lademe alumise piiriga. Seda tähistab tugev sopiline püridistunud katkestuspind (joon. 61).

Kihistu paksus kõigub 0,6–10,8 m piires, olles suurim avamusel ja paiguti Lõuna-Eestis. Kihistu levila haarab peaaegu terve Eesti NSV, välja arvatud



Joon. 62. Hirumuse kihistu ja Tõrremäe kihistiku levila ja paksus. Põikviirutusega võõndis vastab Oandu lademele ainult Tõrremäe kihistik.

mandri loodeosa ja laiuti kulgev võõnd Kesk-Eestis, kus Oandu lademe moodustab vaid Tõrremäe kihistik (joon. 62).

Avamusel Kirde-Eestis ja Põhja-Eesti mõnedes puuraukudes on Hirumuse kihistu liigestatav litoloogiliselt kolmeks kompleksiks (Мяньишь, 19606) (joon. 61): alumine savikas lubjakivi ($D_{III}H^1$), savikas mergel ($D_{III}H^2$) ja ülemine savikas lubjakivi ($D_{III}H^3$).

Alumine savikas lubjakivi on välja eraldatav avamusel ja selle lähedastes puuraukudes. Kihistu stratotüüpses alas on tegemist halli, lillakate laikudega peeneteralise dolomiidistunud lubjakiviga. Puuraukudes moodustub see kompleks sinakas- kuni rohekashallist muguljast rohkem või vähem savikast õhukeste mergli kihtidega lubjakivist. Kompleksi alumisel piiril on tugev, mõnikord mitmekordne pürüidistunud sügavate soppidega katkestuspind. Kompleksi paksus kõigub 9–45 cm piires.

Savikas mergel levib terve Hirumuse kihistu levila ulatuses, moodustades selle kihistu põhilise osa. Oandu lademe stratotüübis on see kompleks esindatud

rohekashalli mugulja savika merglina. Puuraukudes koosneb ta tugevasti savikast lubjakivist, merglist või isegi lubjakast savist. Viimane on rohekashall kuni tumeroheline ja sisaldab õhukesti lubjakivi vahekihte ning läätsi. Kohati on lubjakivi kompleksid paksemad (15–70 cm). Siiski valdavad kõnealuses lasundis merglid. Kompleksi üldpaksus on 0,3–4 m. Merglid on väga kivististerikkad, kusjuures mõned liigid (näit. brahhiopoodid *Howellites wesenbergensis*, *Platystrophia dentata evari* ja *Sowerbyella tenera* ning paljud sammalloomad) esinevad lausa massiliselt.

Ülemine savikas lubjakivi on välja eraldatav eeskätt avamusel ja selle lähedastes puuraukudes. Lademe stratotüübis koosneb see lasund kollakashallist punakate laikudega savikast lubjakivist, puuraukudes sinakas- kuni rohekashallist muguljast rohkem või vähem savika mergli kihtidega ja püriidi terakestega lubjakivist. Kohati esineb kompleksis püriidistunud katkestuspindu. Kompleks on väikese paksusega (0,1–0,2 m).

Oandu lademe kõige ülemise osa moodustab Põhja-Eestis Voore kihistu basaalne, Tõrremäe kihistik. Voore kihistuna (D_{III}-F_{1a}V) käsitletakse peamiselt afaniitsetest (peitkristalsetest karpliku murdega lubjakividest koosnevat lasundit Hirmuse ja Kõrgessaare kihistu vahel (Мянний и Рымысокс, 1982). Voore kihistu vastab Oandu lademe ülemisele osale ja Rakvere ning Nabala lademele. Terna paksus ulatub 50 meetrini. Nimi tuleneb Viru-Jaagupi lähedal, Voore külas asetsevast vanast paemurrust, kus paljandus Saunja kihistik.

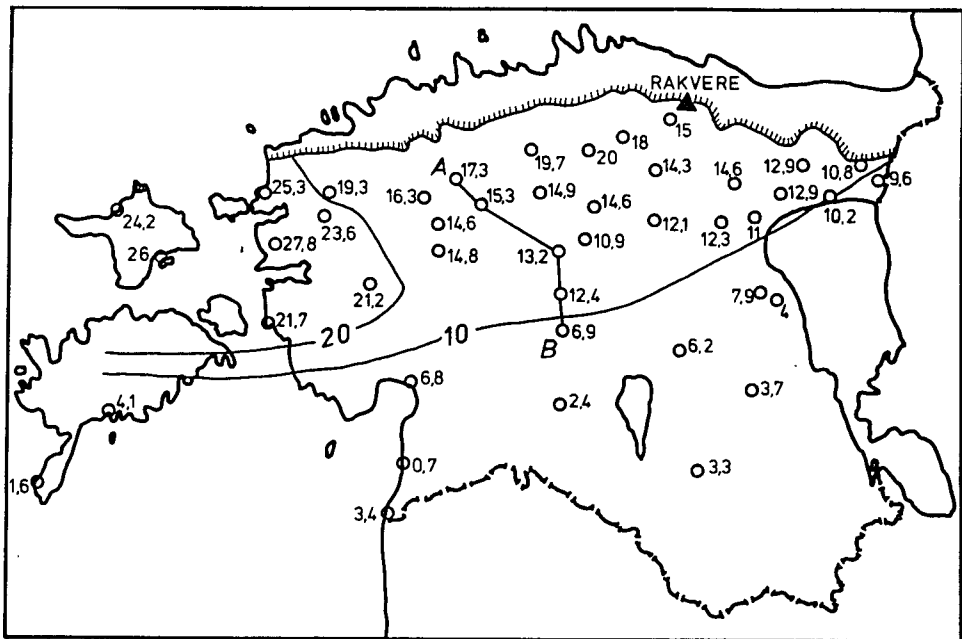
Voore kihistu on liigestatud Tõrremäe, Piilse, Tudu, Paekna ja Saunja kihistikuks (vt. ka lk. 124).

Tõrremäe kihistik (D_{III}-F_{1a}V'T) eraldati välja R. Männili (Мянний, 19606) poolt kui Oandu kihistiku noorim kompleks – tihe lubjakivi. Nimi anti sellele kihistikule hiljem (Мянний и Рымысокс, 1982) ühe omaaegse rikkalikku paleontoloogilist materjali andnud kraavi järgi Tõrremäe läänenõlval, umbes 1,7 km Rakverest põhja pool. Kraavis paljandus peaaegu terve Hirmuse kihistu, läheduses aga ka kõnealune kihistik koos ülemise piiriga. Praeguseks on kihistiku stratotüüp kinni kasvanud.

Tõrremäe kihistik levib üle terve Eesti NSV, puududes võib-olla osalt vaid Vasalemma kihistu ja Saku kihistiku levilal. Kihistiku piiridel ja ka sees esinevad sopolised püriidistunud katkestuspinnad (joon. 61).

Tõrremäe kihistiku kivim on lähedane lasuva Rakvere lademe kivimile ja moodustab seetõttu Voore kihistu alumise osa. Puuraukudes on kihistik esindatud sinakas- kuni valkjaskollaka kõva afaniitse karpliku murdega nõrgalt dolomiidistunud lubjakiviga. Kivimis on rohkesti peeneid püriiditerakesi. Fossiilide kooslusest lähtudes aga kuulub Tõrremäe kihistik Oandu lademesse. Kihistiku paksus kõigub 0,4–0,7 m piires.

Lõuna-Eestis koosneb Oandu lade savikatest merglitest, mille paksus ulatub 10–11 meetrini (Мянний, 1966).



Joon. 63. Rakvere lademe levila ja paksus (A–B läbilõik joon. 65).

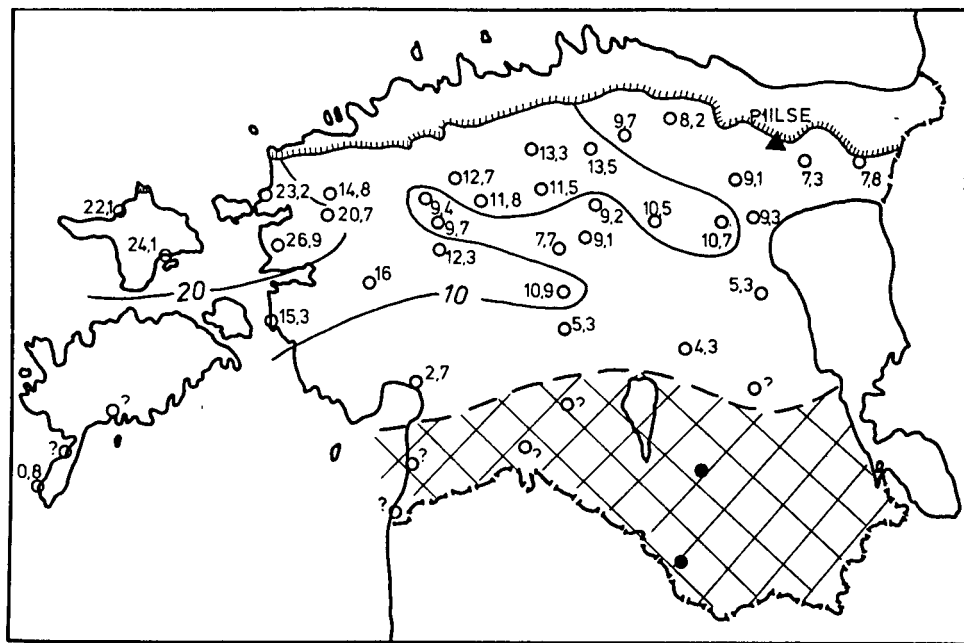
RAKVERE LADE (E)

Rakvere nime tõi Eesti geoloogilisse kirjandusse E. Eichwald (1854), tähistamaks sellega Rakvere linna ümbruses levivat erilist kivimit (Rakvere tihe lubjakivi). Ordoviitsiumi kindla alajaotusena hakkas vastavaid kihte esimesena käsitleva Fr. Schmidt (1858).

Rakvere lademe stratotüübiks on Rakvere linna lõunaservas asetsev suur Rägavere paemurd, milles veel tänapäevalgi kohati paljandub kuni 4 m kõrgune profiil (tahvel XXV, joon. 1).

Hiiumaal jääb Rakvere lademe avamus Tahkuna poolsaarele. Mandri-Eestis kulgeb avamus kitsa vööndina Riguldi ümbrusest üle Vaida ja Aegviidu Rakverre. Edasi jätkub avamus üle Mäetaguse Kuremäeni ja kattub sealt ida poole keskdevoni Narva lademega (joon. 3). Rakvere lademe levila haarab kogu Eesti NSV (joon. 63). Lademe paljandumus on tänapäeval halb – peamiselt paljandiks ongi Rägavere paemurd.

Rakvere lademe alumiseks piiriks on R. Männili (Мяньниль, 19606) järgi tugevasti püriidistunud sügavsopiline katkestuspind afaniitsete, karpliku mur-

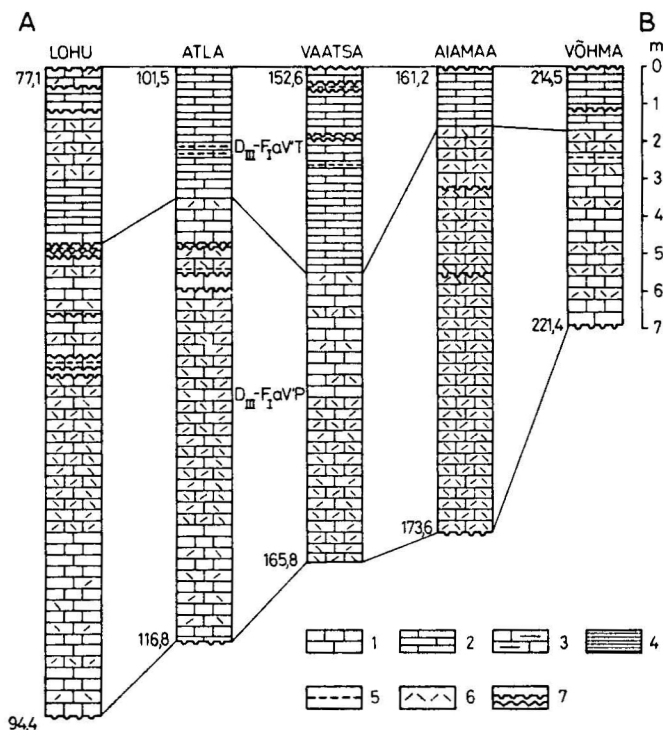


Joon. 64. Piilse kihistiku levila ja paksus.

dega lubjakivide (Piilse kihistik) alumisel piiril. See katkestuspind viitab tundu-vale settelüngale, tähistades olulist muutust Eesti alal laiunud ordoviitsiumi-basseini sedimentatsioon. Lamavale Oandu lademele iseloomulikud savikad kihid vahetuvad tihedate afaniitsete kivimitega. Tõsi küll, juba Oandu lademe ülemise osa moodustab väikese paksusega Tõrremäe kihistik, mis samuti koos-neb poolafaniitsetest karpliku murdega muguljast ohukeste mergli kihtidega lub-jakivist (lk. 121).

Rakvere lademe alumist piiri iseloomustab tunduv fossiilide koosluse muu-tus. Nagu näitab ühest ajutisest piirikihtide paljandist (Voore kraav) kogutud materjal, ilmub Rakvere lademele iseloomulike uute fossiilide kooslus Saku ki-histiku ja Rakvere lademe piiri tähistavast katkestuspinnast vahetult kõrgemal lasuvates kihtides. Oluline fossiilide koosluse muutumine on kindlaks tehtud ka Oandu lademe savikate kihtide ja Rakvere lademe vahelise piiri paljandeis (Tõrremägi, paljandid Rakvere linnas ja Oandu jõe ääres).

Lademe paksus kõigub lademe käesolevas kirjutises käsitletud piirides 1,6–27,8 m. Paksus on suurim Hiiumaal ja Mandri-Eesti lääneosas. Lõuna-Eestis on lade suhteliselt väikese paksusega (joon. 63).

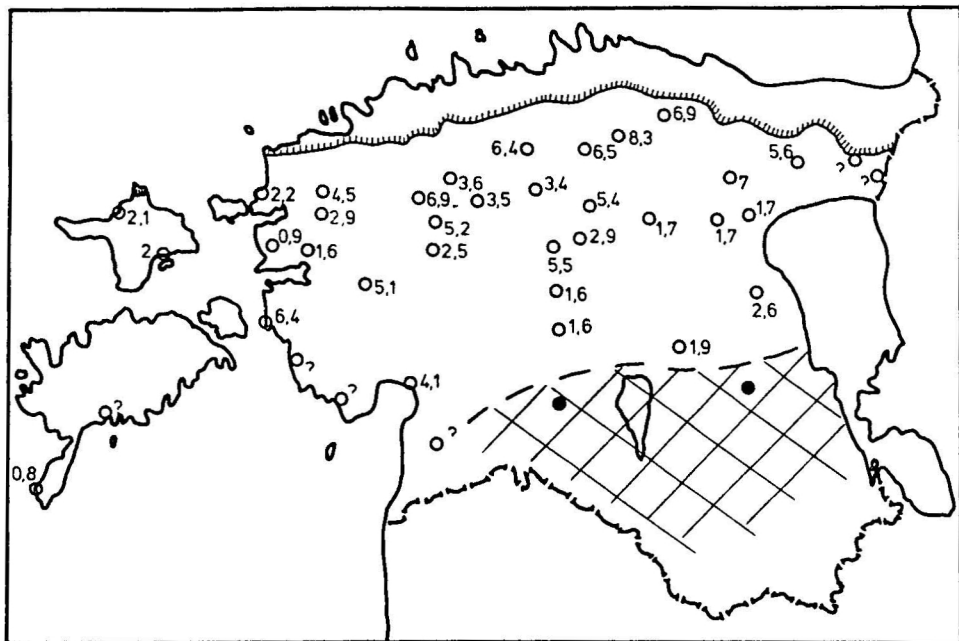


Joon. 65. Rakvere lademe profiile (A–B läbilõik joon. 63). 1–3 – lubjakivi (1 – afaniitne, 2 – poolafaniitne, 3 – savikas), 4 – mergel, 5 – kukersiidi kiht, 6 – püriidi “kirjad”, 7 – katkestuspinnad.

Rakvere lademele vastavad Põhja-Eestis Voore kihistu alumist poolt moodustavad Piilse ja Tudu kihistik (vrd. lk. 121).

Piilse kihistik ($D_{III}-F_{Ia}VP$) moodustab valdaval osal levilast lademe alumise ja keskmise osa. Tema lamamiks on Tõrremäe kihistik, lasumiks Tudu kihistik. Piilse kihistik oli varem päris hästi paljandunud, kuid tänapäeval on vähe paljandeid, sealhulgas Rägavere paemurd (lademe stratotüüp) ja Oandu jõe parem kallas Piilse külas (Kohtla-Järve rajoon). Viimase paljandi järgi anti kihistikule nimi (Кырвел, 1962) (tahvel XXV, joon. 2). Kihistiku alumine piir ühtub Rakvere lademe alumise piiriga.

Piilse kihistiku paksus on 0–26,9 m. Paksus on suurim Hiiumaal ja Mandri-Eesti lääneosas, vähenedes ida ning lõuna suunas. Kihistiku levila ei ulatu Kagu-Eestisse (joon. 64).



Joon. 66. Tudu kihistiku Rakvere lademele vastava osa levila ja paksus.

Piilse kihistik koosneb üldiselt võrdlemisi ühetaolisest tihedast karpliku murdega lubjakivist (joon. 65). Kivimi värvus on kollakashall, valkjashall kroomika varjundiga, harva sinakashall. Kihipinnad on tavaliselt konarjad (harvem enam-vähem tasased) ja kaetud pruunika või tumepruuni mergli kiledega. Mõnikord on merglikihid kuni 1 cm paksused ja lainjad. Kihistikule on iseloomulikuks tunnuseks väikeste ebakorrapäraste sinakate või sinakashallide peenhajutatud püriidilaikude ("kirjade") esinemine. Nende tihedus on muutlik, kuid enamasti on neid rohkem kihistiku alumises ja keskmises osas. Paljandeis on püriidikirjad lubjakivi porsumise tõttu tavaliselt punaka või pruunika värvusega.

Paljudes puuraukudes esinevad kihistiku ülemises osas üksikud kuni 1 cm paksused valkjasprouni kukersiidi kihid. Mõnikord on nad koondunud kuni 25 cm paksusteks kompleksideks.

Kihistiku ülemises, kuni 6 m paksuses osas esineb rohkesti püriidistunud katkestuspindu (eriti loodepoolsetes puuraukudes, nagu Kõrgessaare, Asuküla, Lohu jt.). Mõnel juhul on katkestuspind ka kihistiku ülemiseks piiriks. Levila kirdeosas on kihistiku lubjakivid kohati rohkem või vähem dolomiidistunud ja

kavernoossed. Kihistiku kivim on kohati kivististerikas, tihti leidub silmatorkavalt palju kerajate rohevetikate (*Dasycladaceae*) fossiile.

Tudu kihistiku (DIII-F_{1a}V^{Tu}) levila haarab Põhja- ja Kesk-Eesti, kus kihistik üldiselt moodustab Rakvere lademe ülemise osa. Tudu kihistiku lamamiks on Piilse kihistik, lasumiks Paekna kihistik. Mõnedes puuraukudes (sealhulgas ka kihistiku stratotüübis) ühtub kihistiku ülemine piir Rakvere lademe ülemise piiriga. Tudu kihistiku stratotüübiks on samanimelises alevikus (Kohtla-Järve rajoon) puuritud puuraugu (Tudu II) südamik 36,9–43,9 m vahemikus (Кырвел, 1962). Kooskõlas käesolevas töös aluseks võetud Rakvere ja Nabala lademe vahelise piiriga kuulub Tudu kihistiku ülemine osa paljudes puuraukudes Nabala lademesse (vt. lk. 127). Olemasolevail andmeil Tudu kihistik kusa-gil ei paljandu.

Tudu kihistiku alumise, Rakvere lademesse kuuluva osa paksus on 0–8,3 m. Suurema paksusega on kihistik avamuse lähedases vööndis (joon. 66).

Kihistik koosneb peamiselt valkjas-, sinakas-, kollakas- või kreemikashallist keskmiseteralisest kuni afaniitsest poolkarpliku murdega õhukesekihilisest mulgust lubjakivist. Rohkesti esineb õhukesti (2–3 cm) lainjaid sinakas- või pruunikashalli mergli kihikesi. Kihistiku alumises ja ülemises osas on kuni 3 cm paksusi pruuni kukersiidi kihte, mis mõnikord koonduvad 10–25 cm paksusteks kompleksideks (joon. 65).

Kirde-Eestis on kihistik esindatud sinakas- kuni kollakashalli kavernoosse dolomiidiga. Tudu kihistiku ülemine, Nabala lademe alumisele osale vastav pool ei ole kivimiliselt eespool kirjeldatud sama kihistiku alumisest poolest erinev vrd. lk. 129).

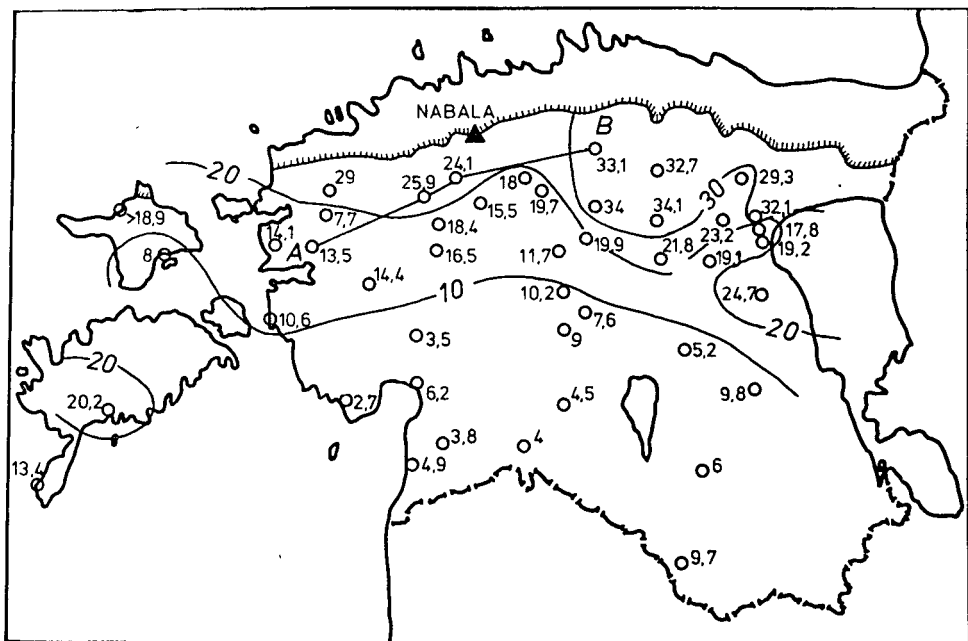
Lõuna-Eestis on Voore kihistu Rakvere lademe osa ülalkirjeldatust erinev ja seetõttu pole Piilse ning Tudu kihistiku eritlemine siin enamasti võimalik. Nii vastab Rakvere lademele Kaagvere puuraugus A. Oraspõllu andmeil hall detriidiline peeneteraline savikas lubjakivi, Otepää puuraugus aga afaniitse ja savika, mitteafaniitse lubjakivi vaheldumisega kompleks. Karula puuraugus on R. Männil (Мяннийль, 1966) lugenud Rakvere lademe võimalikuks vanuseliseks ekvivalendiks argilliite.

HARJU SEERIA

NABALA LADE (F_{1a})

Nabala lademe põhjendajaks on V. Jaanusson (1944), kes endise Saare-mõisa (Lyckholmi) lademe liigestas kolmeks iseseisvaks lademeks. Neist kõige alumist nimetas V. Jaanusson Saunja lademeks. See nimi pärineb tegelikult A. Õpikult (1937b), kes Saunja kihtidena käsitles juba E. Eichwaldi (1854) poolt Lääne-Eestis väljaeraldatud Kernu (Kirna) dolomiitlubjakive.¹ Pärast

¹ Saunia kihtide stratotüübiks on suur vana paemurd samanimelises külas (Harju rajoon), end. Kernu (Kirna) mõisa lähedal, tuntud ka Mõnuste nime all.



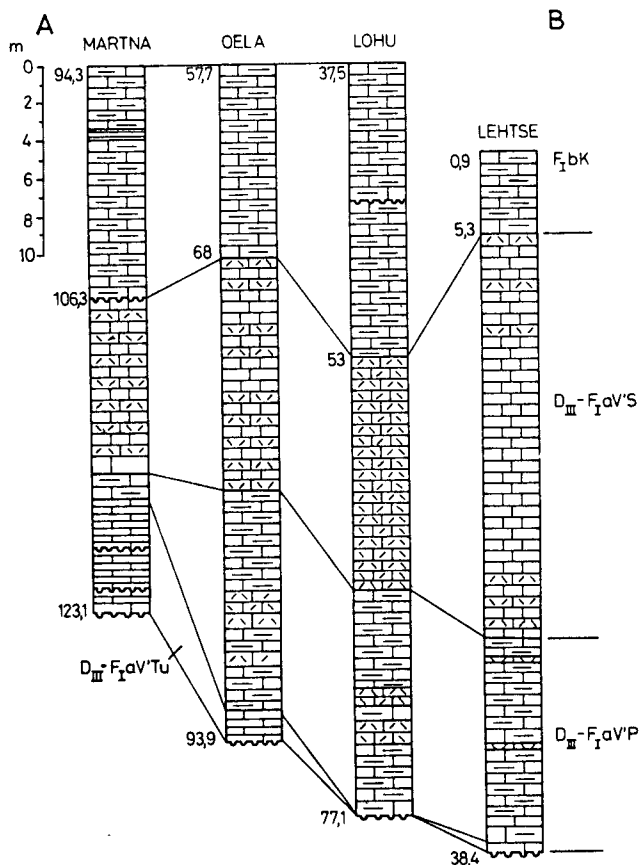
Joon. 67. Nabala lademe levila ja paksus (A–B läbilõik joon. 68).

Saunja kihtide ja lamava Rakvere lademe vaheliste Paekna kihtide tegeliku paksuse ning stratigraafilise tähenduse selgitamist hakati Saunja ja Paekna kihtidele vastava lademe jaoks kasutama uut nime Nabala (Мяннийль, 1958b). Nüüd haarab mõiste “Saunja” täpselt tema esialgset stratigraafilist sisu.

Lademe lektostatotüübiks on Nõmmeküla paemurd, mis asub maantee ääres, umbes 1,5 km Nabala külast (Harju rajoon) lääne pool. 1954. a. suvel paljandusid selles paemurrus Paekna kihistiku keskmised kihid 0,6 m paksuselt (tahvel XXVI, joon. 1).

Nabala lademe avamus algab Hiiumaal, kus ta ulatub Kõrgessaare poolsaarelt Kärdlani. Mandri-Eestis jätkub avamus Noarootsi poolsaare põhjaosas, kust läheb edasi Kohila ja Tapa ümbrusse. Edasi ulatub avamus tunduvalt laienedes läbi Alutaguse Peipsi järve põhjarannikuni ja Narva jõeni (joon. 3). Lade on nüüdisajal halvasti paljandunud, sest enamik varem tuntud headest paljanditest on jõudnud kinni kasvada. Nabala lademe levila haarab kogu Eesti ja ulatub siit ida poolegi (joon. 67).

Nabala lademe alumise piiri tase on seni diskussiooniline ja selle kindlaks-tegemine eriti Kesk-Eestis vajab täiendavaid biostratigraafilisi uuringuid. Piiri



Joon. 68. Nabala ja Vormsi lademe profiile (A--B läbilõik joon. 67 ;legend joon. 65).

täpsustamist raskendab asjaolu, et Rakvere ja Nabala lademe piirikihid ei paljandu. Kesk-Eesti puursüdamikes on autor (Рыбымусокс, 1962) Nabala lademe tinglikuks alumiseks piiriks lugenud Tudu kihistikus esinevate katkestuspindade kompleksi kõige kõrgemat katkestuspinda. Seejuures on viidatud mainitud kompleksi laialdasele geograafilisele ulatusele ja tõenäolisele ühevanuselisusele Paekna kihistiku basaalse katkestuspinnaga stratotiüpses alas. Nii aga jaguneb kivimiliselt võrdlemisi ühtlane Tudu kihistik kahte ossa – alumine kuulub Rakvere, ülemine Nabala lademesse. Paraku puudub sellisel piirivariandil veel vajalik tõendusmaterjal fossiilide näol. Teise seisukoha järgi loetakse Na-

bala lademe alumiseks piiriks kogu lademe levila ulatuses Tudu ja Paekna kihistiku vahelist piiri (Мянний, 1966).

Nabala lademe paksus on 2,7–34,1 m. Ta on suurim levila põhja- ja kirdeosas ning väheneb lõuna suunas. Lõuna-Eestis on lademe paksus üldiselt alla 10 m (joon. 67).

Nabala lademele vastab Voore kihistu ülemine osa (vrd. lk. 121). Sellesse kuulub Tudu kihistiku ülemine pool ja Paekna ning Saunja kihistik. Viimaseid on käsitletud ka vöödena (Мянний, 1958 b, 1966).

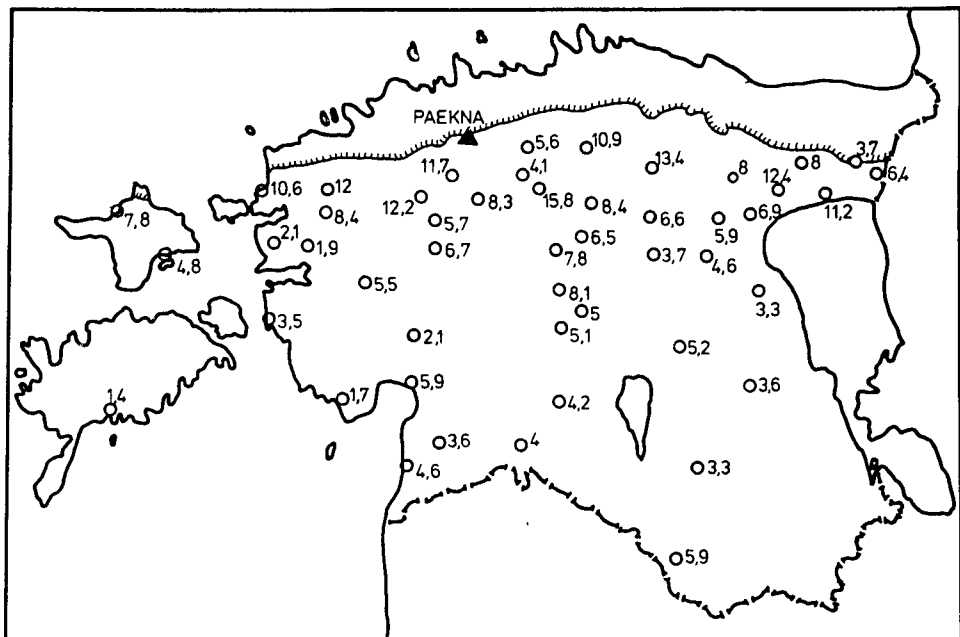
Tudu kihistikuna (D_{III}-F_{1a}V'Tu) käsitles V. Kõrvel (Кырвел, 1962) Kirde-Eestis Rakvere lademe ülemist osa, mis koosneb keskmiseteralistest kuni afaniitsetest poolkarpliku murdega lubjakividest (vrd. lk. 126). Lähtudes Nabala lademe alumise piiri autoripoolsest tasemest (katkestuspindade kompleksi ülemine katkestuspind), vastab Tudu kihistiku ülemine osa Kesk-Eestis kohati Nabala lademele (joon. 68). Tudu kihistiku selle osa levila ulatub võrdlemisi laia, edela–kirde-suunalise vööndina Ridala poolsaarelt Alutagusele. Tema paksus kõigub 0–8,2 m vahel, olles suurim Kesk-Eestis.

Paekna kihistiku (D_{III}-F_{1a}V'P) põhjendajaiks on V. Jaanusson (1944) ja R. Männil (Мянний, 1958 b). See kihistik moodustab nii Nabala lademe avamusel kui ka lõuna pool lademe alumise poole, lasudes enamasti Tudu kihistikul ja olles Saunja kihistiku lamamiks (joon. 68). Paekna kihistiku nimi pärineb V. Jaanussonilt, kes selle valis Paekna praegugi kasutatava paemurru järgi, mis asetseb umbes 3,5 km ida pool Tallinna–Viljandi maanteed, Nabala külla viivast teest põhja pool (tahvel XXVI, joon. 2). Siin paljanduvad kihistiku keskmised kihid 2 m paksuselt. Peale stratotüübi paljandub Paekna kihistik veel Nõmmeküla paemurrus, Väana jõe sängis Nabala küla kohal ja Narva jõe vasakul kaldal Permisküla juures.

Avamusel ja kõige lõuna- ning idapoolsemates puuraukudes ühtub Paekna kihistiku alumine piir Nabala lademe alumise piiriga. Kesk-Eestis aga moodustab Paekna kihistiku lamami Tudu kihistiku ülemine osa. Lasumiks on kõigjal Saunja kihistik.

Paekna kihistiku paksus kõigub 1,4–15,8 m vahel ja väheneb üldiselt lõuna suunas (joon. 69).

Paekna kihistikule on iseloomulik kahe erinevat tüüpi kivimi vaheldumine. Valdavaks kivimiks on üldiselt hall (valkjas- või rohekashall) õhukesekihiline, rohkem või vähem savikas, ebaselgelt piiritletud rohekashalli või tumehalli mergli kihtidega lubjakivi. Mergli kihtide paksus on tavaliselt 2–5 cm. Sellise lubjakiviga vaheldub kollakas- kuni kreemikashall afaniitne karpliku murdega konarpindne lubjakivi (joon. 68). Kihipinnad on enamasti kaetud tume- või pruunikashalli mergli kiledega. Tavaliselt esinevad lubjakivis sinakad peenhajutatud pürnidi “kirjad”. Seda tüüpi lubjakivi ei erine väliselt Piilse kihistiku lubjakivist. Ta esineb õhukeste (8–12 cm) kihtidena või siis paksemate kompleksidena (1–3,2 m). Neid afaniitse lubjakivi kihte või komplekse on Paekna kihistikus kuni 5. Kihistiku üldprofiilis võivad nad esineda kohati alumises, kohati



Joon. 69. Paekna kihistiku levila ja paksus.

aga ka ülemises osas. Üksikute afaniitse lubjakivi komplekside levila pole selge. Võib-olla kujutavad nad endast läätselisi moodustisi.

Lõuna-Eesti puuraukudes on Paekna kihistiku ilmseks vanuseliseks analoogiks ühtlane savikas galukoniiti sisaldav lubjakivi, kuna afaniitse kivimi kihte pole. Selles lubjakivis on rida katkestuspindu (Мяньиль, 1966)

Saunja kihistiku (D_{III}-F_{Ia}V'S) väljaeraldajaks on E. Eichwald (1854), kes esimesena mainib Lääne-Eestis levivat Kernu (Kirna) dolomiitlubjakivi. Terves Põhja-Eestis leviva iseloomuliku lasundina käsitles teda esimesena Fr. Schmidt (1858, 1881). Saunja nimi pärineb A. Öpikult (1937 b), nüüdisaegne stratigraafiline tõlgendus aga V. Jaanussonilt (1944, 1956) ja R. Männililt (Мяньиль, 1958 b, 1966). Saunja kihistik moodustab Voore kihistu ülemise poole ja levib üle kogu Eesti. Tema stratotüübiks on omaaegne suur Saunja (ka Mõnuste) pae-murd samanimelise küla Sepa talu lähedal (Harju rajoon). See on üks väheseid Nabala ja Vormsi lademe piiri paljandeid. Veel praegugi paljanduvad siin kihistiku ülemised kihid (2 m) ja Vormsi lademe alumised kihid (0,6 m). Saunja kihistik oli varem hästi paljandunud nii Hiiumaal kui ka Mandri-Eestis, kuid tänapäeval on kihistiku tundmaõppimine võimalik peamiselt vaid kahes, Saunja ja Tapa lähedases Tõrma pae-murrus.

VORMSI LADE (F₁b)

Vormsi lademe põhjendajaks ja nime autoriks on V. Jaanusson (1944) – endise Saaremõisa (Lyckholmi) lademe liigestamisel kolmeks iseseisvaks lademeks andis ta neist keskmisele Vormsi nime.

Lademe stratotüübiks on Vormsi saare läänerrannik Saxby majaka juures, kus umbes 1,7 km pikkusel alal veepiiril paljanduvad lademe keskmised ja ülemised kihid kokku umbes 7 m paksuselt (koos ülemise piiriga) (tahvel XXVII, joon. 2).

Vormsi lademe avamus algab Hiiumaal Kõpu poolsaarel, kust ulatub Kärdlani. Vormsil haarab ta saare põhjaosa. Mandri-Eestis aga kulgeb avamus Noarootsi poolsaare keskosast üle Kohila ja Tapa ümbruse Peipsi järve põhjarannikuni (joon. 3).

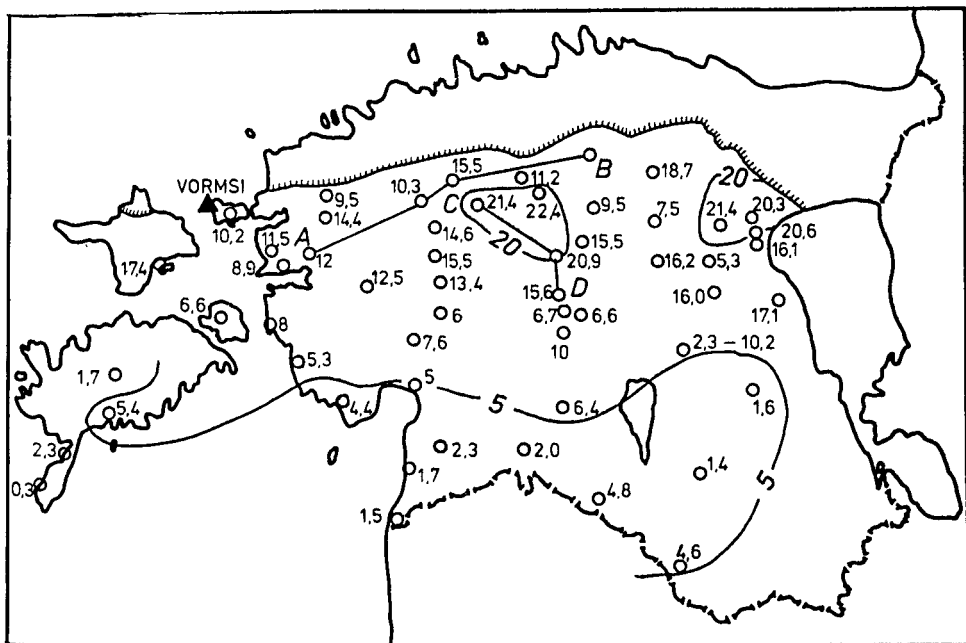
Lademe alumiseks piiriks on V. Jaanussoni (1944) järgi Nabala lademe Saunja kihistiku kollakashallide afaniitsete lubjakivide ülemine pind, millel lasuvad Kõrgessaare kihistu savikad muguljad peeneteralised lubjakivid või Tudulinna kihistu sinakas- kuni rohekashallid merglid ja savikad lubjakivid. Loode-Eestis on piiril kohati (Turvaste, Sutlema ja Saunja paljandis ning mõnedes puuraukudes) tugev sügavate soppidega püriidistunud katkestuspind. See piir on ka faunistiliselt terav – suur osa Nabala lademest teadaolevatest liikidest Vormsi lademes ei esine. Küll aga ilmub Vormsi lademe alumistes kihtides arvukalt paljudesse gruppidesse kuuluvaid uusi liike.

Vormsi lademe paksus kõigub 0,3–22,4 m. Ta on suurim Kesk- ja Kirde-Eestis ning väheneb edela suunas. Lõuna-Eestis on lademe paksus kõikjal alla 10 m (joon. 71).

Vormsi lademele vastavad kolm üksteist lõuna ja kagu suunas asendavat kihistut: Kõrgessaare, Tudulinna ja Fjäckä (Мянный, 1966; Мянный и Рыбмусокс, 1982; Ораспыльд и Кала, 1982).

Kõrgessaare kihistu (F₁bK) põhjendati algselt Vormsi lademe alumise vööna (Jaanusson, 1944). Viimasel ajal on teda aga käsitletud litostratigraafia üksusena (nii kihistiku kui ka kihistuna), mis avamusel ja Loode-Eestis ka sellest lõuna pool vastab mahult tervele lademele (Рыбмусокс, 1962). Veelgi kaugemal lõuna pool haarab Kõrgessaare kihistu Vormsi lademe üldprofiilist vaid ülemise osa, kuna põhiline osa lademest kuulub Tudulinna kihistule (joon. 72).

Kõrgessaare kihistu stratotüübiks on paemurd samanimelisel poolsaarel Loode-Hiiumaal. Viiekümndatel aastatel paljandusid siin kihistu alumised kihid 1 m paksuses (tahvel XXVIII, joon. 1). Sellest paljandist on kogutud palju kivistisi. Kahjuks on paemurd praegu peaaegu täiesti kinni kasvanud. Teised veel olemasolevad Kõrgessaare kihistu paljandid on koondunud avamuse lääneossa. Hiiumaal on veel Paopa, Kärkla ja Palukiila paemurd, Vormsil aga heaks paljandiks lademe stratotüüp – rannik Saxby kohal. Mandri-Eestis on ainsaks nimetamisväärseks paljandiks Saunja (Mõnuste) paemurd.



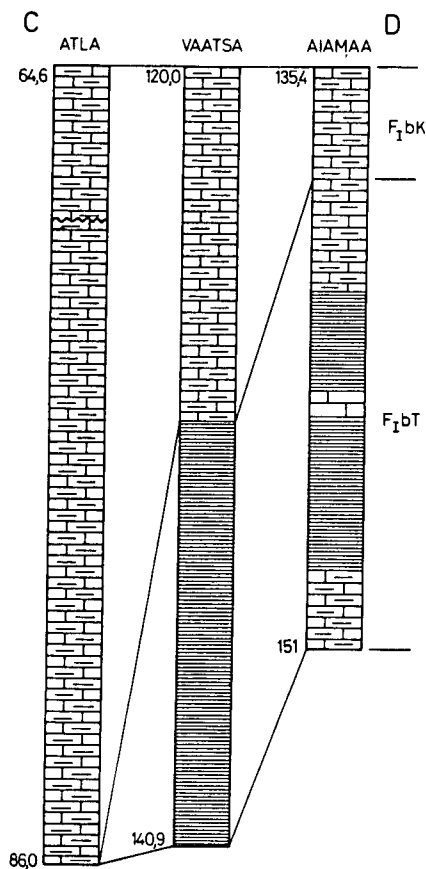
Joon. 71. Vormsi lademe levila ja paksus (A–B läbilõik, joon. 68, C–D läbilõik joon. 72; legend joon. 65).

Kõrgessaare kihistu paksus kõigub 0–21,4 m. Ta on suurim Kesk-Eestis ja väheneb järk-järgult lõuna suunas (joon. 73).

Kõrgessaare kihistu koosneb hallidest, enamasti õhukesekihilistest muguljatest, rohkete ebateravalt piiritletud tumedamate merglikihtidega vahelduvatest, rohkem või vähem savikatest lubjakividest. Paiguti ilmneb savikamate lubjakivide koondumine kihistu alumisse, teisel ülemisse poolde. Mõnes piirkonnas aga esinevad vähesavikad lubjakivid just kihistu keskosas.

Tudulinna kihistu (F_1bT) eraldati esmalt välja kihistikuna Ida-Eesti puuraukudes. Nime sai ta oletatava paljandumispiirkonna järgi (Мяньниль, 1958 b). Tema väljaeraldamisel oli aluseks kivimi silmatorkavalt suurem savisisaldus, võrreldes lamavate, lasuvate, eriti aga avamusel levivate samavanuste Kõrgessaare kihtidega. Viimasel ajal hakati kõnealust kihtidekompleksi käsitlema kihistuna, kuivõrd ta on litoloogiliselt küllaltki heterogeenne. Kihistut on hiljuti uurinud A. Oraspõld ja E. Kala (Ораспыльд и Кала, 1982).

Tudulinna kihistu ei paljandu kusagil. Seepärast valiti tema stratotüübiks Kamariku puursüdamik (72,9–80,4 m vahemikus), kus käsitletav kihistu tege-

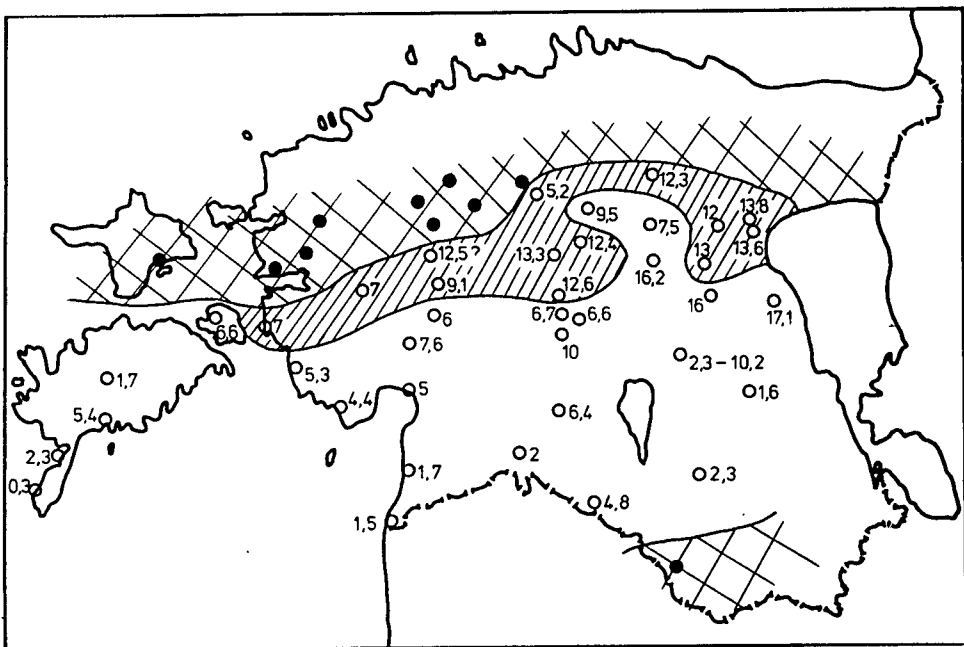


Joon. 72. Vormsi lademe profiile (C–D läbi-
lõik joon. 71 ;legend joon. 65).

likult E. Mölsi poolt esmakordselt välja eraldatigi. Stratotüüpses alas on kihistu lamamiks Voore kihistu Saunja kihistik, lasumiks Moe kihistu. Levila lõunapoolseimas osas moodustab aga Tudulinna kihistu lasumi Kõrgessaare kihistu (joon. 72). Lõuna suunas asendub Tudulinna kihistu Fjäcka kihistuga.

Tudulinna kihistu levila hõlmab Saaremaa kesk- ja lõunaosa, Muhu ning terve lõunapoolse Mandri-Eesti. Kihistu puudub vaid Loode- ja Kagu-Eestis. Tudulinna kihistu paksus kõigub 0–17,1 m piires (joon. 74). Valdaval alal Lõuna-Eestist on kihistu paksus alla 10 m.

Tudulinna kihistule on iseloomulikud rohekashallid, väga savika lubjakivi õhukeste muguljate vahekihtidega merglid. Nii mergel kui ka lubjakivi sisaldab rohkesti peeneid galukoniiditerakesi ja on hallikasillakate laikudega. Savikas



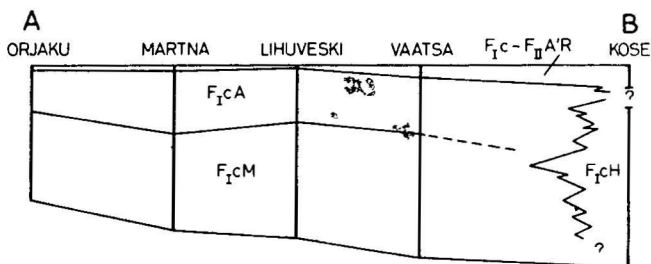
Joon. 74. Tudulinna kihistu levila ja paksus. Põikviirutusega on tähistatud ala, millel kihistu vastab Vormsi lademe alumisele osale.

PIRGU LADE (F_{1c})

Pirgu lademe põhjendajaks ja nime autoriks on V. Jaanusson (1944 ;1956), kes endise Saaremõisa (Lyckholmi) lademe ülemise osa eraldas välja iseseisva lademenähtuse. Pirgu lademe stratotüübiks on Pirgu jõe parem kaldajärsak Pirgu mõisa lähedal, veidi Härküla maantee sillast edela pool. Kaldajärsakus ja jõe põhjas paljandusid Adila kihistiku õhukesekihilised muguljad lubjakivid kuni 1,5 m paksuselt. Profiil on aga praegu varisenud ja suuremalt osalt kinni kasvanud.

Lademe avamus haarab tunduva osa Kesk-Hiiumaast (Kõpu poolsaarest idarannikuni), jätkudes Lõuna-Vormsis ja mandril. Siin algab avamus Noarootsi poolsaare lõunaosast ja Haapsalu ümbrusest ning kulgeb laiuti edasi kuni Viru-Roelani, kus pöördub kagusse, jõudes Peipsi looderannikuni (joon. 3).

Põhja-Eestis on Pirgu lademe alumiseks piiriks autori ettepanekul (Рыбы-мусокс, 1962) Kõrgessaare ja Moe kihistu vaheline piir. See piir tähistab olulist muutust fossiilide koosluses. Eriti silmatorkav on rohevetikate hulka kuu-



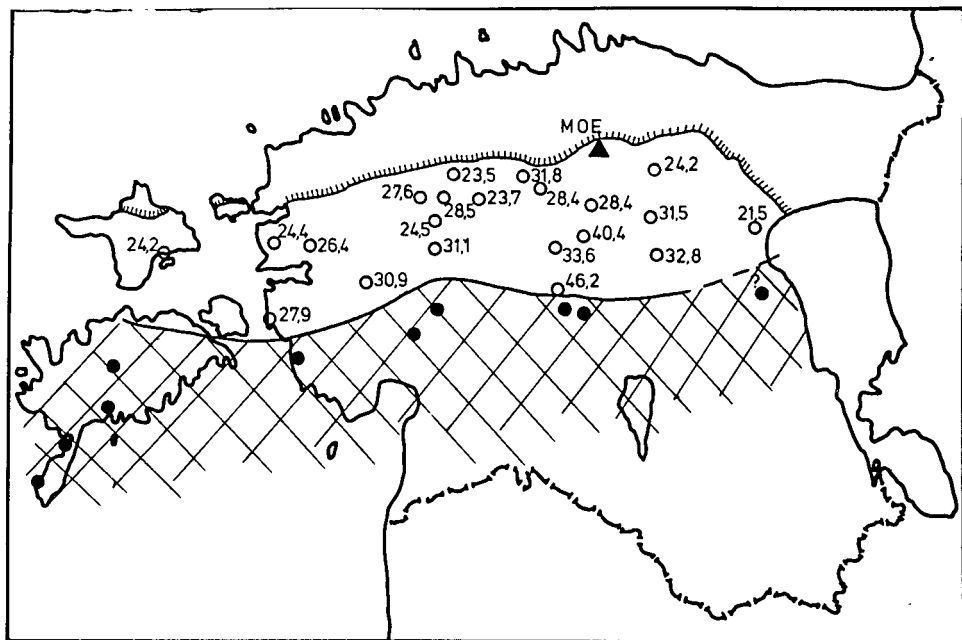
Joon. 76. Pirgu lademe litostratigraafiline liigestus Põhja-Eestis (A–B läbilõik joon. 75).

Pirgu lademel oli avamusel algselt liigestus kolmeks, Niibi, Lohu ja Piir-salu vööks (Jaanusson, 1944). Tänapäeval on üldkasutatavaks muutunud lito-stratigraafiline liigestus, mille järgi lademele Põhja-Eestis vastavad (vanemast nooremani) Moe ja Adila kihistu ning Rõa kihistik, mis kuulub nooremasse Ärina kihistusse (Мяннийль и Рыымусокс 1982) (joon. 76). Kesk- ja Lõuna-Eestis moodustavad Pirgu lademe alumise poole üksteisega asenduvad Tootsi ja Jonstorpi kihistu. Lademe keskosale vastab siin aga Halliku kihistu. Kuivõrd viimaste piiritlemisel on veel palju ebaselget, siis käesolevas raamatus neid ei puudutata. Pirgu lademe stratigraafiat on viimastel aastakümnetel käsitletud mitmete geoloogide poolt (Рыымусокс, 1960, 1962, 1967; Martna, 1957; Мяннийль, 1966; Ораспыльд, 1975a, 1982).

Moe kihistu (F_{1cM}), mis Põhja-Eestis moodustab Pirgu lademe alumise osa, vastab mahult Vormsi lademe Nõmmküla vööle ja Pirgu lademe Niibi vööle V. Jaanussoni (1944) mõistes. Ta eraldati välja autori poolt algselt kihistikuna (Рыымусокс, 1960). Kihistu levib Põhja-Eestis, kus ta lamamiks on osalt Kõrgessaare, osalt Tudulinna kihistu. Tänapäeval on Moe kihistu paljandumus halb. Nimetamisvääraseiks paljandeiks on vaid Paluküla paemurd Hiiumaal (siin paljandub ka kihistu alumine piir), Niibi paemurd Noarootsi lähedal ja Moe paemurd Tapa juures. Viimane on ühtlasi kihistu stratotüübiks. Selles paljan-dub 1,1 m kõrgune profiil (arvatavasti kihistu keskmised kihid). Moe kihistu alumine piir ühtub Pirgu lademe alumise piiriga, tema lasumiks on aga Adila kihistu. Lõuna pool asendub Moe kihistu osaliselt Tootsi kihistuga.

Moe kihistu paksus on 0–46,2 m, kusjuures paksuse jaotumine kihistu le-vila piires on väga ebahütlane. Üldiselt on Moe kihistu paksus avamuse lähedu-ses alla 30 m, Kesk-Eestis aga maksimaalne (joon. 77).

Kihistu on esindatud peamiselt pruunikas- kuni valkjashallide pruunika varjundiga peeneteraliste kuni afaniitsete poolkarpliku murdega muguljate tumedama mergli kihtidega lubjakividega. Merglikihtide paksus on 1–6 cm. Tavaliselt on merglikihid peenkihilised ja sisaldavad peent detriiti, mille põhi-



Joon. 77. Moe kihistu levila ja paksus.

osa annavad okasnahksete varrelülid. Iseloomulikuks tunnuseks on merglikihtide ja lubjakivikihtide terav, üleminekuta piir (vastandina lamava Kõrgessaare kihistu merglikihtide üleminekulistele piiridele). Lubjakivid on üldiselt paksukihilised.

Avamusel Loode-Eestis esinevad Moe kihistu lubjakivides ülalkirjeldatud kivimist tunduvalt erinevast lubjakivist koosnevad biohermid. Läänepoolseim bioherm on Vormsi saare keskosas asetsev Hoitberg. See kujutab endast ümbritsevast tasasest alast kuni paari meetri võrra kõrgemale ulatuvat ovaalse piirjoonega kõrgendikku, mille pindala on umbes 500 m² (Jaanusson, 1939). Teine selline bioherm on Tallinna–Pärnu maantee ääres Ruunaveres Ussimäe nime all tuntud umbes 120 m pikkune ja ümbrusest kuni 5 m kõrgemale ulatuv külm (Sirk, 1961).

Kumbki bioherm koosneb valkjashallist punakate ja pruunikate laikudega peeneteralisest kuni afaniitsest massiivsest lubjakivist. Kivim on osalt ümberkristalliseerunud, õhukeste kaltsiidisoonte ja -kristallidega. Rohkesti esineb fossiilide fragmente ja terveid eksemplaregi. Peamisteks biohermi ehitanud organismideks näivad olevat lubivetikad ja korallid. Samasuguse biohermse

kivimi lahtiseid pangaseid on veel ka Noarootsi lähedases Niibi külas ja Taebblas A. Laikmaa talu õues. Niibi pangased on kohaliku päritoluga, sest ühe ajutise kaeve põhjas paljandus samasugune kivim.

Niibi ja Ruunavere bioherme ümbritseb jämedadetriidiline savikas lubjakivi. Detriit koosneb peamiselt okasnakksete (tsistiidide) karika plaatide fragmentidest ja massiliselt esinevatest varrelülidest. Arvukalt leidub ka terveid fossiile, eriti brahhiopoodide. Niisugune kivim paljandub väikeses Niibi paemurrus. Kuni viimase ajani polnud selge, millisel tasemel biohermid Moe kihistu üldprofiilis lasuvad. Tänu Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse ehitismaterjalide jaoskonna poolt 1975. a. lõpul Ruunavere biohermi perifeersesse ossa puuritud puuraugule teame nüüd, et selles jääb biohermi alumine piir Moe kihistu alumisest piirist umbes 13 m kõrgemale. Bioherm ulatub seega Moe kihistu keskossa, nagu varem oletatudki.

Pirgu lademe bioherme on avastatud ka teiste puuraukudega. Nii lõpeb Virtsust lõuna pool puuritud Paatsalu puurauk Moe kihistu biohermis. Võhma puuraugus lasub 16,3 m paksune bioherm Pirgu lademe ülemises pooles, Jonsorpi kihistust veidi kõrgemal. Biohermset lubjakivi esineb Võhma puuraugus aga veel kõrgemalgi, isegi vahetult Porkuni lademe all. Biohermse lubjakivi ülemised kompleksid vahelduvad siin arvukalt okasnakksete toese fragmente sisaldavate kihtidega.

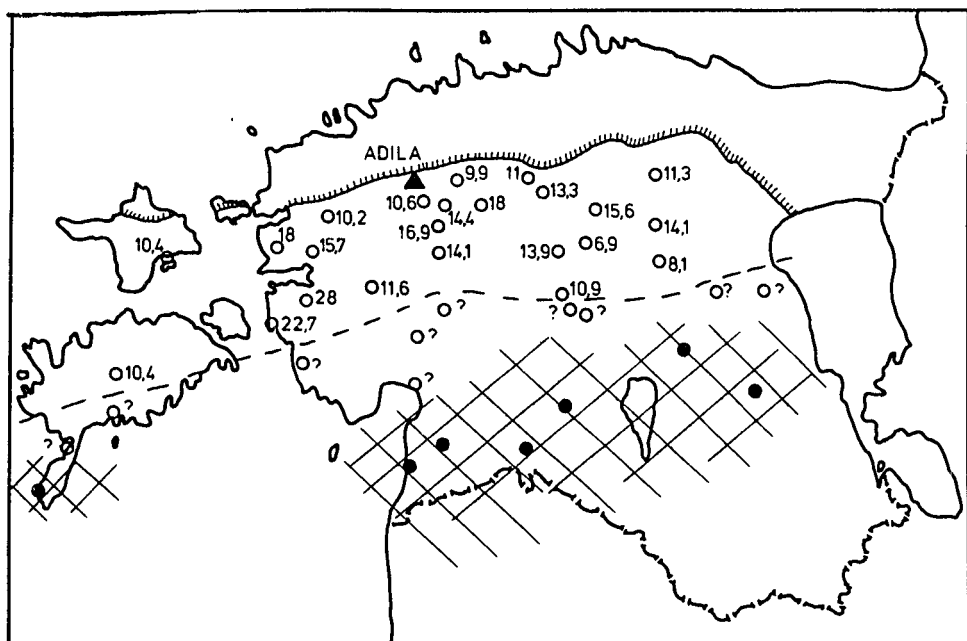
Põhilise osa Pirgu lademe ülemisest poolest Põhja-Eestis moodustab Adila kihistu (F₁CA), mis põhjendati autori poolt algselt kihistikuna (Рыымусокс, 1960). V. Jaanussoni (1944) liigestuses vastab Adila kihistu Lohu ja Piirsalu võõle. Kihistuna käsitletakse kõnealust kompleksi alles viimastel aastatel (Мянгиль и Рыымусокс, 1982).

Adila kihistu levila jääb Põhja-Eestisse, kattudes eespool käsitletud Moe kihistu levilaga (joon. 78). Adila kihistu lamamiks ongi seega Moe kihistu, lasumiks aga Ärina kihistu Rõa kihistik (joon. 76). Adila kihistu paljandumus on tänapäeval halb – mainimisväärseiks paljandeiks on veel vaid Vormsi edelaranik Hosholm, Lohu paemurd, Pirgu jõe kaldajärsak (lademe stratotüüp) ja kihistu stratotüüp Adila paemurd Rapla rajoonis, umbes 7 km Hagerist lõuna pool. Käesoleval ajal paljandub selles vanas, kinnikasvavas paemurrus veel vaid 1 m kihistu keskmisi kihte.

Adila kihistu paksus on 6,9–28 m. Paksuse jaotumine on väga ebakorrapärane (joon. 78). Kihistu levila ulatus Kesk-Eestis ja Lõuna-Saaremaal vajab veel selgitamist.

Litoloogiliselt iseloomustavad kihistut sinakashallid kuni valkjashallid mulguljad õhukesekihilised, suhteliselt savikad, tumedamate-mergli kihtidega lubjakivid. Mergli kihtide paksus on tavaliselt 2–4 cm, nende piirid ebaselged, üleminekulised. Kohati on kihistu ülemise osa lubjakivid dolomiidistunud. Avamuselähedastes ja Loode-Eestis puuritud puuraukudes on kihistus arvukalt püritse impregnatsiooniga sopilisi katkestuspindu.

Avamusel ja ka lõuna pool, Adila kihistu levila piirkonnas, moodustab

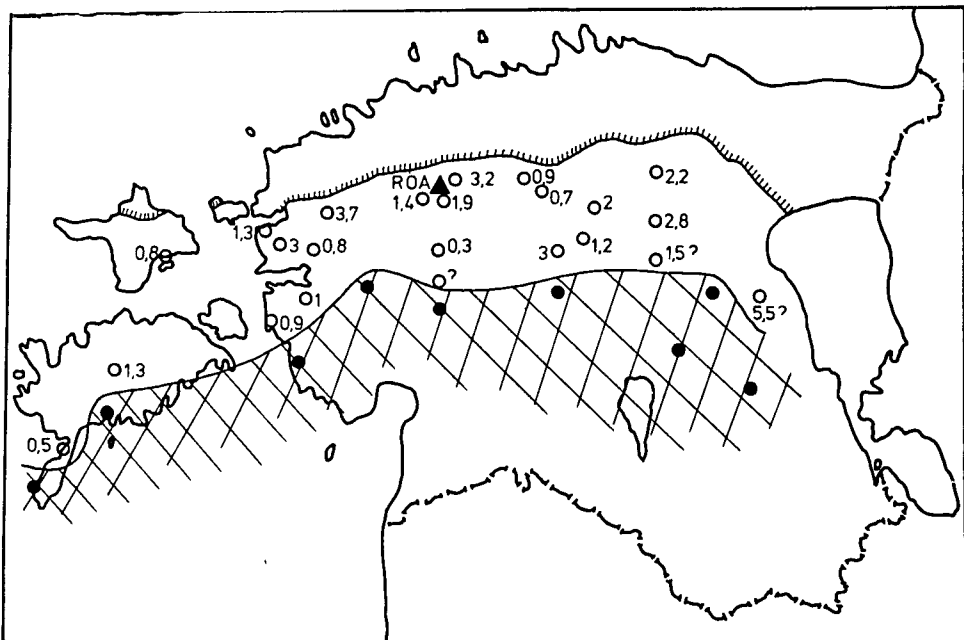


Joon. 78. Adila kihistu levila ja paksus. Levila ulatumine katkendjoonest lõuna poole pole selge.

Pirgu lademe kõige ülemise osa Ärina kihistusse kuuluv Rõa kihistik (joon. 76). Ärina kihistu (F_{1c}-F_{IIÄ}) on mitmesuguste lubjakivide ja dolomiidistunud lubjakivide kompleks, mis avamusel moodustab ordoviitsiumi kõige ülemise osa. Kihistu nimi tuleneb Ärina paljandist, umbes 4 km Porkunist kagu pool, kus paljandub Tõravere kihistik (Мянний и Рыымусокс, 1982). Ärina kihistu vastab Pirgu lademe ülemisele, kuni 5,5 m paksusele osale, ja tervele Porkuni lademele (vt. lk. 145).

Rõa kihistik (F_{1c}-F_{IIÄ}'R) eraldati algselt välja kui Porkuni lademe alumine osa (Martna, 1957). Hiljem aga selgus, et Rõa kihid sisaldavad rea Pirgu lademele omaseid fossiile. Seepärast tuleb Rõa kihistikku pidada Pirgu ealiseks (Рыымусокс, 1967). Litostratigraafiliselt aga moodustab Rõa kihistik Ärina kihistu basaalse osa (Мянний и Рыымусокс, 1982).

Rõa kihistik paljandub peamiselt samanimelise küla ümbruses (Kohilast umbes 7 km lõuna pool), kus veel leidub mitmeid paljandeid. Üks neist – Rõa-Jakobi paemurd – on kihistu stratotüübiks. Selles paljanduvad Pirgu ja



Joon. 79. Rõa kihistiku levila ja paksus.

Porkuni lademe piirikihid. Ida-Eestis paljandub kihistik kuulsas Porkuni paemurrus. Kihistiku paksus kõigub 0,5–5,5 m vahel (joon. 79).

Rõa kihistik koosneb avamusel kollakashallist, pruunikashallist või punakast dolomiidist. Puursüdamikes on kihistik esindatud enamasti valkjashalli (kohati küll ka pruunika või roheka varjundiga) peeneteralise paksukihilise dolomiidiga. Paljandeis on kihilisus mõnikord ebaselge või puudubki. Tavaliselt on dolomiidid väikeste kavernidega ja sisaldavad okasnahksete toese fragmente, eriti varrelülisid. Kihistu esialgseks kivimiks olnud lubjakivi on hiljem dolomiidistunud. Dolomiidistumise tagajärjel pole kivimis säilinud ka kivistisi – nende asemel leiduvad enamasti vaid tühikud ja õõnsused.

Rõa kihistiku litoloogia ja levila vajab täpsustamist. Pole nimelt selge, kas levila kõige lõunapoolsemates puuraukudes seni Rõa kihistikuks peetud kihtidekompleks tegelikult on seotud stratotüüpsete Rõa kihtidega.

PORKUNI LADE (F_{II})

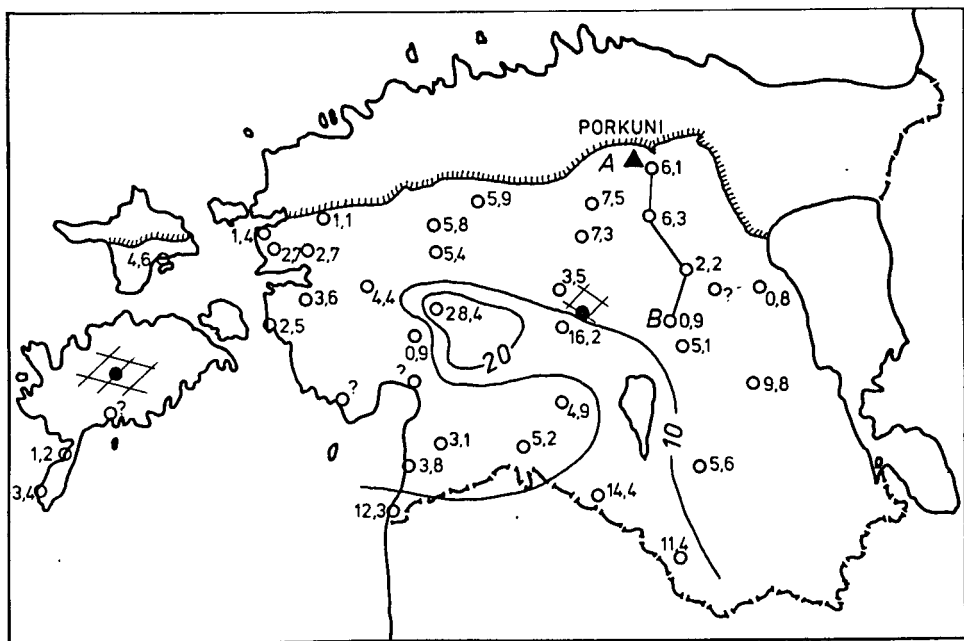
Porkuni nime tõi meie geoloogiasse E. Eichwald (1854), tähistamaks sellega Ida-Eestis Porkuni ümbruses levivat dolomiidistunud lubjakivi. Eesti ordo-viitsiumi iseseisva üksusena peaaegu nüüdisaegsetes piirides käsitles aga Porkuni ladet esimesena Fr. Schmidt (1858).

Lademe stratotüübiks on laialdaselt tuntud Porkuni paemurd, kus paljandub Pirgu lademe ülemine osa (0,7 m) ja Porkuni lademe alumine pool (3,8 m).

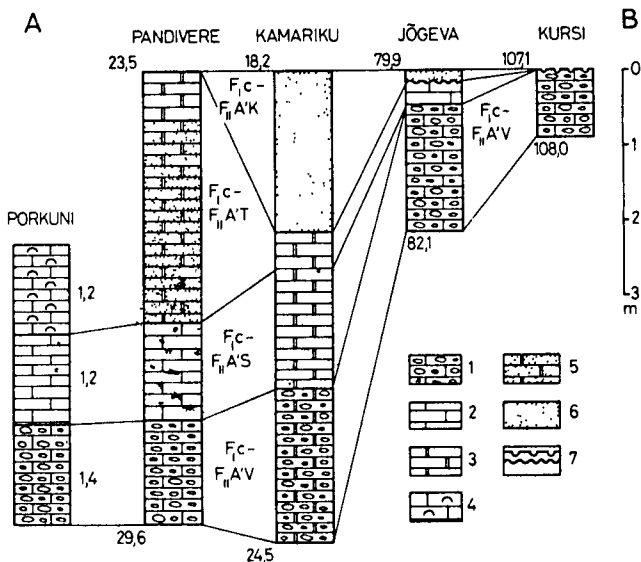
Porkuni lademe avamus läbib kitsa lookleva vööndina Hiiumaa keskosa, kus pinnakatte suure paksuse tõttu paljandeid pole. Nii on selle lademe läänepoolsemaid paljandeid alles Vohilaiul. Mandri-Eestis kulgeb Porkuni lademe avamus Haapsalu ümbrusest alates laiuti kuni Porkunini ja pöördub siis kagusse, ulatudes Mustvee ümbruseni (joon. 3).

Lademe levila haarab peaaegu kogu Eesti – Saaremaa keskosa ja Pärnu ümbrus tõenäoliselt välja arvatud (joon. 80).

Porkuni lademe alumise piiri määras avamusel kindlaks juba Fr. Schmidt (1858), kelle järgi on selleks nüüdisajal Rõa kihistikku kuuluvate dolomiitide



Joon. 80. Porkuni lademe levila ja paksus (A–B läbilõik joon. 81).

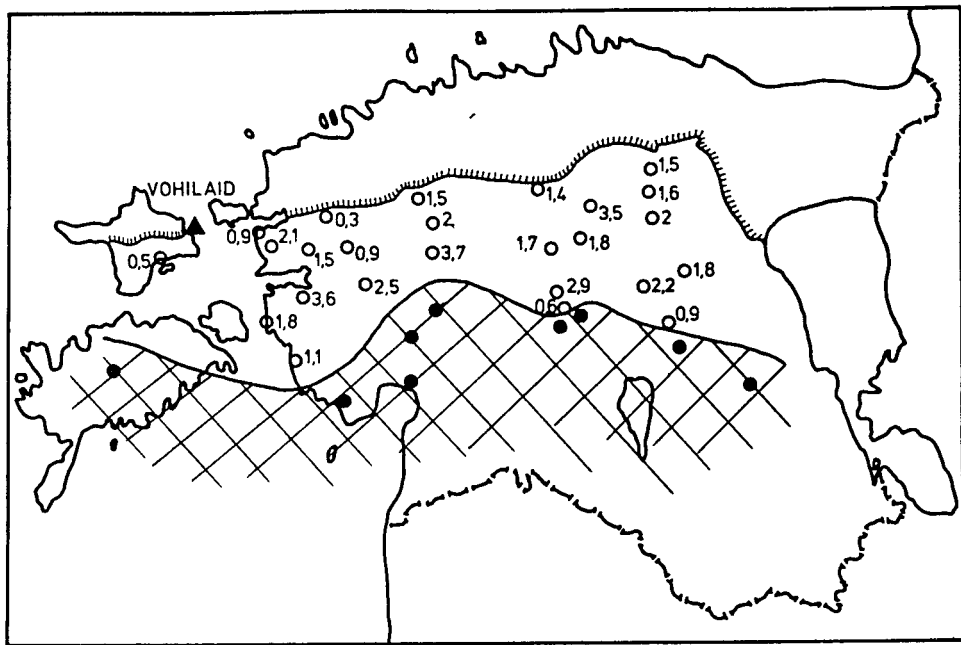


Joon. 81. Porkuni lademe profiile (A–B läbilõik joon. 80). 1 – purdlubjakivi, 2 – lubjakivi, 3 – dolomiidistunud lubjakivi, 4 – biohermne lubjakivi, 5 – kvartsi terakeste sisaldusega dolomiidistunud lubjakivi, 6 – liivakad kivimid, 7 – katkestuspinnad.

ja neil lasuvate, rohkesti okasnahksete fragmente ja varrelülisid sisaldavate kih-tide (Fr. Schmidt'i järgi Encrinitenlager) vaheline piir Porkuni paemurrus ning teisteski paljandites. Hilisemad uurimused on piiri sellist taset (nüüdisaegse nomenklatuuri järgi Rõa ja Vohilaiu kihistiku piirina) kõigiti toetanud (Рыбы-мыскас, 1976). See piir tähistab ka olulist muutust fossiilide koosluses. Piir paljandub Vohilaiul, Rõa ümbruse paljandeis, Porkunis ja mujal.

Porkuni lademe paksus kõigub 0–28,4 m vahel (joon. 80). Levila peamisel alal on paksus alla 10 m, mõnedes lõunapoolsetes puuraukudes (Ruhnu, Ikla, Holdre ja Karula ning Kesk-Eestis Tootsi ja Võhma puuraugus) 11–28,4 m. Eikla puuraugus Saaremaal Porkuni lade J. Nõlvaku andmeil puudub. A. Oras-põllu andmeil pole Porkuni ladet ka Kesk-Eesti Koksvere puuraugus.

Porkuni lademe liigestamisel Põhja-Eestis oli lähtealuseks esialgne Fr. Schmidt'i (1858, 1881) liigestus, mida on hiljem mõnevõrra täpsustatud ja täiendatud (Рыбымыскас, 1967). Porkuni lademe litostratigraafiat Lõuna-Eestis on hiljuti käsitlenud A. Oraspõld (Ораспыльд, 19756).



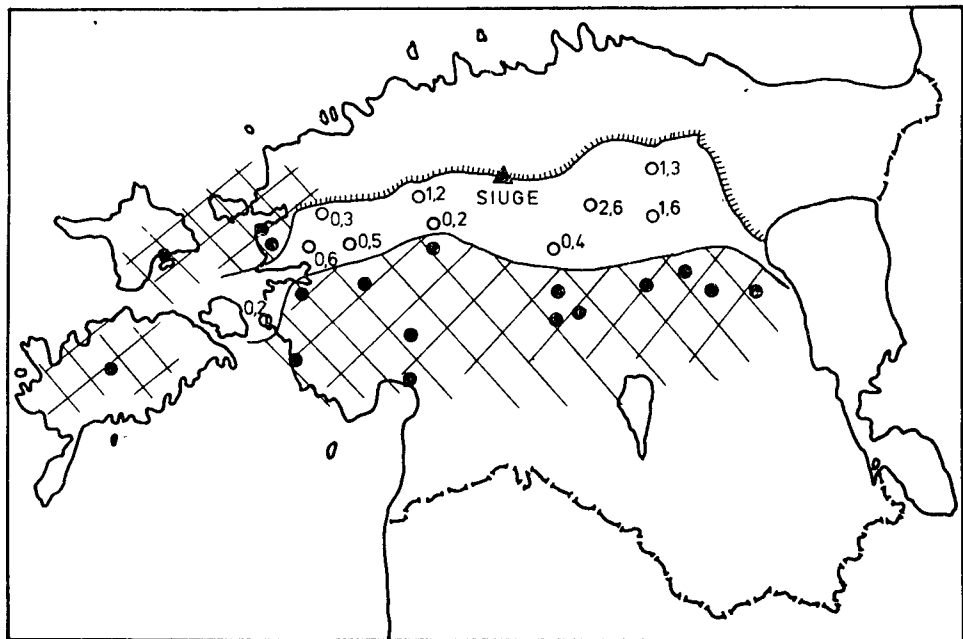
Joon. 82. Vohilaid kihistiku levila ja paksus.

Porkuni lademele vastab Põhja-Eestis Ärina kihistu ($F_{Ic}-F_{II\ddot{A}}$) peamine osa, mis jaguneb Vohilaidu, Siuge, Tõrevere ja Kamariku kihistikuks (Мянний и Рыбымусокс, 1982) (lk. 141).

Vohilaidu kihistik ($F_{Ic}-F_{II\ddot{A}}V$) moodustab Põhja-Eestis Porkuni lademe alumise osa, tema lamamiks on Pirgu lademesse loetav Rõa kihistik (joon. 81). Kihistik paljandub Vohilaidul Hiiumaa idaranniku läheduses (stratotüüp), Rõa-Jakobi, Härkula, Porkuni ja mõnedes teistes paljandites. Kihistiku väljaeralda-jaks on Fr. Schmidt (1858), nime andis aga sellele 1958. a. Ü. Sirk.

Kihistu paksus on 0–3,7 m. Levila haarab Põhja-Eesti (joon. 82).

Vohilaidu kihistik on esindatud mitmesuguse terasuurusega purdlubjakiviga. Paljandeis koosneb kihistik valkjas- kuni kollakashallist, mõnikord pruunikast lubjakivist. Kohati esinevad ka kollakad või pruunikad dolomiidistunud lubja-kivid. Tavaliselt on kihistiku kivim keskmiseteraline või isegi jämedateraline ja detriidiline. Detriit koosneb peamiselt okasnahksete toese ümardatud fragmen-tidest ja varrelülidest. Kivim on paksukihiline, kohati nõrgalt savikas. Puurauku-des on kihistikus valkjas- kuni pruunikashallid, üldiselt peeneteralisemad, õhu-



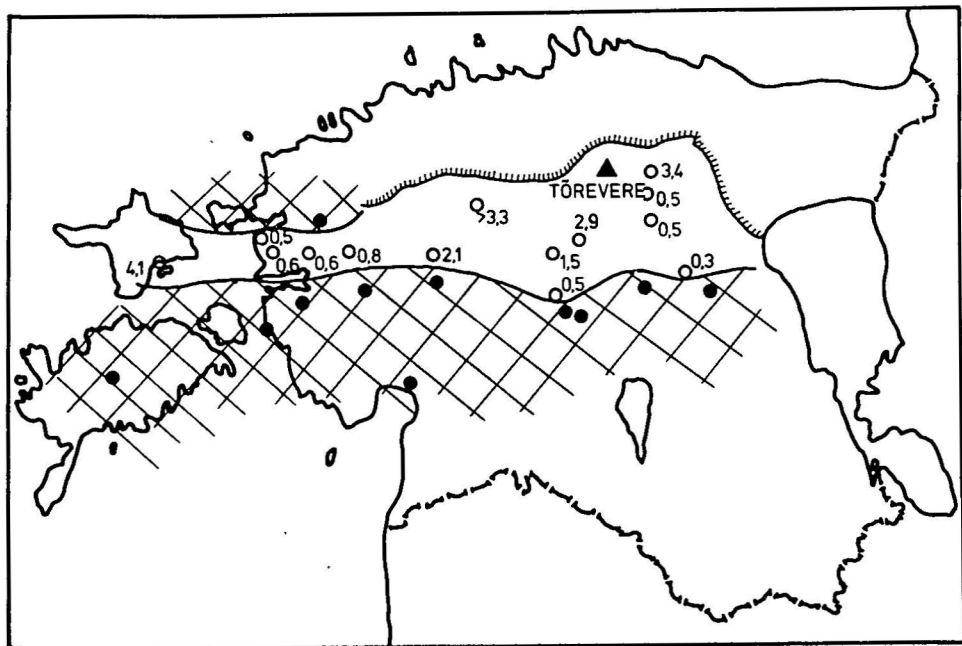
Joon. 83. Siuge kihistiku levila ja paksus.

kesekihilisemad, mõnel pool õhukeste mergli kihtidega lubjakivid. Kohati esinevad lubiooidid. Porkuni paljandis võib kihistiku ülemises osas näha väikest biohermi, mis ulatub ka lasuvasse Siuge kihistikku.

Siuge kihistiku ($F_{Ic}-F_{II}A'S$) eraldas põhimõtteliselt välja juba Fr. Schmidt (1858), piire täpsustas ja nime andis 1958. a. Ü. Sirk. Kihistiku nimi tuleneb vanast, kinnikasvanud paemurrust Siuge küla lähedal metsas (Harju rajoonis, Kose alevikust umbes 12 km lõuna pool). Nüüdisajal on nimetamisväärsiks paljandeiks veel Härküla, Porkuni ja Kehala paemurd. Kihistiku levila haarab Mandri-Eestis kitsa vööndi, mis ulatub Virtsust Pandivere kõrgustikuni. Siuge kihistiku lamamiks on Vohilau kihistik, lasumiks Tõrevere kihistik (joon. 81).

Kihistiku paksus kõigub 0–2,6 m vahemikus, olles valdaval alal levilast alla 2 m (joon. 83).

Siuge kihistiku peamiseks iseloomustavaks tunnuseks on kivimi märgatav bituminoossus, mis väljendub rohkem või vähem silmatorkavas pruunikas värvuses. Nii koosneb kihistik pruunikashallist kuni tumepruunist õhukesekihilisest, rohkem või vähem savikast, pruunika mergli kihikestega bituminoossest



Joon. 84. Tõrevere kihistiku levila ja paksus.

lubjakivist. Avamusel esineb kihistiku ülemises pooles kuni 25 cm paksuste kihinditena tumepuuni savikat, tugevasti bituminoosset lubjakivi (meenutab isegi Türisalu kihistu argilliiti). Avamusest lõuna pool kivimi bituminoossus väheneb. Kohati on lubjakivi dolomiidistunud (näit. Kehala ümbruses).

Avamusel ja selle läheduses moodustab Porkuni lademe ülemise poole Tõrevere kihistik (F_{1c}-F_{11A}T). Sellegi kihistiku sisuliseks väljaeraldajaks on Fr. Schmidt (1858), piiritlejaks ja nime autoriks aga Ü. Sirk. Tõrevere kihistiku levila haarab avamuse ja ulatub lõuna poolegi – kuni Kesk-Eestini (joon. 84). Kihistiku stratotüübiks on nüüdseks üpris kinni kasvanud Tõrevere paemurd, umbes 6 km Amblast ida pool (Paide rajoon). Kihistik on vähe paljandunud, olulisemad paljandid asetsevad Porkunis, Ärinal ja Kehalas.

Tõrevere kihistiku lamami moodustab Siuge või Vohilaiu kihistik, tema lasumiks on avamusel Juuru lade, sügavama lasumusega piirkonnas aga Kamariku kihistik (joon. 81).

Kihistiku paksus on 0–4,1 m, kusjuures paksuse jaotumises pole erilist korrapärasust (joon. 84).

Litoloogiliselt on Tõrevere kihistikule iseloomulikud massiivsed biohermesed lubjakivid, mis esinevad koos kihiliste lubjakividega. Paljandeis esinevad hallid, kollakad ja roosakad, sageli afaniitsed, poolkarpliku murdega ebakorrapärase kihilisusega lubjakivid. Neis on mõnikord õhukesi lainjaid kollaka mergli kihikesi. Kohati on lubjakivi umberkristalliseerunud ja peente kaltsiidisoonestega. Nii lubjakivi kui ka mergel sisaldab rohkesti aleuriitset kvartsi (lahustumatu jääk võib ü. Sirgu andmeil olla kuni 17 %). Biohermene lubjakivi iseloomustab Tõrevere kihistikku ka puuraukudes (eriti Orjaku, Pusku, Asuküla ja Martna puuraugus).

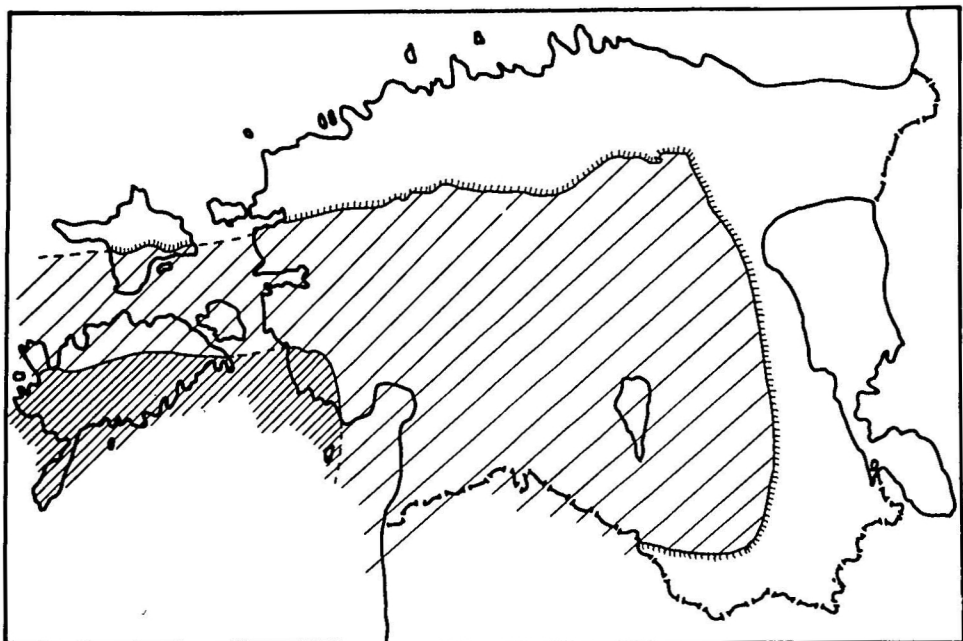
Kuigi bioherme esineb nii Vohilau kui ka Siuge kihistikus, on neid Tõrevere kihistikus siiski kõige rohkem. Õieti koosnebki viimane valdavalt biohermesest lubjakivist. Paljandite väiksuse tõttu ei saa aga biohermide olemusest selget ettekujutust. Üldiselt on nad ovaalse piirjoonega, paari meetri kõrgused ja kuni 20 m läbimõõduga.

Nii biohermene kivim kui ka kihilised lubjakivid on kivististerikkad. Eriti rohkesti esineb stromatoporaate ja koralle. Viimaste seas on ülekaalus rugoosid, pealegi esineb neid mõnes kihis massiliselt (siit ka Fr. Schmidt'i tabav termin "korall-lubjakivi"). Kihistiku kivim on kohati rohkem või vähem dolomiidistunud.

Porkuni lademe ülemise osa moodustab Põhja-Eestis Kamariku kihistik (F_{1C}-F₁₁Ä'K). Selle kihistiku paljandumisest ei ole andmeid. Kahest varem tuntud Porkuni ja Juuru lademe piirikihtide paljandist – Härküla kraavist (Schmidt, 1858) ning raudteekaevest Tamsalust põhja pool (Winkler, 1922) – pole selle kihistiku kivimit ka muuseumi kogudes. Esimesi andmeid kõnealuse kihistiku omapärase kivimi kohta Kamariku puuraugus avaldas kihistiku väljaeraldaja E. Rosenstein (1943). Nime saigi kihistik Kamariku puuraugu järgi, mille südamik 18,2–20,3 m vahemikus on stratotüübiks (Рымыусокс, 1967).

Kamariku kihistiku lamamiks on tavaliselt Tõrevere kihistik, harvem Vohilau või Siuge kihistik. Kamariku kihistiku lasumi moodustab Varbola kihistu. Kihistiku levila kujutab Porkuni lademe avamusele paralleelset võõndit Mandri-Eesti Virtsust Jõgevani. Kamariku kihistiku paksus on 0–4,6 m ja see on Kesk-Eesti idaosas üldiselt suurem (joon. 85).

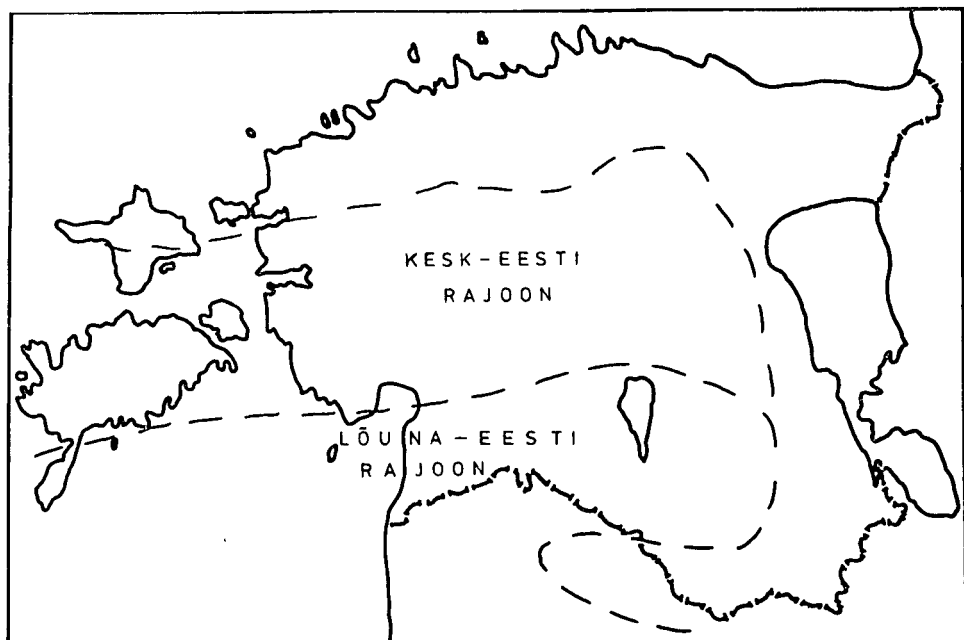
Kihistiku litoloogiat ja mineraloogiat on spetsiaalselt uurinud H. Viiding ning A. Oraspõld (Вийдинг и Ораспыльд, 1972; Ораспыльд, 1975). Nende järgi iseloomustavad kihistikku eelkõige mitmesuguse liiva- ja aleuriidisisaldusega karbonaatsed kivimid, levila idaosas ka liivakivid. Lahustumatu jäägi sisaldus kõigub kihistiku karbonaatsetes kivimites mõnest protsendist kuni neljakümne üheksa protsendini ja suureneb ida suunas. Litoloogiliselt iseloomustavad Kamariku kihistikku enamasti valkjashallid, roheka või pruunika varjundiga liivlubjakivid, liivakad lubjakivid, aleuriitsed liivakad lubjakivid ja sama tüüpi dolomiidistunud erimid. Dolomiidistumise tõttu sisaldavad viimased väikeseid tühkuid. Liivakas-aleuriitse aine jaotumine kihistiku vertikaalses profiilis on



Joon. 86. Siluri ladestu levila (D. Kaljo ja E. Kala järgi). Peene põikviirutusega on tähistatud ülemsiluri ladestiku levila.

destumine toimus siluri ajastul meie alal endiselt üldiselt madalaveelistes mere-
listes tingimustes. Sealjuures ei muutunud olulisel määral ka selle merelise
basseini üldine konfiguratsioon. Siiski ilmnis ajastu vältel põhilise nähtusena
mere järkjärguline taandumine (regressioon) läände ja edelasse. See protsess
peegeldub kõigepealt sedimentatsiooni muutumises, mida hästi näitab Saare-
maa siluri läbilõige – ülemsiluri setendid on alamsiluriga võrreldes tunduvalt
rannikulähedasema tekkega. Ajuti pidi normaalne avamereline basseini asendu-
ma isegi laguunidega. Arusaadavalt peitub selliste paleogeograafiliste muutuste
põhjus aluskorra tektoonilise arengu omapärasustes. Nendest lähtudes võibki
Baltikumi jagada siluri ajastu sedimentatsiooni silmas pidades mitmeks struk-
tuurilis-fatsiaalseks rajooniks. Nii eritletakse meie alal Kesk-Eesti ja Saaremaa
ning Lõuna-Eesti rajooni, mis on osadeks ulatuslikematest, tervet Baltikumi
hõlmavatest vöönditest (Кальо, 1977) (joon. 87 ;tabel 8).

Siluri ladestu avamus haarab Lõuna-Hiiumaa, Saaremaa, Muhu ja moodus-
tab Mandri-Eesti keskosas Haapsalu–Pärnu vahele jääva vöötme, mis idas ula-
tub peaaegu Peipsi järveni (joon. 3, 86).



Joon. 87. Eesti struktuurilis-fatsiaalsed rajoonid siluri ajastul (D. Kaljo järgi).

Siluri ladestu koosneb peamiselt karbonaatsetest kivimitest – lubjakivide, dolomiitidest ja merglitest. Terrigeenseid kivimeid, nagu savid ja argilliidid, esineb vähe.

Ladestu kogupaksus on suurim Saaremaal Sõrve säärel, ulatudes Ohe- saare puuraugus 436 meetrini.

Siluri ladestu rahvamajandusliku tähtsuse määravad tema karbonaatsete kivimite omadused. Pikima kasutamisaajalooga on muidugi ehituskivi. Veel praegu võib Varbola maalinna vallis näha samanimelise kihistu lubjakivi (Jürgenson, 1960). See on vähemasti osaliselt pärit vanade eestlaste poolt maalinnaga ühele aluspõhja murtud üle 6 m sügavusest kaevust. Mandri-Eestis on siluri parimaks ehituskiviks siiski Kullamaa kihistu lubjakivi ja dolomiit. Neid on siin laialdaselt kasutatud juba vähemalt 13. sajandist alates. Nii on sellest kivist ehitatud Paide ja Haapsalu vanad rajatised, sealhulgas Haapsalu piiskoplinn, aga ka paljud maaehitised. Tuntuimad paemurrud asetsevad Haapsalu lähedal (Ungru ja Pusku), Märjamaa ümbruses (Orgita) ning Paides (Mündi). Puskult on möödunud sajandil ehituskive veetud Peterburigi. Tänapäeval on

aga siluri kivimeist kõige rohkem kasutatavaks kuulus saaremaa dolomiit Paadla kihistu alumisest osast (tuntud ka saaremaa marmori nime all). Viimastel aastakümnetel saadakse seda dolomiiti suures koguses hästi mehhaniseeritud Kaarma karjäärast (tahvel XXXVIII, joon. 1). On ju kaarma dolomiidist katte- ja põrandaplaadid väga dekoratiivsed ning vastupidavad. Suurte monoliitsete pankade saamise võimalus ja vastmurtud kivimi suhteliselt kerge töödeldavus teeb dolomiidi hinnatavaks materjaliks ka skulptoritele. Kaarma kivi on Saaremaal kasutatud kohaliku ehitusmaterjalina laialdaselt juba 14. sajandist alates. Temast ehitati suuri hooneid (Kuressaare loss), kuid tehti ka korstnakive, akna- raame ja hauaplaate.

Veel on siluri ladestu kivimeid kasutatud tehniliseks otstarbeks – raua-, klaasi- ja tselluloositööstuses. Eriti sobiv oli selleks otstarbeks Jaagarahu kihistu biohermne lubjakivi. Seda kivimit murti kahe- ja kolmekümnenäil aastail suures koguses Jaagarahu paemurrust ja eksporditi Soome, Rootsi, Saksamaale ning Poolasse (Orviku, 1933). Sama kihistu dolomiiti on A. Luha andmeil enne I maailmasõda Peterburi metallurgiatehaste tarbeks murtud Üügu pangalt Muhus. Kaismalt sai Jaagarahu kivimit Järvakandi klaasitehas.

Võhma ümbruses paljanduvatest Rumba kihistu dolomiitidest on mitme sajandi vältel leitud plümaagi galeniidi (PbS) väiksemaid või suuremaid mugulaid. Kirjanduses on viiteid isegi kuni 64 kg raskuse galeniidikamaka leidmise kohta. Kuid vaatamata korduvatele uuringutele möödunud sajandi algusest kuni viimase ajani, ei ole oletused galeniidi esinemisest tootmisväärses koguses kinnitust leidnud. Tekkelt on see Adavere lademe galeniit hüdrotermaalne (Luha, 1946; Palmre, 1961).

Eesti siluri uurimine algas möödunud sajandi kolmekümnenäil aastatel. Uurimisajaloo seisukohalt on huvitav teada, et esimestena pälvvisid geoloogide tähelepanu mitte Saaremaa pankades paljanduvad, vaid Kesk-Eesti lubjakivid korallide ja brahhiopoodide *Pentamerus*'e ning *Borealis*'e poolmetega (Engelhardt und Ulprecht, 1830).

Varsti pärast siluri ladestu põhjendamist Inglismaal selgitas E. Eichwald (Эйхвальд, 1840) siluri kihtide olemasolu ka Eestis. Veidi hiljem korreleeris R. J. Murchison (1845) kivististele tuginedes nii Hiiumaal kui ka Saaremaal paljanduvaid lubjakive Inglismaa ülemsiluriga (Wenlock'i ja Ludlow' ladejärg), märkides ühtlasi, et need kihid on ühevanuselised Gotlandi saarel paljanduvate kivimitega.

Siluri kivistisi hakati uurima samuti möödunud sajandi keskel. Kuulsa Saaremaa siluri skorpionilaadse lüljalgse *Eurypteris*'e (= *Baltoeurypteris*) avastas Rootsikülas, Viita talu paemurrus Eesti siluri esimesi uurijaid, Tartu ülikooli mineraloogia eradotsent A. Schrenk (1854). Saaremaa siluris rikkalikult esinevate lõuatute ja kalade fossiilide hoolikaks esmauurijaks sai C. Pander (1856).

Eesti siluri stratigraafilise liigestuse rajajaks on Fr. Schmidt. Esmalt jagas ta siluri viieks osaks (vanemast nooremalt): 1) Juuru kiht ja borealis-kehvel;

2) vahetsoon; 3) *Pentamerus esthonus*'e (= *P. oblongus*) tsoon; 4) alam-Saaremaa grupp; 5) ülem-Saaremaa grupp (Fr. Schmidt, 1858). Seejärel käsitles Fr. Schmidt (1881) esimesi, s.o. Juuru kihti ja borealis-kehvlit iseseisvate üksustena ning nimetas vahetsooni Raikküla kihiks. Lõpuks liigestati alam-Saaremaa grupp kaheks (all merglid ja ülal dolomiidid-lubjakivid) ning ülem-Saaremaa grupp samuti kaheks (kihid *Eurypterus*'ega all ja kihid karpide hulka kuuluva *Ilionia*'ga ülal) (Schmidt, 1891).

Uusi detaile lisas selliselt kujunenud liigestusse alles ameerika geoloog W. H. Twenhofel, kes ekskurreeris Eestis 1914. a. suvel. Tema nimetas *Pentamerus esthonus*'e tsooni Adavere formatsiooniks (lademeks), alam-Saaremaa grupi Jaani formatsiooniks (lademeks) ja jagas ülem-Saaremaa grupi, mida käsitles Saaremaa formatsioonina, Sagariste ning Kaugatuma tsooniks (Twenhofel, 1916). Viimased, muide, ei kattu Fr. Schmidt'i ülem-Saaremaa grupi alajao-tustega. 1924. a. alustas ülikooli noor geoloogiaprofessor H. Bekker oma assis-tendi A. Luhaga välitööd Saaremaa siluri stratigraafia selgitamiseks. Juba järgmi-sel aastal ilmunud lühikeses Eesti geoloogia ülevaates (Bekker, 1925a) esitati Saaremaa lademe jaoks nelikliigestus (vanemast nooremani): 1) *Eurypterus*-vöö; 2) *Didyma* (*Ilionia*)-vöö; 3) *Crotalocrinus*-vöö; 4) Ohesaare vöö.¹ Viima-sed kaks vööd koos vastavad W. H. Twenhofeli liigestuses Kaugatuma tsoonile. Samal aastal ilmunud Eesti geoloogilise ülevaatekaardi (Bekker, 1925b) legen-dilt ilmneb, et siluri liigestus on veelgi detailsemaks muutunud. Nii jagab H. Bekker Jaani formatsiooni (lademe) nüüd (vanemast nooremani) Suuriku, Vilsandi–Panga ja Tagamõisa vööks. Senine *Eurypterus*-vöö saab Rootsiküla–Kaarma ja *Didyma* (*Ilionia*)-vöö Paadla nime. *Crotalocrinus*-vööle jäeti W. H. Twenhofeli poolt antud nimi – Kaugatuma. See liigestus aga jäi H. Bek-keri varajase summa tõttu tema poolt nii litoloogiliselt kui ka biostratigraafiliselt põhjendamata.

Siluri uurimine jätkus. Rea aastate vältel töötas Saaremaal, Muhus ja Mand-ri-Eesti lääneosas edasi A. Luha (tahvel XXIX, joon. 1). Peale paljandeist kogu-tud materjali sai A. Luha esmakordselt Eesti siluri uurimise ajaloos kasutada ka puursüdamikke. Need saadi Kaubandus-tööstusministeeriumi Mäeosakonna poolt 1927. a. suvel Saaremaale Jaagarahu, Atla, Metsküla ja Kaali ümbrusse lubjakivide uurimise otstarbel puuritud puuraukudest (tahvel XXIX, joon. 2). A. Luha suurepärase, olemuselt biostratigraafiline monograafia valmis 1929. a. ja kaitsti doktoridissertatsioonina 1930. a. alguses.² Kahjuks avaldati trükis vaid selle dissertatsiooni lühike kokkuvõte (Luha, 1930). Juba H. Bekkeri poolt Jaani lademes väljaeraldatud Vilsandi–Panga ja Tagamõisa vöö koos moodusta-vad A. Luha järgi iseseisva lademe, mida ta ise hiljem hakkas nimetama Jaaga-

¹ Brahhiopoodi *Didymothyris didyma*, karbi *Ilionia* ja meriliilia *Crotalocrinus*'e (= *Crotalocrinites*) järgi.

² Käsikiri "Stratigraphische Untersuchungen auf Ösel, Moon und angrenzendem Festlande" Tartu Riikliku Ülikooli Teaduslikus Raamatukogus.

rahu lademeks (Luha, 1946). Jaani lademenaga käsitletakse siitpeale vaid H. Bekkeri skeemi Suuriku vööd.

Omapärase ettevõtmisena jäävad Eesti siluri uurimisajalukku ameerika paleontoloogi W. Patteni 1928., 1930. ja 1932. aasta suvel Saaremaale luukilbiliste kivististe kogumiseks korraldatud ekspeditsioonid (tahvel XXX, joon. 1). Tänu kohapeal palgatud kuni paarikümne paemurrutöölise mitmenädalasele tööle Viita ja Himmiste–Kuigu paljandis viis W. Patten igal aastal kaasa tuhandeid luukilbiliste (eriti *Tremataspis*'te) ja *Baltoeurypterus*'te eksemplare.

Kolmekümnendail aastail algas ka Eesti alamsiluri tundmaõppimine, mille litoloogia ning fossiilide uurimisega tegeles E. Rosenstein.

Viiekümnendate aastate keskpaigast alates toimub Eesti siluri süstemaatiline uurimine eeskätt Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudis. Selle instituudi teadurite ja Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse geoloogide poolt on viimastel aastakümnetel publitseeritud rohkesti töid siluri litoloogia ja stratigraafia alalt. Samuti on Geoloogia Instituudi teadurid D. Kaljo, E. Klaamann, E. Mark-Kurik, Ralf Männil, Reet Männil, T. Märss, H. Nestor, V. Nestor, M. Rubel ja L. Sarv avaldanud arvukalt paleontoloogilisi monograafiaid ning lühemaid uurimusi. Saadud tulemuste üldistuseks kujunes 1970. aastal ilmunud koguteos "Силур Эстонии", mille autorite artiklitele viitame tagapool. Siinkohal veel vaid niipalju, et Eesti siluri stratigraafilises liigestuses on viimasteks olulisemateks täiendusteks Juuru lademe käsitlemine esmases, Fr. Schmidt (1858) poolt antud mahus (Нестор и Кала, 1968), endise Kaugatuma lademe alumise osa väljaeraldamine iseseisva Kuressaare lademenaga (Клааманн, 1970) ja siluri täiendatud litostratigraafilise liigestuse väljatöötamine (Аалое и др., 1976; Решения . . ., 1978). Nii nagu kambriumi ja ordoviitsiumi ladestu uurimisel, sivenes ka siluri stratigraafia selgitamisel kuuekümnendaist aastast alates eriti litostratigraafiline käsitlus – hakati välja eraldama kihistuid ja kihistikke.

Eeltoodust ilmneb, et Fr. Schmidt aegadest alates kujunes Eesti siluri stratigraafilises liigestuses põhiliseks alajaotuseks lade. Juba Fr. Schmidt esimestes liigestustes (1858, 1881) olid aga ka kõrgemaastmelised üksused – kihi (lademe) grupid. A. Luha (1933) nimetas neid üksusi – praeguse nomenklatuuri järgi ladejärke – Inglismaalt, siluri stratotüüpselt paikkonnast pärinevate nimedega (Salopian, resp. Llandover, Wenlock, Ludlow ja Downton). Selline on meie siluri liigestus tänapäevani. Sellega on tegelikult rõhutatud Eesti siluri üksuste suhteliselt täpset korrelatsiooni Inglismaa siluri ladejärkudega.

Viiekümnendate aastate lõpust alates (Aaloe jt. 1960) liigestatakse siluri ladestu Eestis ka alam- ja ülemsiluri ladestikeks.

Siluri nüüdisaegne liigestus Eestis on antud tabelis 8.

Et Eesti siluri lademetel on väljaeraldamise ja nime saamise suhtes Ida-Euroopa platvormi loodeosa siluri levilal prioriteet (lademete põhjendamine algas siin varem kui teistel aladel), siis on nad Baltikumi regionaalse stratigraafilise skeemi põhiüksusteks (Решения . . ., 1978), Eesti ala aga kõigi siluri lade-

Tabel 8

Eesti siluri stratigraafiline liigestus

Lades- tik	Ladejark	Lade	Kihistu		
			Kesk-Eesti ja Saaremaa		Lõuna-Eesti
Ülemsilur (S ₂)	Downton	Ohesaare (K ₄)	Ohesaare		
		Kaugatuma (K _{3b})	Kaugatuma		
	Ludlow	Kuressaare (K _{3a})	Kuressaare		
		Paadla (K ₂)	Paadla	Kihnu	Torgu
Alamsilur (S ₁)	Wenlock	Rootsiküla (K ₁)	Rootsiküla		
		Jaagarahu (I ₂)		Sakla	Sõrve
			Jaagarahu		
	Llandovery	Jaani (I ₁)	Paramaja		Riia
		Adavere (H)	Velise Rumba		
		Raikküla (G ₃)	Kullamaa		Saarde
		Juuru (G ₁₋₂)	Tamsalu Varbola		Õhne

mete stratotüüpseks rajooniks. Siluril on veel ka kohalik liigestus kihistuteks ja kihistikeks. Viimaseid aga pole tabelis 8 näidatud.

Eesti ala kattis siluri ajastul peamiselt rannikulähedane madalmeri, milles elas mitmekesine selgrootute fauna. Varasiluri ajastiku teisel poolel lisandusid senituntud loomadele vanimad selgroogsed – lõuatud, hiljem ka esimesed kalad (Mark-Kurik and Noppel, 1970). Aeg-ajal muutus avamereline basseini laguunideks, millele koheselt reageerisid ka organismid. Nii leiame siluri ladestu kihtide järjestuses korduvalt kivististe koosluste olulisi, faatsiaste muutumistest põhjustatud muutusi. Üldiselt liikide arvukuselt jäävad siluri kihid ordoviitsiumi kihtidest maha. Üksikasjalikke andmeid siluri fossiilide stratigraafilise leviku

kohta saame koguteosest "Силур Эстонии" (1970). Valik iseloomulikke siluri kivistisi on toodud tahvlitel XXXI–XXXII.

Juuru lademest Jaani lademeni valdavad fossiilide kooslustes korallid, stromatoporaadid ja brahhiopoodid (massiliselt esinevad perekondade *Borealis* ja *Pentamerus* esindajad).

Jaagarahu eal ilmusid meie siluribasseini esmakordselt skorpionilaadsed perekonnast *Baltoeurypterus* (hõimk. *Arthropoda*) ja vanimate selgroogsetena lõuatud (perek. *Thelodus* ja *Logania*).

Rootsiküla lademes esineb suhteliselt väikesearvuline selgrootute kivististe kooslus, kuhu aga kuulub omapärane koorikloomade, skorpionilaadsete jt. lüliljalgsete grupp. Viita kihtidest on leitud rohkesti hästi säilinud *Baltoeurypterus*'e ja lõuatute fossiile (perek. *Thelodus*, *Tremataspis*, *Thyestes*).

Paadla eal suurenes lõuatute arvukus ja meie siluribasseini ilmusid vanimad kalad – akantoodid ning esimesed luukalade esindajad. Viimaste fossiilid on siiski veel haruldased, lõuatute kivistisi on aga kohati leitud rohkearvuliselt (näit. Himmiste–Kuigu paljandist).

Kuressaare ja Kaugatuma lademes leidub palju korallide ja ostrakoodide fossiile. Kaugatuma lademe kihtides leidub ka massiliselt meriliilia *Crotalocrinites*'e varrelülisid.

Ohesaare lademes esineb tavalise, selgrootute fossiilide koosluse kõrval eriti rohkesti lõuatute ja kalade jäänuseid. Siit on leitud ka meie aluspõhja vanimate rüükalade toese fragmente.

Siluri mere taimedest on meie aluspõhja kihtides leitud vaid vetikate fossiile.

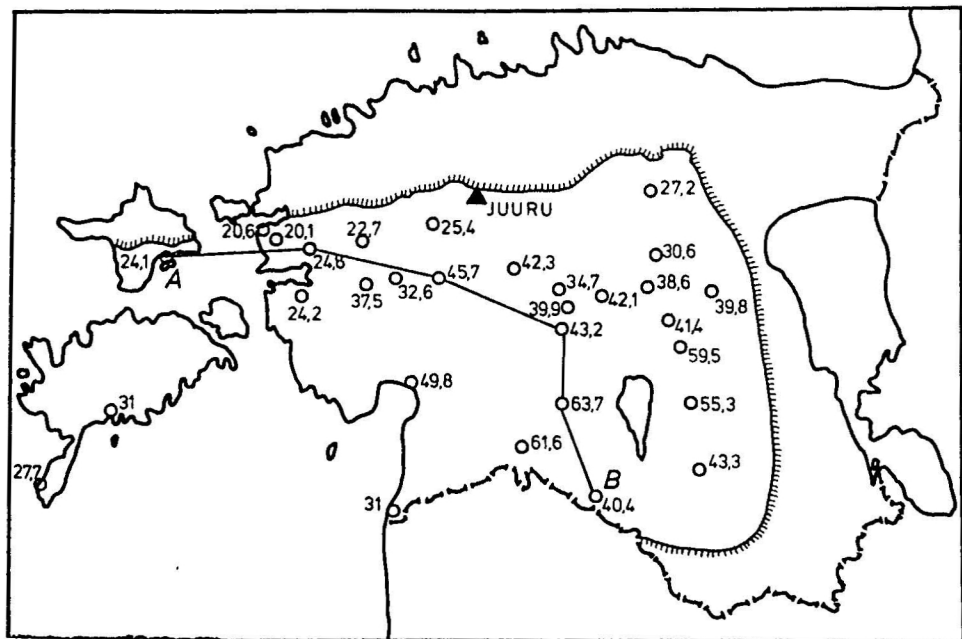
ALAMSIURI LADESTIK (S_1)

Alamsiluri levila haarab Hiumaa lõunaosa, Saaremaa, Muhu ja Mandri-Eesti edela ning keskosa. Ida- ja Kagu-Eestis siluri kihte ei ole – ordoviitsiumil lasub siin põiksusega devoni ladestu (joon. 86). Alamsiluri avamus kulgeb Lõuna-Hiumaalt, Põhja-Saaremaalt ja Muhust Mandri-Eestisse (Pärnu–Põltsamaa–Mustvee joonest põhja pool; joon. 3, 86). Lõuna-Hiumaal paljanduvad ainult Llandovery ladejärgu lademed, Saaremaa põhjaosas ja Muhus ainult Wenlock'i ladejärgu kihid, kuna Mandri-Eestis avanevad kõik alamsiluri üksused ning ülemsiluri vanim, Paadla lade (joon. 3).

LLANDOVERY LADEJÄRK

JUURU LADE (G_{1-2})

Juuru lademe põhjendajaks ja nimetajaks on Fr. Schmidt (1858). Nimi on sellele lademele antud Juuru aleviku järgi, mille kaguosas, vana saeveski lähedal (umbes 80 m Juuru–Kuimetsa teest põhja pool) asetseb vana pae-



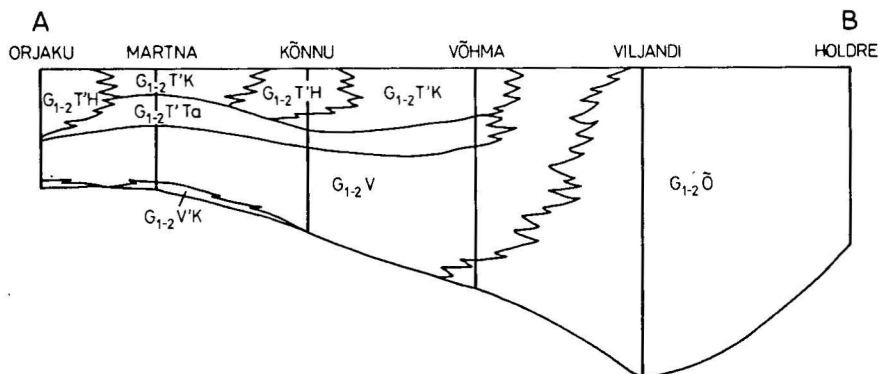
Joon. 88. Juuru lademe levila ja paksus (H. Nestori järgi, A–B läbilõik joon. 89).

murd. See paljand ongi Juuru lademe stratotüübiks, milles paljanduvad Varbola ja Tamsalu kihistu piirikihid (2,3 m).

Juuru lademe avamus läbib lautise vööndina Hiiumaa keskosa, jätkub mandril Haapsalust lõuna pool, kulgeb Pandivere kõrgustikuni ja pöörduv seejärel kagusse. Peipsi järve lähistel kattub Juuru lade keskdevoniga (joon. 3). Lademe levila haarab Lõuna-Hiiumaa, Saaremaa ja Mandri-Eesti kesk- ning edelaosa (joon. 88).

Paljandeid on rohkesti, neist paremateks on Kallasto pank ja Hilliste paemurd Hiiumaal, Pullapää pank ning Kiltsi paemurd Haapsalu lähedal, Varbola maalinna kaev ja Tammiku, Karinu ning Tamsalu lubjakivikarjäärid (tahvel XXX, joon. 2; tahvel XXXIII, joon. 1). Enamikus paljandub Tamsalu kihistu.

Juuru lademe alumine piir on litoloogiliselt väga terav. Porkuni lademe erinevatel kihistikel lasub Kesk-Eestis kas afaniitsest lubjakivist koosnev Koigi kihistik, savikate lubjakivide ja mergli kihtidega Varbola kihistu või Õhne kihistu (Lõuna-Eestis). See piir tähistab olulist muutust ka fossiilide koosluses – Porkuni lademest tuntud liikidest esinevad vaid üksikud ka Juuru lademes. Kohati tähistab piiri püridistunud katkestuspind.



Joon. 89. Juuru lademe litostratigraafiline liigestus (H. Nestori järgi; A–B läbilõik joon. 88).

Juuru lademe paksus kõigub 20–64 m piires. Avamuse lähedal on ta 20–27 m, suurenedes lõuna poole (Võrtsjärve piirkonnas) kuni 55–64 m. Edela-Eestis kahaneb lademe paksus uuesti 31 meetrini (joon. 88).

Juuru lademe nüüdisaegse litostratigraafilise liigestuse väljatöötajaiks on peamiselt A. Aaloe (Аалое, 1958; Аалое и Нестор, 1977), E. Jürgenson (Юргенсон, 1966), H. Nestor ja E. Kala (Нестор и Кала, 1968; Нестор, 1970).

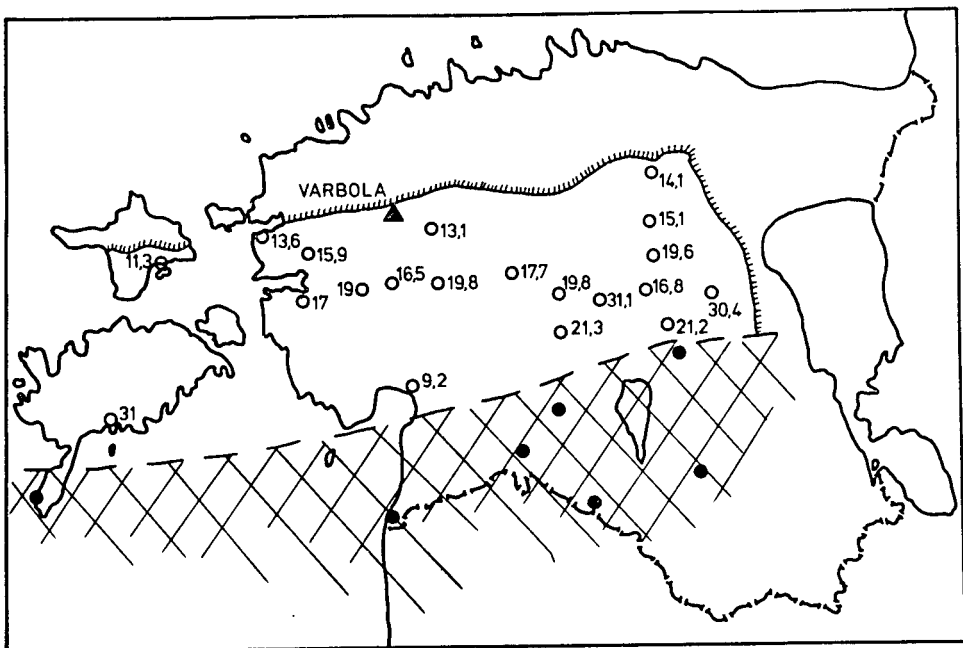
Avamusel ja sügava lasumusega alal Kesk-Eestis vastab Juuru lademele Varbola ning Tamsalu kihistu. Varbola kihistu alumise osa moodustab kohati Koigi kihistik, kuna Tamsalu kihistusse kuulub Tammiku, Hilliste ja Karinu kihistik. Lõuna-Eestis vastab tervele Juuru lademele Õhne kihistu (joon. 89).

Varbola kihistu ($G_{1-2}V$) moodustab avamusel ja Kesk-Eestis Juuru lademe alumise poole, lõuna pool Pärnu–Võhma–Palamuse vööndis aga ka lademe ülemise osa. Saaremaal vastab Varbola kihistu kohati tervele Juuru lademele. Põhja suunas asendub Varbola kihistu Tamsalu, lõuna pool Õhne kihistuga (joon. 89).

Varbola kihistu väljaeraldajaks ja nime autoriks on A. Aaloe (Аалое, 1958). Kihistu stratotüübiks on Varbola maalinna õuele aluspõhja rajatud üle 6 m sügavune kaev, kus paljandub kihistu ülemine osa koos ülemise piiriga (tahvel XXX, joon. 2). Kihistu paljandumus on halb. Läänepoolseimaks paljandiks on loopealne Vahtrepa ümbruses Hiiumaal, mandril aga leidub Varbola kihistu paljandeid peamiselt Juuru ümbruses ja Kuimetsas.

Varbola kihistu paksus on 0–31 m (joon. 90).

Kihistu koosneb hallist kuni rohekashallist muguljast savikast biomorfsest lubjakivist, mis vaheldub õhukeste lainjate rohekashalli mergli kihtidega. Vii-



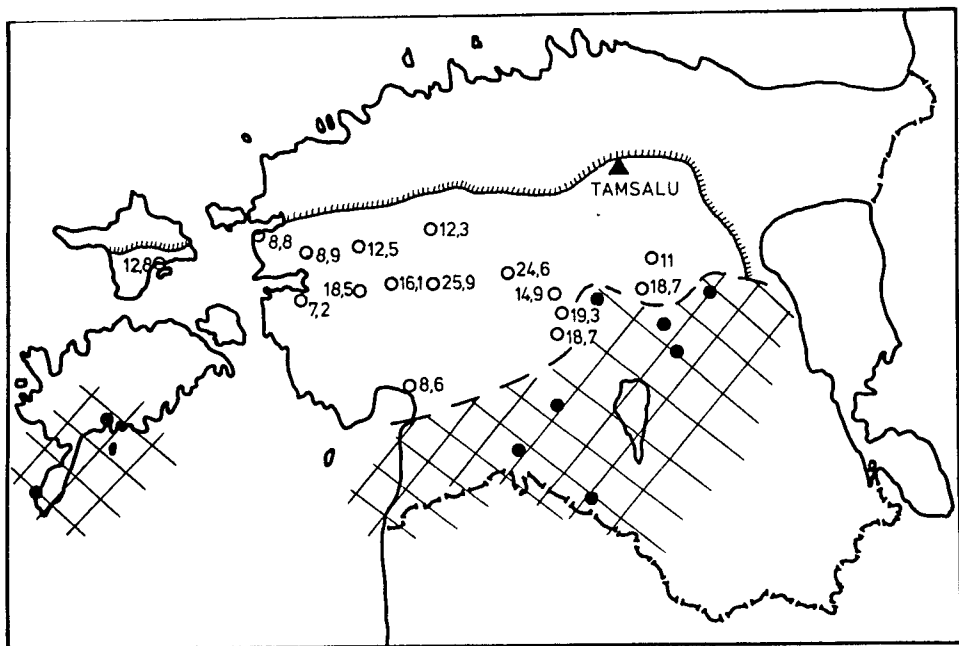
Joon. 90. Varbola kihistu levila ja paksus (H. Nestori järgi).

mased on kihistu alumises osas paksemad. Mergli kihtide paksus ja lubjakivide savikus suureneb lõuna ning kagu suunas. Kohati leidub ka peaaesjalikult brahhiopoodi *Zygospiraella duboisi* poolmetest koosneva biomorfse lubjakivi õhukesi kihikesi.

Avamusel ja selle läheduses Kesk-Eestis on Varbola kihistu basaalseks osaks 0–2,4 m paksune Koigi kihistik ($G_{1-2}VK$) (joon. 89).

Koigi kihistiku eraldas välja E. Rosenstein (1943), nime autoriks on aga R. Männil (vt. Аалто, 1958). Hiljem selgus, et Koigi ümbruses see kihistik tegelikult puudub. Kihistiku stratotüübiks on Kamariku puursüdamik 16,3–18,1 m vahemikus. Kihistik ei paljandu kusagil, tema levilagi ei ole pidev. Koigi kihistik koosneb rohekashallist õhukesekihilisest muguljast afaniitsest karpliku murdega konarpindsest lubjakivist. Kihistiku alumisel piiril on katkestuspind.

Tamsalu kihistu ($G_{1-2}T$) vastab avamusel ja sellest lõuna pool Kesk-Eestis Juuru lademe ülemisele poolele. Kihistu eraldas välja juba Fr. Schmidt (1858), kuid nimi pärineb W. Twenhofelilt (1916). Kihistu sai nime suure lubjakivikarjääri järgi Tamsalu alevikust kirdes, kus ta on paljandunud kuni 10 m paksuselt



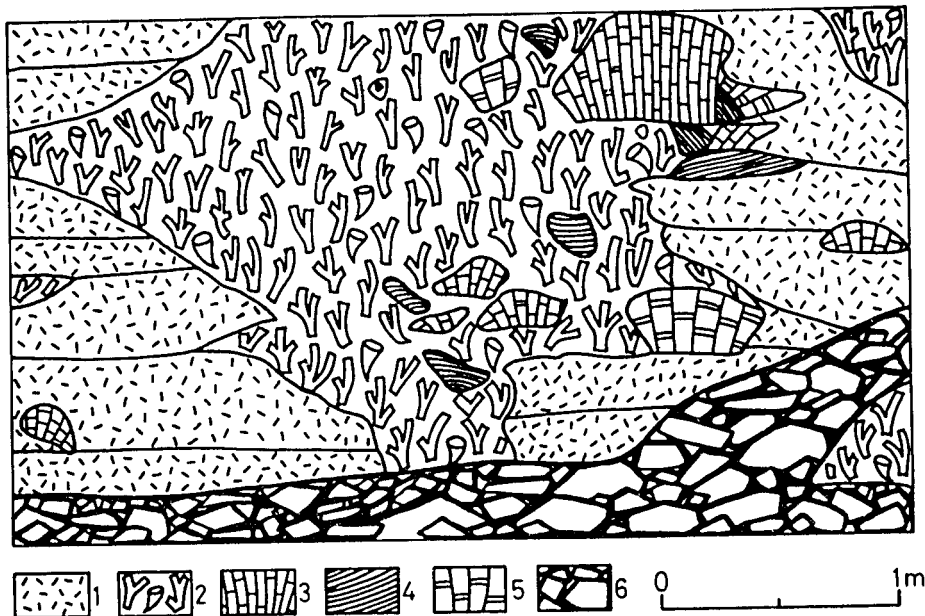
Joon. 91. Tamsalu kihistu levila ja paksus (H. Nestori järgi).

(Tammiku ja Karinu kihistik) (tahvel XXXIII, joon. 1). Tamsalu kihistu paksus on 0–26 m (joon. 91).

Tamsalu kihistu liigestatakse Tammiku, Hilliste ja Karinu kihistikuks (joon. 89).

Tammiku kihistik (G_1-2T^*Ta) eraldati välja Fr. Schmidti poolt (1858) kui nn. Borealis-kehvel. Nüüdisaegne nimetus on A. Aaloelt (Aalo, 1958). Kihistik nimetati stratotüübi, Tamsalust lääne pool asuva Tammiku lubjakivikarjääri järgi, kus kihistik paljandub peaaegu terves paksuses (4,6 m). Tammiku kihistik paljandub Mandri-Eesti lääneosas Kirimäe, Võnnu ja Rõuma paemurrus, Kesk-Eestis Hagudi, Juuru ja Karinu paemurrus ning eriti Tamsalu ja Rakke ümbruse suurtes lubjakivikarjäärides (tahvel XXXIII, joon. 1).

Kihistiku iseloomulik kivim, nn. rõngaspaas on ammu tuntud. See on avamusel valkjas- kuni kollakashall, ebakorrapärase kihilisusega, sageli massiivne biomorfne lubjakivi, mis koosneb peamiselt brahhiopoodi *Borealis borealis*-e massiliselt kokku kuhjunud ja tugevasti ümberkristalliseerunud poolmetest ning nende fragmentidest. Lääne- ja Kesk-Eestis on kivimis brahhiopoodide pool-



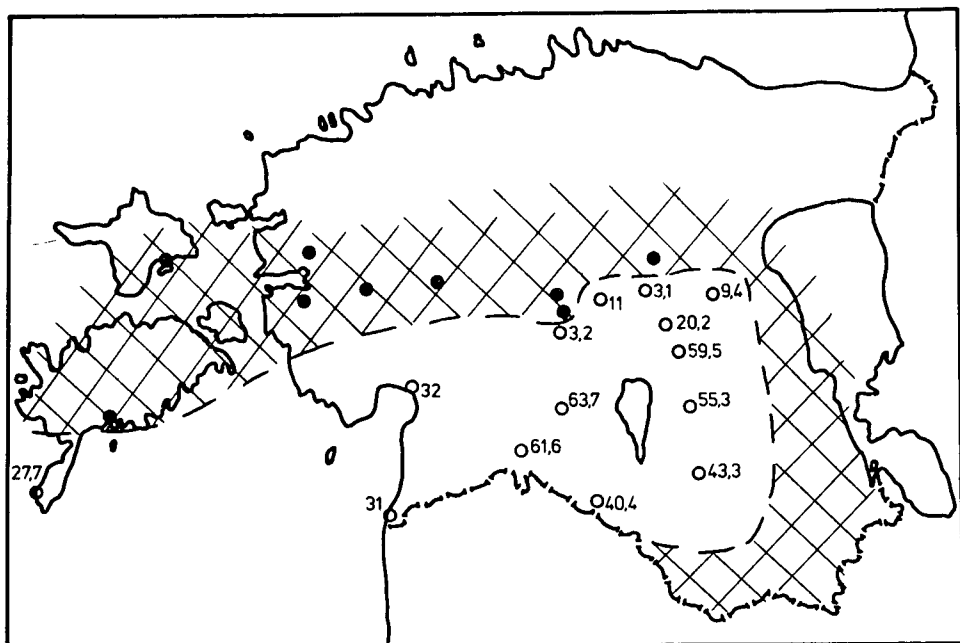
Joon. 92. Skemaatiline läbilõik Hilliste kihistiku biohermist Kiltsi uues lubjakivikarjääris (A. Aaloe ja H. Nestori järgi). 1 – jämedetriitne lubjakivi, 2 – kivistirikas biohermne lubjakivi, 3 – tabulaatsete korallide kolooniad, 4 – stromatoporaadid, 5 – rugooside kolooniad, 6 – rusukalle.

meid vähem, kivim ise savikam ja mergli kihtidega. Sellest lubjakivist toodetakse Tamsalu ja Rakke lubjatehastes alates sajandivahetusest ehituslupja. Lõuna suunas asendub Tammiku kihistik Varbola kihistuga (joon. 89).

Tammiku kihistiku paksus on 3–13,5 m.

Hilliste kihistiku (G_1-2TH) väljaeraldajaks on A. Aaloe (Аалое, 1958), kihistiku stratotüübiks Hilliste paemurd Hiiumaa idaranniku lähedal. Kihistik paljandub veel Hiiumaal Kallasto pangal ning Haapsalu ümbruses (Pullapää pangal ja Rohukülas, Eglakülas ning Kiltsis). Hilliste kihistiku levila haarab Hiiumaa, Mandri-Eestis aga Ridala poolsaare loodepoolse osa ning Rapla–Käru piirkonna Kesk-Eestis. Levila lääneosas moodustab Hilliste kihistik Tamsalu kihistu ülemise osa. Mandri-Eestis asendub Hilliste kihistik kohati Karinu kihistikuga (joon. 89).

Hilliste kihistik koosneb litoloogiliselt mitmesugustest kivimitest. Nii esinevad siin sageli krinoidlubjakivid, harvem savikad koralliderikkad ja purdlubjakivid. Kihiti leidub veel ka biomorfsed brahhiopoodlubjakive ja ooidlubjakive.



Joon. 93. Õhne kihistu levila ja paksus (H. Nestori järgi ;vrd. joon. 89).

Kihistikus esinevad rohked väikesed ebakorrapärase kujuga biohermid, mille kõrgus on tavaliselt 1–2 m (harva kuni 8 m), läbimõõt kuni 50 m. Biohermide ehitajaiks on olnud korallid, eeskätt tabulaadid, stromatoporaadid, lubivetikad, sammalloomad ja krinoidid (joon. 92). Põhikivimiks on sinakas- või kollakashall afaniitne, kohati mergliläätsedega lubjakivi. Bioherme ümbritseb tavaliselt jämedadetriidiline krinoidlubjakivi. Biohermid on kujunenud rannikulähedases madalmeres.

Hilliste kihistiku paksus kõigub 1,2–16,3 m piires, olles kõige paksem Kesk-Eestis.

Karinu kihistiku ($G_{1-2}T'K$) väljaeraldajaks on E. Rosenstein (1940), nime autoreiks H. Nestor ja E. Kala (Нестор и Кала, 1968). Kihistiku stratotüübis Karinu paemurrus paljandub ta terves paksuses (1,4 m). Karinu kihistik moodustab Kesk-Eestis Tamsalu kihistu ülemise osa (joon. 89). Ta levila kattub Tamsalu kihistu levilaga Mandri-Eestis (v. a. Rohuküla–Kiltsi piirkond Ridala poolsaarel). Kihistik on paljandunud mitmetes paljandites, nagu Kirimäel, Rõumas ja Kohatu, Ohukotsu ning Karinu paemurrus.

Kihistik koosneb kollakas- kuni pruunikashallist, sageli dolomiidistunud ja biomorfsest (rohkete stromatoporaatidega) lubjakivist. Kesk-Eestis on kihistiku rohkesti püriidistunud katkestuspindu ja konglomeraatseid kihikesi.

Karinu kihistiku paksus on 1,4–14,4 m, põhja ja lääne suunas asendub ta Hilliste kihistikuga, lõuna suunas Varbola kihistu ülemise osaga (joon. 89).

Lõuna-Eestis vastab tervele Juuru lademele Õhne kihistu ($G_{1-2}\bar{O}$). Kihistu eraldati esmalt välja läti geoloogide poolt Õhne jõe lähedal puuritud Holdre puuraugus. Kihistu stratotüübiks ongi Holdre puursidamik 389–429,4 m vahemikus.

Kihistu on esindatud sinakas- kuni rohekashalli mugulja savika lubjakivi, mergli, lubjaka savi ja domeriidi (dolomiidistunud mergli) õhukeste kihtide vahelduva kompleksiga. Kõige lõunapoolsemates puuraukudes on kihistu baasaseks osaks punased ja kirjud merglid.

Õhne kihistu paksus kõigub 3,1–63,7 m piires, suurenedes üldiselt lõuna suunas (joon. 93).

RAIKKÜLA LADE (G_3)

Raikküla lademe põhjendajaks on Fr. Schmidt (1858), kes hiljem andis lademele Raikküla–Paka astangu järgi ka geograafilise nime (Fr. Schmidt, 1881). Stratotüübis paljandub Kullamaa kihistu 2,4 m paksuselt (tahvel XXXIII, joon. 2).

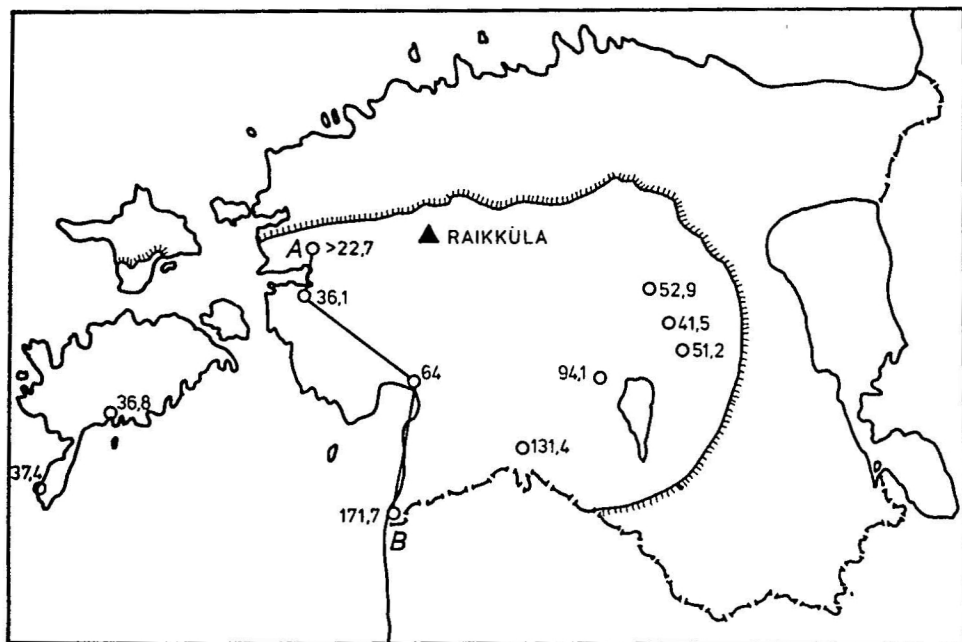
Raikküla lademe levila haarab Hiiumaa lõunaosa, Saaremaa ja Mandri-Eestis kesk- ning edelaosa umbes Tartu meridiaanini (joon. 94). Lademe avamus algab Hiiumaa lõunaosast, jätkub avamussaarena Käina ümbruses ja kulgeb siis üle Kassari ja Väinamere saarte Rohukülalt lõuna pool mandrile. Siin muutub avamus ida suunas järjest laiemaks ja kattub Jõgeva linnast kagu pool keskdevoniga (joon. 3).

Raikküla lademe alumine piir on litoloogiliselt võrdlemisi terav – Juuru lademe rohkem või vähem savikatel lubjakividel ja merglitel lasuvad valdavalt detriitsed Kullamaa kihistu lubjakivid või Saarde kihistu afaniitsed lubjakivid. Piiril on lademe levila põhjaosas katkestuspind.

Raikküla lademe paksus kõigub 36–172 m piires, suurenedes võrdlemisi korrapäraselt lõuna suunas (joon. 94).

Raikküla lademe stratigraafiat käsitlevad E. Jürgenson (Юргенсон, 1966), D. Kaljo ja P. Vingisaar (Кальо и Вингисаар, 1969), D. Kaljo (Кальо, 1970 a), V. Nestor (Нестор В., 1976), R. Einasto jt. (Эйнасто и др., 1972). Viimaste autorite järgi on lade liigestatud Kullamaa ja Saarde kihistuks (joon. 95).

Kullamaa kihistu (G_3K) põhjendajaks on E. Jürgenson (Юргенсон, 1966). Kihistu stratotüübiks on Kullamaa paemurd, kus kihistu paljandub 1 m paksuselt. Kullamaa kihistu on hästi paljandunud. Nimetame Raikküla–Paka



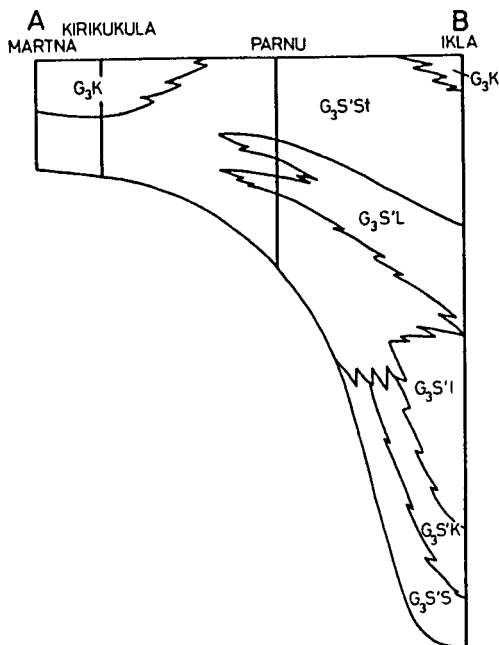
Joon. 94. Raikküla lademe levila ja paksus (D: Kaljo ja V. K. Nestori järgi; A–B läbilõik joon. 95).

astangut (lademe stratotüüp), Vinguta, Orgita ja Mündi paemurdu (tahvel XXXIV, joon. 1).

Kullamaa kihistu levib Raikküla lademe levila põhjaosas, kus ta mahult vastabki tervele lademele. Kihistu paksus on 36–94 m.

Kullamaa kihistu koosneb mitmesugustest, üksteisega nii vertikaalselt kui ka ruumiliselt keerukalt vahelduvatest karbonaatsetest kivimitest. Nii esineb kihistus valkjase kuni kollakashalli afaniitset lubjakivi, valkjat või sinakashalli detriitset- ja purdlubjakivi, plaatjat lubjakivi ja dolomiiti. Kohati on kivim tugevasti dolomiidistunud ja kavernoosne (näiteks Mündi paemurrus). Kalana ümbritsetes leidub kihistus bioherme ja tugevasti ümberkristalliseerunud lubjakivi, mida rahvas tunneb kalana “marmori” nime all. Kullamaa kihistu kivimit on kaugetest aegadest alates kasutatud ehituskivina.

Lõuna-Eestis vastab Raikküla lademele mahult Saarde kihistu (G₃S), mille alumine osa põhja suunas asendub Kullamaa kihistuga, kuna ülemisele osale vastavaid kihte avamusel ei ole (settelünk) (Hecrop B., 1976). Stratotüübiks on



Joon. 95. Raikküla lademe litostratigraafiline liigestus (A. Aaloe jt. järgi; A–B läbilõik joon. 94).

Ikla puursüdamik 322,3–494,0 m vahemikus, nimi pärineb Eesti edelapoolseima piirkonna vanast nimest (Аалое и др., 1976). Saarde kihistul on alajaotus viieks kihistikuks (vanemast nooremani): Sturi, Kolka, Ikla, Lemme ja Staicele (Аалое и др., 1976) (joon. 95). Kihistu levila haarab Lõuna-Saaremaa ja Mandri-Eesti lõunaosa, jätkudes siit edasi Läti aladele.

Saarde kihistu paksus on Ikla puuraugus 171,7 m.

Kihistu basaalseks osaks on Sturi kihistik ($G_3S'S$), mille põhjendajaiks läti geoloogid. Kihistik koosneb kollakashallist, arvukate püriidistunud ussikäikudega afaniitsest lubjakivist. Sturi kihistiku paksus kõigub 16–29 m piires.

Sturi kihistiku lasumi moodustab Kolka kihistik ($G_3S'K$), mis esmalt eraldati välja Lätis. See kihistik on esindatud roheka savika lubjakivi ja mergli vahelduva kompleksina 11,4–18,6 m paksuselt.

Saarde kihistu keskmise osa moodustab Ikla kihistik ($G_3S'I$). Tema põhjendajaiks on D. Kaljo ja P. Vingisaar (Кальо и Вингисаар, 1969), kes stratiübiks valisid Ikla puursüdamiku 397,5–459,4 m vahemikus.

Kihistik koosneb kollakashallist afaniitsest halli mergli kihtidega lubjakivist. Kihistiku paksus on Abja puuraugus 5,2 m, Holdre puuraugus 51 m ja Ikla puuraugus 61,9 m.

Kõrgemal järgneb Lemme kihistik ($G_3S'L$), mis esmalt põhjendati merglite kihistikuna ja nimetati hiljem Lemmejõe järgi (Аалоз и др., 1976). See kihistik koosneb põhiliselt rohekas- või kollakashallist savikast rohkete merglikihtidega mugullubjakivist. Ikla puursüdamikus on Lemme kihistiku paksus 31,8 m.

Saarde kihistu kõige nooremaks osaks on Staicele kihistik ($G_3S'St$), mille väljaeraldajaiks olid läti geoloogid (vt. Аалоз и др., 1976). Staicele kihistik koosneb valdavalt kollakashallist afaniitsest ja poolafaniitsest lubjakivist, mille paksus Ikla puursüdamikus on 43,4 m.

ADAVERE LADE (H)

Adavere lademe põhjendajaks oli Fr. Schmidt (1858), nime andjaks aga W. H. Twenhofel (1916), kes selle valis nüüdseks täielikult kinnikasvanud pae- murru järgi Adavere asulas.

Adavere lademe avamus algab Hiiumaa lõunatipus ja ulatub üle Väinamere laidude Matsalu lahe põhjarannikule, sealt edasi ida poole ja pöördub Türist lõunas kagusse. Puurmani alevikust veidi kagu pool kattub ta keskdevoniga (joon. 3). Lademe levila haarab Saaremaa, Muhu ja Mandri-Eestis edela- ning keskosa. Paljandeid on vähe.

Adavere lademe alumine piir ei paljandu. Ta tähistab tunduvat muutust fossiilide koosluses ja kivimite koostises. Raikküla lademel lasuvad savikad, kohati merglikihtidega Rumba kihistu lubjakivid või dolomiidid, millega algab ka ühe Adavere lademele tüüpilise fossiili – brahhiopoodi *Pentamerus oblongus*'e levik. Piiril on kohati katkestuspind.

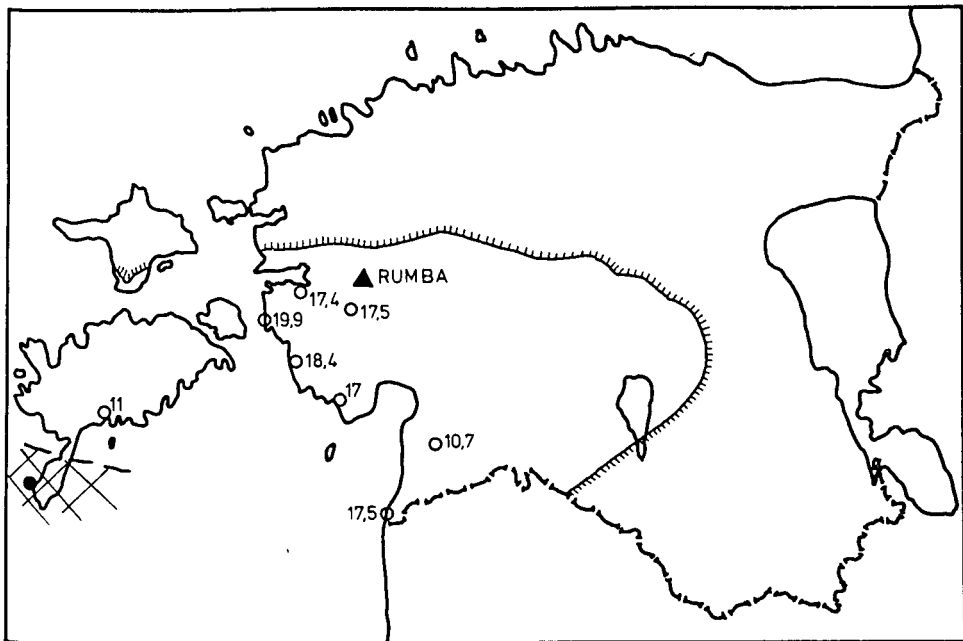
Lademe paksus kõigub 17–68 m piires, olles avamuse lääneosas suurem ja vähenedes lõuna suunas.

Adavere lademe litoloogiat ja stratigraafilist liigestust on viimasel ajal käsitletud mitmete geoloogide poolt (Аалоз, 1960; Юргенсон, 1966; Кальо, 1970; Эйнасто и др., 1972; Нестор, 1972; Аалоз и др., 1976). Lademele vastavad kaks kihistut – alumine, Rumba ja ülemine, Velise.

Rumba kihistu ($H'R$) põhjendati esmalt kihistikuna E. Jürgensoni (Юргенсон, 1966) poolt. Kihistu stratotüübiks on Kasari jõe kaldal Rumba lähedal (Haapsalu rajoon). Peale stratotüüpse ala on palju paljandeid veel Võhma ja Adavere ümbruses ning Põltsamaal.

Rumba kihistu alumine piir ühtub Adavere lademe alumise piiriga. Paksus kõigub 0–20 m piires (Ohesaare puuraugus kihistu puudub) (joon. 96).

Litoloogiliselt koosneb Rumba kihistu suhteliselt ühetaolisest sinakashallist õhukesekihilisest muguljast savikast lubjakivist. Harva esineb mergli kihte.



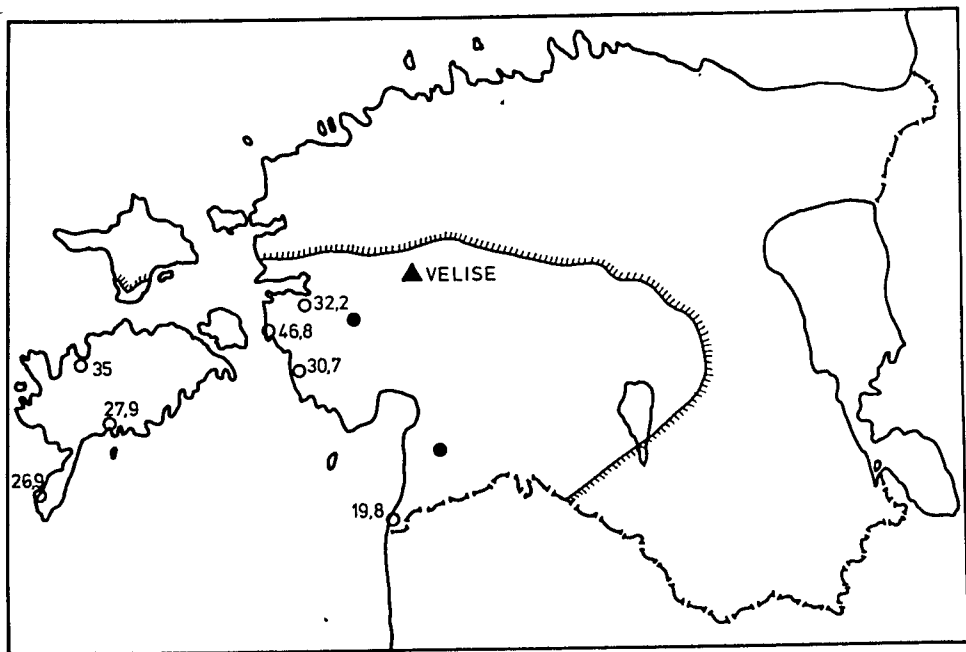
Joon. 96. Rumba kihistu levila ja paksus (R. Einasto, H. Nestori jt. järgi).

Kohati on kivim detriidiline ja biomorfne, koosnedes peamiselt brahhiopoodi *Pentamerus oblongus*'e poolmetest ja nende ning teiste fossiilide murdosadest. Kivim võib olla rohkem või vähem dolomiidistunud. Mõnedes puuraukudes on kindlaks tehtud metabentoniidikihtide esinemine. Üks neist, kihistu ülemisel kolmandikul, on kuni 0,2 m paks.

Avamuse idaosas moodustab kihistu alumise osa Mõhküla kihistik (H'R'M), mille põhjendajaks on E. Jürgenson (Юргенсон, 1966). Kihistiku nimi valiti Adavere lähedase Mõhküla karjääri järgi.

Mõhküla kihistik koosneb kirjuvärvilisest muguljast lubjakast dolomiidist ja dolomiidist. Kivim on rohkem või vähem kavernoosne. Kihistiku paksus kõigub 6,5–30 m piires.

Võhma ümbruses levib kohati omapärane bretšaline dolomiit, mille kaverinides ja lõhedes leidub galeniidi kristalle ja mugulaid ning püriidi, markasiidi ja sfaleriidi kristalle. Samades dolomiitides esinevad veel ka kaltsedoni mugulad. Galeniidi leiukohti on selles piirkonnas uuritud juba 18. sajandi teisest poolest alates. Siiski pole need uuringud seni andnud galeniidi tööstusliku kasu-



Joon. 97. Velise kihistu levila ja paksus (R. Einasto, H. Nestori jt. järgi).

tamise seisukohalt positiivseid tulemusi (Orviku, 1935 ; Luha, 1946 ; Palmre, 1961). See polümetalne maagistumine on hüdrotermaalse päritoluga.

Tõrve kihistik (H'R'T) põhjendati D. Kaljo (Калъо, 19706) poolt. Ta levib vaid Adavere lademe avamuse kõige idapoolsemas osas, Puurmani ümbruses. Kihistiku stratotüübiks on Tõrve karjäär Pedja jõe kaldal, kus paljandus 0,5 m kõrgune profiil.

Tõrve kihistik koosneb valkjaskollasest kuni punakast afaniitsest karpliku murdega õhukese- kuni keskkihilisest lubjakivist, mis on osalt dolomiidistunud. Kihistiku paksus on 4,6–8 m.

Adavere lademe keskmise ja ülemise osa moodustab Velise kihistu (H'V). Selle kihistu (esvalt kihistiku) põhjendajaks on E. Jürgenson (Юргенсон, 1966). Kihistu stratotüübiks on Valgu jõe kaldapaljand Velise küla lähedal.

Kihistu levila haarab Saaremaa ja Mandri-Eesti kõige edalapoolsema nurga (juon. 97). Paljandeid on Saastna rannikul, Konovere jõe ääres Lätiküla kohal ning jõe kaldal Valgu lähedal.

Velise kihistu lasub Rumba kihistul ja koosneb sinakas- või rohekashallist lubjakast ning savikast merglis, domeriidist ja savist. Kohati esineb pruunikaid, lillakaid ja ka kirjusid vahekihte. Rohkesti leidub Velise kihistus õhukesi metabentoniidikihte (Юргенсон, 1964) Näiteks Ohesaare puuraugus on peamiselt kihistu alumises ja keskmises osas kokku 20 sellist kihti. Koostise poolest Velise kihistu metabentoniidid ordoviitsiumi bentoniitidest oluliselt ei erine (vt. lk. 109).

Velise kihistu paksus kõigub 0–47 m vahemikus (joon. 97).

WENLOCK'I LADEJÄRK

JAANI LADE (I_1)

Jaani lademe põhjendajaks praeguses mahus on A. Luha (1930), nime autoriks aga W. H. Twenhofel (1916).¹ Nime andmisel peeti silmas Saaremaa põhjarannikul, Jaani kiriku lähedal paiknevat madalat Paramaja panka (seega stratotüüp), kus paljanduvad Paramaja kihistu ülemised kihid 1,4 m paksuselt (tahvel XXXIV, joon. 2).

Jaani lademe avamus kulgeb kitsa ribana piki Saaremaa, Muhu ja Kesselaiu põhjarannikut ning edasi laiema vööndina Mandri-Eesti lääneosas, Matsalu lahe põhjarannikult kuni Navesti jõeni. Järvakandi ja Tootsi vahel asetseb Jaani lademe avamusel suur Jaagarahu lademe avamuse jääksaar. Väikseid sama lademe jääksaari leidub Jaani lademe avamusel veel ka Muhumaa põhjaosas ja mandril Kivi-Vigalast edelas ning Tootsist lõuna pool. Navesti jõe ümbruses katub Jaani lademe avamuse keskdevon (joon. 3).

Jaani lademe levila haarab Saaremaa, Muhumaa, Kesselaiu ja Mandri-Eesti edelanurga (joon. 98). Jaani lade on vanim Saaremaal ja Muhus paljanduv siluri lade.

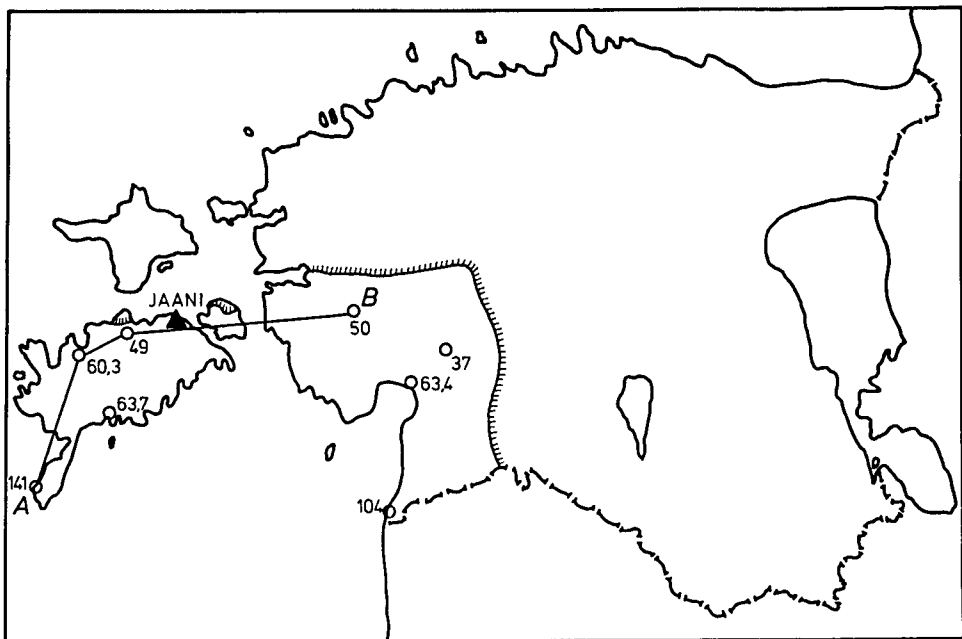
Lademe alumine piir ei paljandu. Puuraukudes on tema kindlaksmääramine litoloogiliste tunnuste alusel raskendatud, kuivõrd lamava Adavere lademe Velise kihistu on esindatud samasuguste suhteliselt väga savikate kivimitega.

Jaani lademe paksus kõigub 37–141 m piires, suurenedes edela suunas. Avamuse piirkonnas on lademe paksus 37–60 m (joon. 98).

Jaani lademe stratigraafiat käsitleb rida töid (Аалоз, 1960, 1970a; Кальо, 1962; Аалоз и Кальо, 1962). Nüüdisaegsete seisukohtade järgi vastab Jaani lademele Paramaja kihistu (Аалоз и др., 1976)

Paramaja kihistu (I_1P) põhjendati A. Aaloe (Аалоз, 1960) poolt. Jaani lademe levila peamisel alal vastab ta mahult tervele lademele (joon. 99). Kihistu paljandub Põhja-Saaremaal Paramaja pangal, mis on stratotüübiks, ja Oiu pangal

¹ Tegelikult oli W. H. Twenhofeli Jaani lade mahult nüüdisaegsest Jaani lademest suu-rem, haarates ka Jaagarahu lademe (vt. lk. 171).



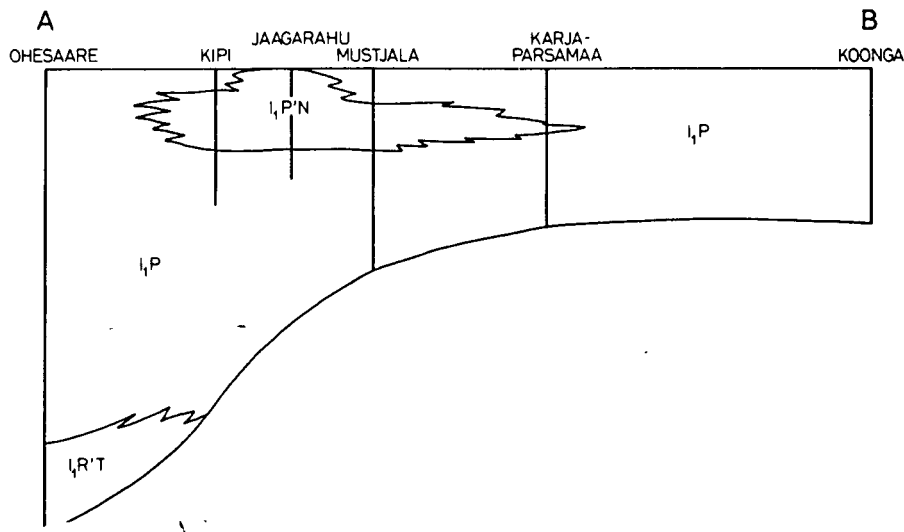
Joon. 98. Jaani lademe levila ja paksus (A. Aaloe järgi; A–B läbilõik joon. 99).

(tahvel XXXIV, joon. 2). Muhus on paremateks paljanditeks Kautliku ja Püsina pank, Mandri-Eestis aga Uisu pank, Avaste mägi ja Enge jõe vasak kallas Jädivere kohal.

Litoloogiliselt on see kihistu väga ühetaoline – valdab rohekas- kuni sinakashall muguljas, kohati ka massiivne savikas dolomiit või mergel. Vähem leidub savikat lubjakivi, domeriiti ja savi. Esinevad ka õhukesed metabentoniidikihid, mille arv edela suunas kasvab. Paramaja kihistu paksus kõigub 37–114,8 m piires, suurenedes samuti edela suunas.

Kohati sisaldavad Paramaja kihistu merglid ja savikad lubjakivid rikkalikult kivistisi (eeskätt brahhiopoodide ja rugoosse). Selles suhtes on eriti kuulus Paramaja pank. Teisal aga ei anna ka kõige hoolsam kivististe otsimine tulemusi (näit. Avaste ja Jädivere paljand).

Põhja- ja Kesk-Saaremaal moodustab Jaani lademe ülemise osa Paramaja kihistu Ninase kihistik ($I_1P'N$). Selle kihistiku põhjendas A. Aaloe (Aalto, 1960). Ta paljandub paljudes kohtades, nagu Undva, Suuriku, Kuriku, Ninase (stratotiüp), Panga ja Liiva pangal Saaremaa põhjarannikul (joon. 100 ; tahvel XXXV, joon. 1).



Joon. 99. Jaani lademe litostratigraafiline liigestus (A. Aaloe järgi ; läbilõik A–B joon. 98).

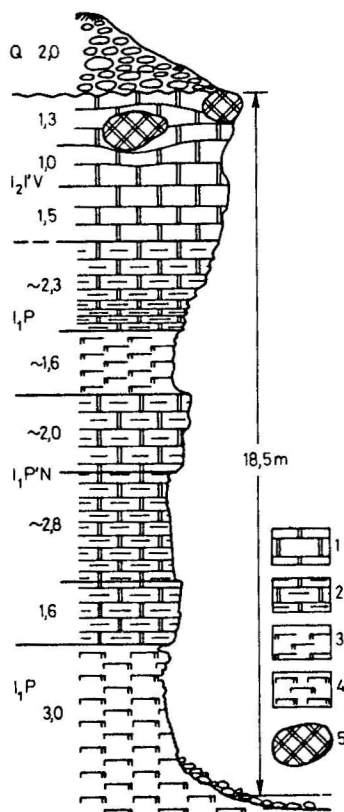
Ninase kihistik koosneb üldiselt sinakashallist jämedadetriidilisest mergli-kihtidega lubjakivist, savikast muguljast lubjakivist ja dolomiidist. Sageli esi-neb kihistikus ka biomorfne lubjakivi. Kihistiku paksus kõigub 4,6–22,5 m piires. Ida ja lõuna suunas asendub kihistik Paramaja kihistuga (joon. 99).

Jaani lademe levila lõunaosas (Tõlla ja Ohesaare puuraugus) moodustab lademe alumise osa Riia kihistu Tõlla kihistik ($I_1R'T$), mis algselt põhjendati kihistuna (Аалоз и Кальо, 1962).

Tõlla kihistik koosneb pruunikashalli kuni roheka dolomiitse savika mergli ja savika dolomiidi vahelduvaist kompleksidest. Kõik need kivimid on nõrgalt bituminoossed ja neis leidub graptoliite. Kihistiku paksus on 10–26 m. See kihistik kujutab endast Kesk-Baltikumis leviva sivaveelise tekkega Riia kihistu kaugele põhja poole ulatuvat osa.

JAAGARAHU LADE (I_2)

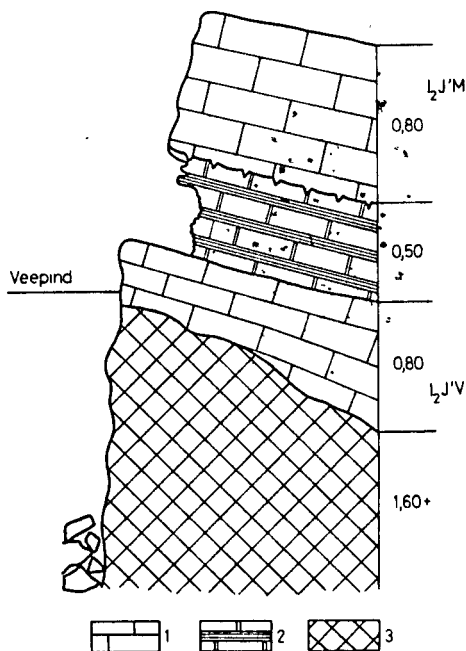
Jaagarahu lademe väljaeraldajaks oli A. Luha (1930), nimi pärineb hili-semiast ajast (Luha, 1946). Lademe stratotüübiks on suur Jaagarahu paemurd Saaremaal Tagamõisa poolsaarel, kus paljandub Vilsandi kihtide ülemine osa peaaegu 3 m paksuselt ja Maasi kihtide alumine osa (0,8 m). Praegu on oma-aegne sügav paemurd suurelt osalt vee all (joon. 101 ; tahvel XXXV, joon. 2).



Joon. 100. Panga panga profiil (R. Einasto jt. järgi, vrd. tahvel XXXV, joon. 1). 1 – dolomiit, 2 – savikas dolomiit, 3 – savikas domeriit, 4 – dolomiitne lubimergel, 5 – bioherm.

Jaagarahu lademe avamus on jälgitav Vaika saarelt ja Vilsandilt alates üle Saaremaa, Muhu ja Kesselaiu Mandri-Eestisse. Vändra–Pärnu joonest kagus katab Jaagarahu ladet põiksusega keskdevon (joon. 3). Lademe levila haarab Saaremaa, Muhu ja Mandri-Eesti edelaosa. Jaagarahu lade on hästi paljandunud. Kõrgema profiiliga paljanditeks on Panga ja Oiu pank Saaremaal, Üügu ja Püsinä pank Muhus, Kesselaiu põhjarannik ning Salevere Salumägi ja Kirbla pank Lihula lähedal (tahvel XXXVI, joon. 1 ja 2; joon. 100).

Jaagarahu lademe alumine piir on litoloogiliselt terav vaid avamusel Saaremaal ja Mandri-Eestis, kus Jaani lademele iseloomulikel sinakashallidel massiivsetel savikatel dolomiitidel või domeriitidel lasuvad hallid või kollakashallid dolomiidid. Kohati tähistab seda piiri tugev püridistunud katkestuspind (näiteks Oiu pangal). Selle tasemega ühtub oluline muutus fossiilide kooslus-



Joon. 101. Jaagarahu paemuru profiil (R. Einasto jt. järgi; vrd. tahvel XXXV, joon. 2), 1 – lubjakivi, 2 – savikas dolomiit, 3 – bioherm.

ses, eriti tabulaatide seas. Kõnealune piir paljandub nii Saaremaa pankadel, Muhus kui ka Kesselaiu pangal (joon. 100). Saaremaa kagu- ja lõunapoolses osas on Jaagarahu lademe alumine piir üleminekuline ja tema kindlakstegemine seetõttu raskendatud.

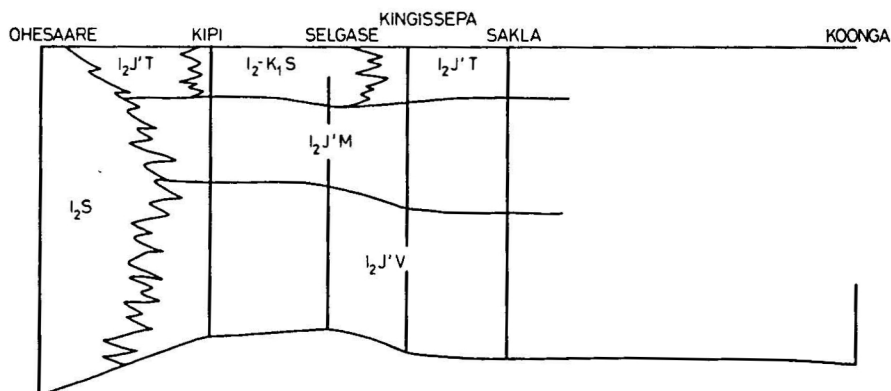
Jaagarahu lademe paksus on Kesk-Saaremaal 43–46 m, suurenedes lõuna suunas (Ohesaare puuraugus 54,4 m).

Jaagarahu lademele vastab levila lääneosas Jaagarahu kihistu (I_2J), idaosas valdavalt Jaagarahu kihistu ja Sakla kihistu (I_2-K_1S) alumine osa ning lõunaosas peamiselt Sõrve kihistu (I_2S) (Аалоз и др., 1976).

Jaagarahu kihistu liigestus pärineb H. Bekkerilt (1925b), A. Luhalt (1930) ja A. Aaloelt (Аалоз, 1958, 1960, 1970b). Praegu jaguneb see kihistu Vilsandi, Maasi ja Tagavere kihtideks (joon. 102).

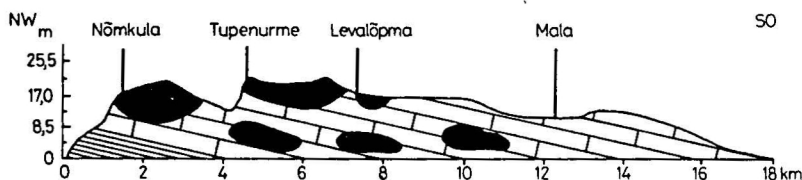
Vilsandi kihid ($I_2J'V$) moodustavad Jaagarahu kihistu alumise osa. Nende alumine piir ühtub Jaagarahu lademe alumise piiriga, ülemiseks piiriks aga loetakse taset, millest kõrgemal ei esine kõnealustele kihtidele iseloomulikuks peetud bioherme. Vilsandi kihtide väljaeraldajaks on H. Bekker (1925b), kes selle kompleksi nimetas paljandite järgi Vilsandi saare läänerannikul.

Vilsandi kihtide paksus on 17–34 m, suurenedes lõuna suunas.



Joon. 102. Jaagarahu lademe litostratigraafiline liigestus (A. Aaloe jt. järgi).

Vilsandi kihte iseloomustab Saaremaa lääneosas sinakashall rohkem või vähem savikas, paljude mergli kihtidega lubjakivi. Sageli on viimane biomorfne, sisaldades rohkesti okasnahksete toese detriiti. Vilsandi kihtidele on eriti iseloomulikeks läätse või štokikujulised põhikivimist hästi eralduvad biohermid. Biohermide läbimõõt ei ületa Mandri-Eestis 500 m ja paksus 10 m, saartel aga esineb mõne kilomeetrise läbimõõduga ja kuni 16 m paksusega bioherme (joon. 103; tahvel XXXVI, joon. 2). Need on meie aluspõhja suurimad riffmoodustised. Biohermide kivim koosneb põhiliselt neid ehitanud organismide fossiilse toese jäänustest (korallid, stromatoporaadid) või siis organismide (näit. vetikad) elutegevuse tulemusel kujunenud moodustistest. Neid liidab tavaliselt hele afaaniitne lubjakivi, sageli ka mergel. Kivim on enamasti korrapäratu kihilisusega või massiivne ja kohatise dolomiidistumise tulemusel kavernoosne. Kivististest on sel korral kivimis säilinud vaid tühikud ja südamikud.



Joon. 103. Skemaatiline läbilõige Muhu saarest (A. Aaloe järgi; mustaga on tähistatud Jaagarahu lademe biohermid).

Jaagarahu kihistu keskmine osa koosneb Maasi kihtidest (I_2J^*M), mis kujutavad endast lubjakividega algavat ja savikate mikrokihiliste dolomiitidega lõppevat karbonaatse sedimentatsioon tsükli. Biohermid esinevad neis kihtides ainult avamuse äärmises lääneosas (Pangamägi). Maasi kihtide põhjendaja ja nime autor on A. Luha (1930). Nende kihtide stratotüübiks on Maasi paemurd Saaremaa kirderanniku lähedal, kus nad paljanduvad 1,4 m paksuses. Maasi kihti piirid on litoloogiliselt teravad, nende paksus – 11,8–16 m.

Litoloogiliselt koosnevad Maasi kihid massiliselt ussikäike sisaldavatest muguljatest savikatest lubjakividest, mitmesugustest teralistest organogeenestest dolomiidistunud lubjakividest ning dolomiitidest, milles on rohkesti katkestuspindu. Kohati esinevad korall- ja stromatoporaatlubjakivid ning eürüpterusdolomiidi kihid (Ida-Saaremaal).

Jaagarahu kihistu ülemise osa moodustavad Tagavere kihid (I_2J^*T), mis kujutavad uut sedimentatsioonitsükli. Nendegi alumine piir on litoloogiliselt terav: eürüpterusdolomiitidel ja kohati biomorfsetel dolomiitidel lasuvad muguljad savikad lubjakivid ja dolomiidid. Saaremaa puuraukudes on Tagavere kihtide alumisel piiril püriidistunud katkestuspind. Tagavere kihtide põhjendaja ja nime autor on A. Aaloe (Аалое, 1960). Nende stratotüübiks on samanimeline paemurd Ida-Saaremaal, kus kõnealused kihid paljanduvad profiili ülemises osas umbes 1 m paksuselt. Tagavere kihtide paksus on 6–7,7 m.

Litoloogiliselt meenutavad Tagavere kihid üldiselt lamavaid Maasi kihte – tegemist on sinakas- või kollakashallide mikro- ja peenkrystalsete dolomiitsete lubjakivide või dolomiitidega. Kivim on valdavalt detritne, harvem biomorfne. Detriit koosneb enamasti okasnahksete varrelülidest ja brahhiopoodide poolmete fragmentidest.

Saaremaa lääneosas vastab Tagavere kihtidele mahult Selgase kihistik ($I_2J^*T^*S$), mis nimetati Loode-Saaremaal asetseva karjääri järgi. Kihistik koosneb peamiselt paksukihilistest sinakas- kuni kollakashallidest dolomiitidest. Neis on iseloomulikud korrapäratud peenhajutatud püriidilaigukesed ja rohkesti esinevad püriidistunud ussikäigud. Selgase karjäärist murtakse seda dekoratiivset kivimit seinakatteplaatide valmistamiseks. Kihistiku paksus on 7 m.

Sakla kihistut (I_2-K_1S), mille alumine, väikese paksusega osa vastab Jaagarahu lademe ülemisele osale levila idaosas, käsitletakse järgmise, Rootsiküla lademe juures (lk. 179).

Lõuna-Saaremaal Ohesaare puuraugus on Jaagarahu lade kivimiliselt eespool kirjeldatud Jaagarahu kihistust niivõrd erinev, et siin eraldas A. Aaloe (Аалое, 19706) välja teise, Sõrve kihistu (I_2S), mis haarab peaaegu kogu lademe paksuse – 45 m. See kihistu koosneb rohekashallide muguljate savikate lubjakivide ja merglite ühetaoliselt vahelduvast kompleksist. Rohkesti esineb püriidistunud katkestuspindu.

ROOTSIKÜLA LADE (K_1)

Rootsiküla lademe sisuliseks väljaeraldajaks on Fr. Schmidt (1858), praeguse nime autoreiks aga E. Eichwald aastast 1855 ja H. Bekker (1925b)¹. Stratotüübiks on Loode-Saaremaal, Rootsikülas paiknenud Viita paemurd – omaegne maailmakuulus eurüpteriidide leiukoht, mis nüüd on kahjuks kinni aetud.

Rootsiküla lademe avamus kulgeb Saaremaa läanerannikult Soeginina panga ja Rootsiküla vahemikust kitsa ribana läbi Kesk-Saaremaa Kübassaare poolsaareni Ida-Saaremaa rannikul. Mandri-Eestis tehti Rootsiküla lademe avamus hiljuti geoloogilise kaardistamise käigus kindlaks Riia lahe ranniku piirkonnas Paatsalu–Tõstamaa vahemikus ja Ruhnu ning Kihnu saarel (Кала, 1976) (joon. 3). Lademe levila haarab niisiis Kesk- ja Lõuna-Saaremaa ning Mandri-Eesti edelanurga (joon. 104). Paremateks paljanditeks on Soeginina, Elda ja Kübassaare pank, Vesiku oja kallas ning Eikla ja Väkra paemurd Saaremaal (tahvel XXXVII, joon. 1).

Rootsiküla lademe alumine piir ei paljandu.

Rootsiküla lademe paksus kõigub 28–47 m piires, suurenedes itta ja lõunasse.

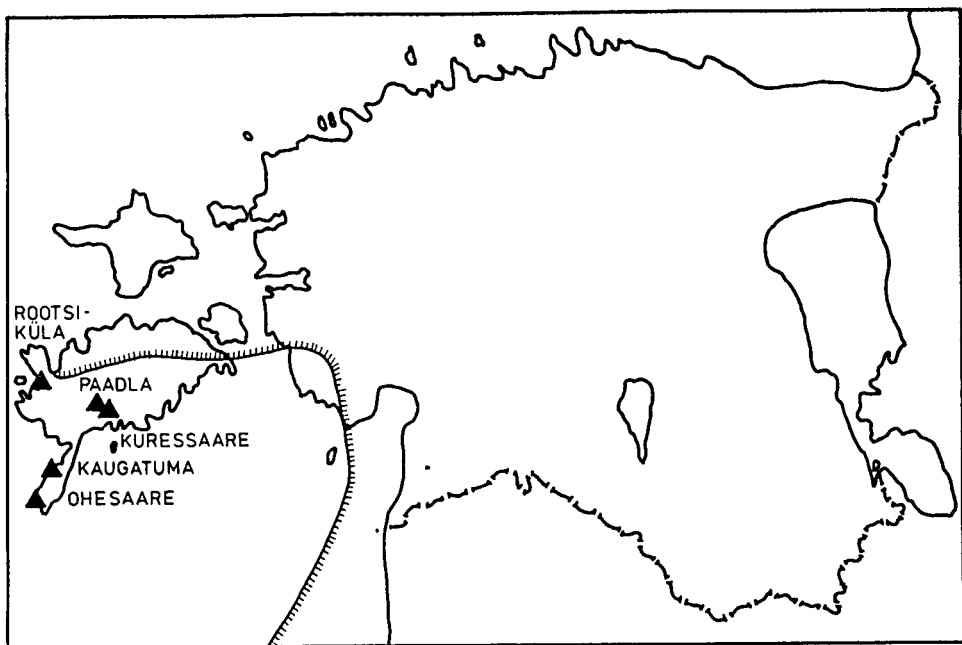
Lademe liigestamise ja litoloogilise uurimisega on viimasel ajal tegelnud R. Einasto (Эйнасто, 1962, 1968, 1970; Эйнасто и др., 1977). Praeguste vaadete järgi vastab Rootsiküla lademele levila valdaval alal Rootsiküla kihistu, levila idaosas aga osalt ka Sakla ja Kihnu kihistu (Аалоз и др., 1976) (joon. 105).

Rootsiküla kihistu (K_1R) on liigestatud (vanematest nooremateni) Viita, Kuusnõmme, Vesiku ja Soeginina kihtideks.

Viita kihid (K_1R^V) moodustavad Rootsiküla lademe alumise osa. Nad on vähe paljandunud. Ka nende stratotüüp – kuulus Viita paemurd Rootsikülas on hävinud.

Viita kihid koosnevad osalt mitmesugustest lubjakividest, osalt nn. eurüpterusdolomiidist, mis levib peamiselt Lääne-Saaremaal. See dolomiit on oma nime saanud sageli esinevate skorpionilaadsete *Baltoecrypterus*-te fossiilide fragmentide või tervete eksemplaride järgi (joon. 106). Dolomiidile on iseloomulik peenekristallilisus, suur terrigeense aine sisaldus ja erakordselt hästi väljakujunenud mikrokihilisus. Viimane seisneb heledate, karbonaatsemate ja tumedate, savikamate kihikeste vaheldumises. Kihikeste paksus kõigub millimeetri mürdosadest 1–2 millimeetrini. Kihikesed on seeriaste kaupa rõht- või põimkihilised. Eurüpterusdolomiit esineb profiilis kas üksikute, 0,1–2 m paksuste

¹ H. Bekkeri poolt 1925. a. pandud kaksiknimetusest "Rootsiküla–Kaarma" valis A. Luha (1933) viimase, mis oli pikka aega üldiselt tarvitusel. Hiljuti selgus, et Kaarma karjääris paljanduvad tegelikult kõrgemal lasuva Paadla lademe alumised kihid. Seetõttu on nüüdisajal kasutamisele võetud nimetus "Rootsiküla" (Эйнасто, 1968).



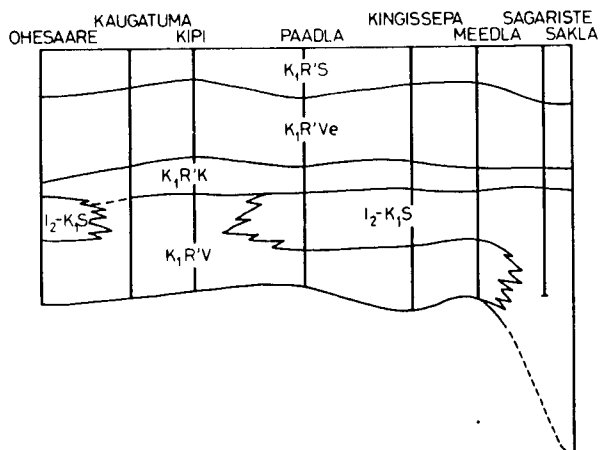
Joon. 104. Ülemsiluri levila Eestis (E. Kala järgi; kolmnurgad tähistavad lademetest stratotüüpe, Kuressaare lademe puhul on selleks puursüdamik).

kompleksidena või õhukeste 0,2–5 cm paksuste vahekihtidena. Eurüpterus-dolomiidi kogupaksus väheneb lõuna ja ida suunas kuni suidumiseni. Viita kihite paksus on 10–15 m.

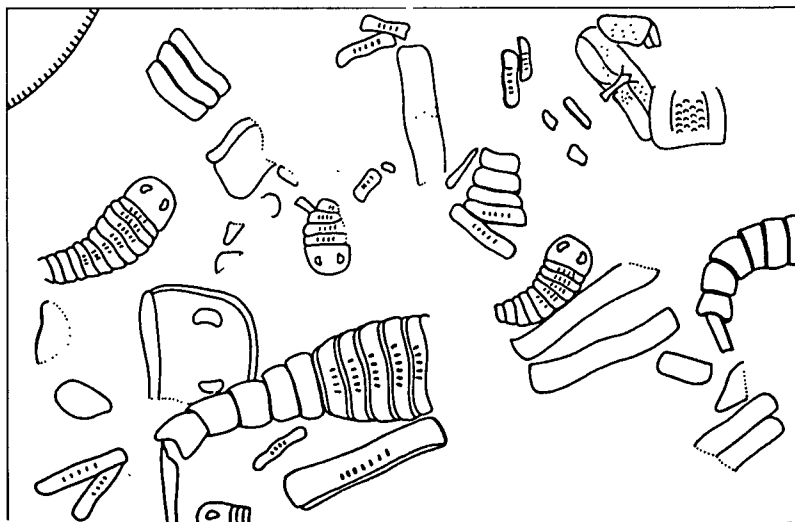
Kuusnõmme kihid ($K_1 R'K$) koosnevad lainjaskihulistest rohkem või vähem savikatest lubjakividest ja dolomiitidest. Eurüpterusdolomiiti leidub õhukeste kihtidena. Kuusnõmme kihid on halvasti paljanduvad. Nende paksus on 1,7–4 m.

Vesiku kihid ($K_1 R'Ve$) paljanduvad hästi Soeginina pangal, Vesiku oja suudmes, mis on stratotüübiks, ja Laasi paemurrus (tahvel XXXVII, joon. 1). Vesiku kihtide alumises kuni 2,3 m paksuses osas esinevad väga mitmesugused lubjakivid, milles on rohkesti katkestuspindu. Kõrgemal vahelduvad valkjashall afaniitne lubjakivi ja eurüpterusdolomiit, kõige ülemise osa aga moodustab viimane kivim. Vesiku kihtide paksus on suhteliselt püsiv – 8–10 m.

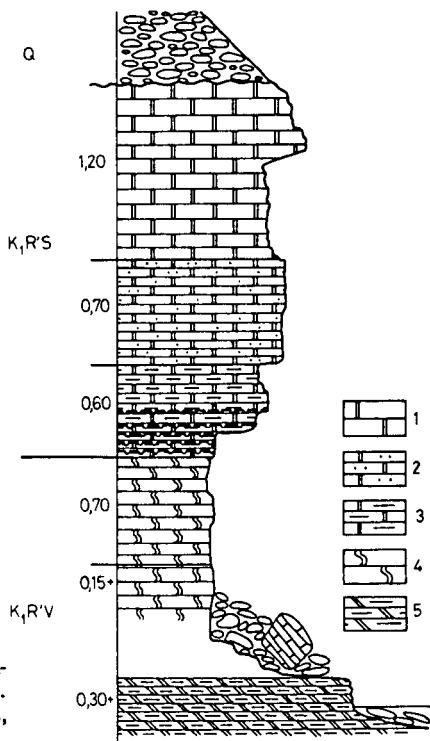
Rootsiküla lademe ülemise 3,5–7 m paksuse osa moodustavad Soeginina kihid ($K_1 R'S$), mis paljanduvad stratotüübis Soeginina pangal Saaremaa loode-



Joon. 105. Rootskula lademe litostratigraafiline liigestus (R. Einasto järgi).



Joon. 106. Skorpionilaadse *Baltoeurypterus*'e fragmentide kogum eurypterusdolomiidi kihipinnal Viita paljandist, x 0,7 (R. Einasto järgi).



Joon. 107. Soeginina panga profiil (R. Einaasto järgi; vrd. tahvel XXXVII, joon. 1). 1–5 – dolomiit (2 – liivakas, 3 – savikas, 4 – puriidilaigukestega, 5 – euripterus-).

rannikul Vesiku kihtide peal, Eikla, Paade ning Väkra paemurrus ja Hülge, Anikaitse ning Kübassaare rannikuastangus (joon. 107; tahvel XXXVII, joon. 1). Soeginina kihid koosnevad puhastest paksukihilistest purdsetest, biomorfsetest ja afaniitsetest teisestest dolomiitidest. Kivim on dolomiidistumisest tingitult kavernoosne, kivistised välja lahustunud. Ida-Saaremaal asetsevates paljandites esineb kuni 80 cm paksuste kihtidena ka settelist dolomiiti, milles on kohati kuni 10 cm sügavused kuivalõhed. Eikla paljandis on aga dolomiidi kihipindadel mitut tüüpi sümmeetrilisi virgmärke.

Rootsiküla lademe levila idapoolses osas Saaremaal, Mandri-Eestis ja Kihnus asendub Rootsiküla kihistu osalt Sakla kihistuga, osalt Kihnu kihistu alumise kolmandikuga (joon. 105) (vt. lk. 182).

Sakla kihistu (I_2 - K_1S) põhjendati esmalt kihistikuna (Эйнасто, 1962). Ta koosneb võrdlemisi ühetaolisest peenekristallilisest rohkete tumedate peenhajutatud püriidi "kirjadega" paksukihilisest või massiivsest dolomiidist. Kihistu paksus stratotüübis Sakla puursidamikus on 22,5 m (48,8–71,3 m vahemik).

Lääne poole Sakla kihistu paksus väheneb ja kihistu asendub Viita kihtide eurüpterusdolomiidiga. Sakla kihistu alumine, 5–9 m paksune osa kuulub vanuselt Jaagarahu lademe ülemisse ossa (Эйнасто и др., 1977)

ÜLEMSILURI LADESTIK (S₂)

Ülemsiluri ladestik levib peamiselt Saaremaa kesk- ja lõunaosas. Ainult Paadla lademe levila ulatub ka mandrile. Nimelt tehti hiljuti geoloogilise kaardistamise käigus kindlaks, et Paatsalu–Tõstamaa piirkonnas on Rootsiküla lademe avamusel kaks Paadla lademe avamuse jääksaart (Кала, 1976) (joon. 3). Ülemsilur ei ole Eesti NSV-s päris terviklik. Nii on siluri-devoni piirikihid, mis siin võisidki kunagi esineda, hilisema erosiooni käigus kulutatud. Ometi kuuluvad Ohesaare lademe kõige ülemised, veel säilinud kihid D. Kaljo andmeil teiste alade siluri läbilõigetega võrreldes siluri ladestu kõige nooremasse ossa.

LUDLOW' LADEJÄRK

PAADLA LADE (K₂)

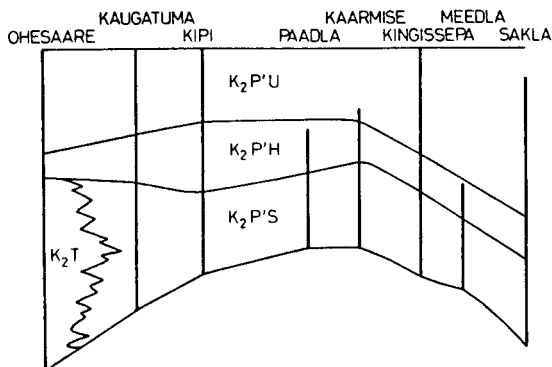
Paadla lademe eraldas Ilionia-kihtidena esmakordselt välja Fr. Schmidt (1891), praeguse nime autoriks on H. Bekker (1925b). Lademe stratotüübiks on väike Paadla paemurd, milles paljanduvad Sauvere kihid (1,8 m) (tahvel XXXVII, joon. 2).

Paadla lademe avamus kulgeb edela–kirde-suunalise pidevalt kitseneva vööndina Saaremaa edelarannikult kagurannikuni. Edasi jätkub ta juba Mandri-Eesti edelanurgas (joon. 3). Paadla lademe levila hõlmab seega Kesk- ja Lõuna-Saaremaa, Ruhnu, Kihnu ning Mandri-Eesti edelanurga (joon. 104). Lade on suhteliselt hästi paljandunud. Nimetame Katri panka, Lümanda, Kogula, Paadla, Irase, Himmiste–Kuigu, Sauvere ja Uduvere paemurdu, Kaali meteoriidikraatri valli ning suuri Kaarma dolomiidikarjääre (tahvel XXXVIII, joon. 1).

Paadla lademe alumine piir on hästi iseloomustatav kivististe koosluse muutumisega. Piiri taseme määrab nimelt brahhiopoodi *Didymothyris didyma* ja karbi *Ilionia prisca* fossiilide ilmumine. Ka litoloogiliselt on piir terav – Rootsiküla lademe dolomiitidel lasub savikas poolmuguljas, avamuse idaosas ka dolomiidistunud lubjakivi. Piiril on püriidistunud katkestuspind, kohati isegi lamavate kihtide kivimist koosnevad veerised.

Lademe paksus on 11,4–25 m, suurenedes lääne suunas.

Paadla lademe stratigraafiat on viimasel ajal eriti uurinud A. Aaloe, E. Klaamann ja R. Einasto. Nüüdisaegse liigestuse järgi eritletakse lademes kolme üksteist külgsuunas asendavat kihistut: Paadla, Kihnu ja Torgu.



Joon. 108. Paadla lademe litostratigraafiline liigestus (E. Klaamanni jt. järgi).

Paadla kihistu (K_2P) levib Lääne- ja Kesk-Saaremaal ja koosneb alt alates Sauvere, Himmiste ning Uduvere kihtidest (Аалоз и др., 1976) (joon. 108). Viimased moodustasid Paadla lademe varasemas liigestuses (Клааманн, 1970a) Kogula kihtide alumise poole, nende ülemine pool kuulub nüüd Kuressaare lademesse (vt. lk. 182).

Sauvere kihid ($K_2P'S$) nimetati väikese paemurru järgi Kesk-Saaremaal. Nad koosnevad allosas muguljatest savikatest dolomiidistunud lubjakividest, ülemises osas aga dolomiitidest. Sauvere kihtide ülemise osa moodustavad Kesk-Saaremaal nn. kaarma dolomiidid (saaremaa "marmor"), mida juba sajandeid on murtud Kaarma ümbrusest (Эйнасто, 1975) (tahvel XXXVIII, joon. 1). Omapäraseks kaarma dolomiidi paljandiks on ka Kaali meteoriidikraatri vall. Need dolomiidid on valkjas-, kollakas- või sinakashallid, savikad, peenkristalsed ja mikrokihilised. Dolomiit on väga monoliitne ja jaguneb tavaliselt 1–2 m paksusteks kihtideks (harva esineb kuni 5 m paksusi kihte). See kivim on värs-kelt murtuna hästi töödeldav, hea ehituskivi ja väga ilmastikukindel, mida näi-tavad vanade ehitiste hästi säilinud müürid. Kaarma dolomiiti kasutatakse laial-daselt ka dekoratiivkivimina, mida toodetakse karjääride naabruses hästi mehhaniseeritud kivitööstuses. Lääne-Saaremaal, Riiumäel esinevad biohermid. Sauvere kihtide paksus on 12–17 m, suurenedes edela suunas.

Himmiste kihtide ($K_2P'H$) headeks paljanditeks on Pähkla, Ansi, Irase ja Himmiste–Kuigu peamurd (stratotüüp). Viimases paljandub ka nende kihtide ülemine piir (tahvel XXXVIII, joon. 2). Sellest paljandist on kogutud suurear-vuline lõuatute materjal (W. Patten, A. Luha jt.), mis pole aga seni täielikult uuritud (tahvel XXX, joon. 1). Himmiste kihid koosnevad mikrokihilisest savikast dolomiidist, lõuna pool aga muguljast savikast lubjakivist või brahhio-

poodlubjakivist, milles on massiliselt *Didymothyris didyma* poolmeid. Himmiste kihtide paksus on 4,4–8 m, suurenedes lääne ja edela suunas.

Uduvere kihid (K_2P^U) paljanduvad paljudes vanades väikestes paemurdu-des Kesk- ja Ida-Saaremaal. Kihid koosnevad kollakashalli mugulja savika biomorfse lubjakivi ja valkjas- kuni rohekashalli domeriidi vahelduvaist kompleksidest. Lääne-Saaremaal esineb bioherme. Ida ja lõuna suunas muutuvad Uduvere kivimid savikamaks. Nende üldpaksus on 7–12 m.

Kihnu kihistu ($K_{1-2}K$) esindab Paadla ladet levila idapoolisel alal. Kivimiliselt tema Paadla lademele vastav osa (stratotüübis ülemine, 7,7 m paksune puursüdamiku lõik) Rootsiküla lademesse jäävast alumisest osast ei erine (vt. lk. 179). Tegemist on võrdlemisi ühetaoliste paksukihiliste punakate laikudega kollakashallide dolomiitidega.

Levila lõunaosas vastavad Paadla lademele muguljad mergli kihtidega ja paljude katkestuspindadega detriidilised lubjakivid 23,3 m paksuselt. Neid käsitletakse nüüd Torgu kihistuna (K_2T) (joon. 108). Stratotüübiks on Ohe-saare puursüdamik 95,1–118,4 m vahemikus (Аалоз и др., 1976)

KURESSAARE LADE (K_3a)

Kuressaare lade vastab endise Kaugatuma lademe (K_3) alumisele osale. Iseisva lademenähtena piiritleti ta E. Klamanni (Клааманн, 19706) poolt, kes lähtus seejuures osalt Kaugatuma lademe (vanas mahus) alumise ja ülemise osa fossiilide koosluste erinevustest, osalt eeldusest, et Kuressaare lademe ülemine piir on korreleeritav Ludlow' ja Downton'i ladejärgu vahelise piiriga Inglismaal.

Hiljem suurendati Kuressaare lademe mahtu endiste Paadla lademe ülemiste (Kogula) kihtide arvel (Аалоз и др., 1976). Nimelt ilmnes, et siluri ülemisele, Downton'i ladejärgule iseloomulik fossiilide kooslus ilmub juba endise Paadla lademe ülemises osas. Samas aga puudub Paadla lademe iseloomulik brahhiopood *Didymothyris didyma*.

Kuressaare lademe avamus kulgeb Lõuna-Saaremaal kitsa kirde–edela-suunalise vööndina Ariste lahe põhjarannikult läbi Kingissepa linna kuni Kõiguste lahe rannikuni (joon. 3). Lademe levila aga ulatub ka Mandri-Eestisse (Kara, 1976). Lademe stratotüübiks on Kingissepa puursüdamik 1,4–19,8 m vahemikus. Kahjuks ei läbinud Kingissepa puurauk lademe ülemist osa.

Kuressaare lademe paljandumus on väga halb, mainimisväärseks on vaid Loode paemurd ja kraav Kudjapä külas. Aeg-ajalt tehakse aga Kingissepa linna ja selle ümbrusse ajutisi kaeveid, kus paljanduvad Kuressaare lademe keskmised kihid.

Kuressaare lademe paksus on levila lõunaosas 18,6–27,4 m, mis nähtavasti suureneb lõuna suunas.

Kuressaare lademele vastav kihistu on liigestatud alumisteks, Tahula kih-tideks, ja ülemisteks, Kudjapä kihtideks (Аалоз и др., 1976)

Tahula kihid ($K_3aK'T$) koonevad valdavalt lubidomeriitidest ja dolomiit-seist mergeist, mis on allpool rohekad, ülalpool hallid. Selles lasundis on vahe-kihtidena purrulisdetriidilised ja mudajasdetriidilised mugullubjakivid. Nende kihtide stratotüübiks on Tahula puursudamik 1,5–12,3 m vahemikus.

Kuressaare kihistu ülemise poole moodustavad Kudjapä kihid ($K_3aK'K$). Litoloogiliselt on need kihid võrdlemisi ühetaolised. Nad koosnevad savikast mugullubjakivist, merglist ja dolomiitsest savikast merglist. Kudjapä kihtide paksus on 12–15,5 m. Nende stratotüübiks on paljand samanimelises külas Kingissepast ida pool, kus paljandus 0,5 m kõrgune profiil.

DOWNTON'I LADEJÄRK

KAUGATUMA LADE (K_3b)

Kaugatuma lademe esmaseks väljaeraldajaks ja nime autoriks oli W. H. Twenhofel (1916). Nüüdisaegses, kitsamas mahus käsitletakse seda ladet alates 1970. a., mil endise Kaugatuma lademe alumine osa nimetati iseseisvaks Kuressaare lademeks (vt. lk.182). Lademe ja temale vastava kihistu stratotüübiks on samanimeline pank Sõrve poolsaare läanerannikul. Pangal paljandub lademe keskmine osa, Äigu kihtide ülemine pool 2,8 m paksuselt (tahvel XXXIX, joon. 1).

Kaugatuma lademe avamus jääb Saaremaa lõunaranniku piirkonda ja Sõrve poolsaarele, välja arvatud viimase edelanurk, kus avaneb Ohesaare lade (joon. 3).

Kaugatuma lade paljandub vähestes kohtades. Peale stratotüübi võib nimetada veel Muratsi, Äigu ja Väike-Rootsi peamurdu, kus paljanduvad Äigu kihid, ning Lõo panka, mis on samanimeliste kihtide stratotüübiks.

Kaugatuma lademe alumiseks püriks on lamava Kuressaare lademe mugul-jate lubjakivide ülemine pind. Sellel tasemel muutub kivim oluliselt savikamaks ja toimub silmapaistev fossiilide koosluse muutus – ilmuvad uued stromatoporaatide, tabulaatide ja ostrakoodide liigid. Piiri tähistab ulatusliku levikuga brahhiopoodi *Atrypella* poolmete kehvel.

Kaugatuma lademe paksus ei ole täpselt teada, kuivõrd ükski olemasolevast neljast puuraugust ei läbi ladet tervikuna. Korrelatsioonide alusel võiks aga lademe paksus ulatuda ligikaudu 70 m.

Kaugatuma lademele vastav kihistu on liigestatud Äigu ja Lõo kihtideks (Клааманн, 1970б; Аалос и др., 1976).

Äigu kihid ($K_3bK'Ä$) moodustavad Kaugatuma kihistu mahust valdava osa, mille paksus ulatub kuni 38 m. Need kihid koosnevad avamusel kolmest osast: jämedadetriidilised krinoidlubjakivid ja konglomeraadikihid profiili alu-mises ning ülemises osas ja domeriidid või lubi- ja savikad merglid (4,4–9,4 m

paksuses) keskel. Äigu kihtide lubjakivid on rohkem või vähem muguljad. Kohati esineb massiliselt brahhiopoodi *Atrypella prunum* fossiile.

Äigu kihtide omapärased krinoidlubjakivid moodustavad kuni 5 m paksusi kihindeid. Nendes jämedadetriidilistes lubjakivides esineb rohkesti krinoidi *Crotalocrinites rugosus*'e suure läbimõõduga varrelülisid. Lõuna suunas asenduvad krinoidlubjakivid savikate lubjakivide ja merglite vahelduva kihindiga.

Lõo kihid ($K_3bK'L$) koosnevad valdavalt merglitest, milles on õhukesi lubjakivi vahekihte ja läätsi. Ohesaare puuraukude põhjal on Lõo kihtide paksus 30 m.

OHESAARE LADE (K_4)

Selle lademe põhjendajaks ja nime autoriks on H. Bekker (1925 b), kes Sõrve särel Ohesaare pangal paljanduvad kihid välja eraldas Saaremaa lademe Ohesaare võõna. Uusi andmeid selle lademe kohta on andnud E. Klamann (Клааманн, 1970 r) ja E. Kala.

Ohesaare lade avaneb piiratud alal Sõrve sääre lõunaosas (joon. 3). Paljandeid on vaid kolm: lademe stratotüüp – Ohesaare pank (tahvel XXXIX, joon. 2), Looe pank ja rannik Alllotsa neeme kohal.

Lademe alumiseks piiriks loetakse Ohesaare panga profiilist vahetult sügavamale jäävate merglite lasuvat pinda, kuivõrd merglitest kõrgemale jäävatest lubjakividest on leitud lamamiga võrreldes rida uusi, lamamis mitteesinevaid tabulaatide, ostrakoodide ja lõuatute fossiile.

Ülalnimetatud paljandite ja Ohesaare pangale puuritud puuraugu profiilide korrelatsiooni tulemusel on selle lademe paksus Saaremaal vähemalt 5,5–6 m. Lademe täielik paksus pole Eestis teada, lademe ülemised kihid on siin erodeeritud.

Ohesaare lademele vastava kihistu (K_4O) moodustavad litoloogiliselt mitmekesised kivimid. Stratotüübi profiil on järgmine (ülalt alla):

- 1) 0,20 m – rohekashall põimkihiline vilgurikas lubialeuroliit;
- 2) 0,45 m – valkjashall jämedadetriidiline õhukeste halli aleuroliidikihi-kestega lubjakivi;
- 3) 0,50 m – tumehall paksukihiline õhukeste mergli kihtidega ja katkestuspindadega lubjakivi;
- 4) 0,45 m – hall muguljas savikas lubjakivi;
- 5) 0,45 m – tumehall roheka savi kihtidega ostrakoodlubjakivi;
- 6) 1,05 m – hall mergli ja savi kihtidega muguljas lubjakivi;
- 7) 0,66 m – hall biomorfne ja detritne mergli kihtidega lubjakivi.

Tähelepanuväärses koguses esineb selle profiili mõningates kihtides (eriti kompleksides nr. 3,5 ja 6) lõuatute ning kalade soomuseid ja nende fragmente.

Alllotsa neemel võib uurida veelgi kõrgemaid kihte. Aleuroliidikompleksi (nr. 1) paksus on siin umbes 0,5 m. Sellel lasub sinakashall, kohati dolomiidisunud lubjakivi 1,2 m paksuses, mis paljandub Looe pangal.

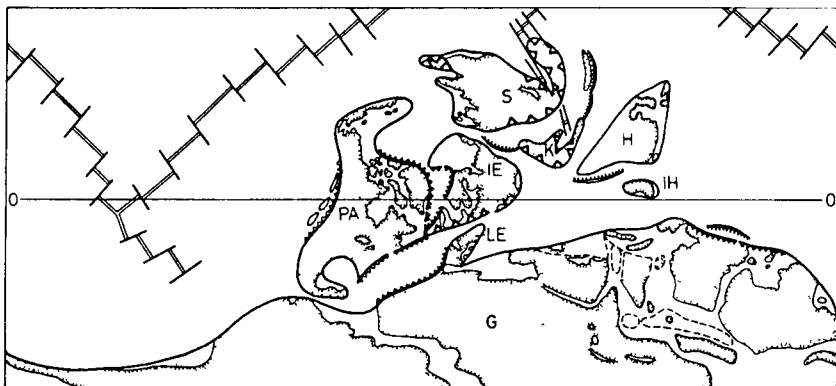
Sõrve poolsaare idarannikul puuritud Kaavi puuraugus moodustavad Ohe-saare lademe kõige ülemise osa vahelduvad domeriidid ja dolomiidid, mis lasuvad lademe stratotüüpsetest kihtidest kõrgemal. See E. Kala poolt esile tõstetud Kaavi kihistik (K₄O'K) on niisiis Eesti siluri noorimaks osaks (Аалос и др., 1976)

DEVONI LADESTU

Devoni ladestu on Eesti aluspõhja noorimaks osaks. Ta katab vanemaid ladestuid põiksusega, mis on hästi näha Eesti NSV põhja-lõuna-suunaliselt läbilõikelt ja geoloogiliselt kaardilt (joon. 2, 3). Viimasel pole devoni ladestu alajaotuste avamused ordoviitsiumi ja siluri ladestu alajaotuste avamustega rööpsed, vaid hoopis edela-kirde-suunalised. Devoni kihid levivad peamiselt Lõuna-Eestis. Nende avamus algab Ruhnu ja Kihnu saarega ning mandril Pärnu lahe ümbrusega. Avamuse põhjapiir jääb mandril umbes Pärnu ja Navesti jõe ning Võrtsjärve põhjakalda—Mustvee joonele. Sellest piirist põhja pool asetseb aga veel terve rida avamuse jääksaari, millest kaks on suuremad — üks Tootsi ümbruses ja teine Narva jõe keskjooksul.

Devoni ajastuga algas Eesti alal täiesti uus arenguetapp, mille vältel senine mereline olustik asendus osaliselt mandrilisega. Nagu juba eespool märgitud, puuduvad meie aluspõhja läbilõikes siluri noorimad kihid. Valdaval alal puuduvad ka alamdevoni ladestiku kivimid. Pealegi on alamdevon Kagu-Eestis esindatud vaid osaliselt. Kõik see viitab suhteliselt suurele settelüngale. Niisiis oli Eesti siluri ja devoni ajastu vahetusel kulutuslalaks, kust hilisem mere pealetung hävitas isegi mandrilised setted. Samal ajal muutus oluliselt ka põhja-poolkera mandrite üldine paleogeograafia. Praeguste rekonstruktsioonide järgi liitusid Põhja-Ameerika ja Ida-Euroopa seni eraldiasetsenud mandrid siluri ja devoni ajastu vahetusel üheks Euroameerika mandriks. Apalatsidest Skandinaavia põhjaosani kulgev Kaledoonia kurrutusvööde tähistab nende mandrite kokkupõrkumise piirkonda, kus kujunesidki mäehelikud (Городницкий и др., 1978) (joon. 109). See mäeteke tõi kaasa Ida-Euroopa platvormi loodealade üldise kerkimise ja mere taandumise lõuna suunas. Eesti kujutas endast devoni ajastul laialdast, järk-järgult vajuvat nõgu, millesse kandusid Kaledoniididelt ja Balti kilbi aladelt kulutatud purdsetted. Need ladestusid siin osaliselt rannikulähedases meres, enamasti aga jõgede sängides, deltades ja järvedes.

Eesti devoni uurija H. Viiding iseloomustab siinset devoni ajastu paleogeograafilist olustikku järgmiselt. Tilže eal kattis Lõuna-Eesti lõunapoolseimat osa ja Kesk-Baltikumi madal rannikulähedane meri, mis aga hiljem kiiresti lõunasse taandus. Keskdevoni ajastiku alguses tuli meri meie aladele tagasi, jõudes Pärnu eal põhja suunas kuni umbes Pärnu—Peipsi põhjakalda jooneni. Narva eal jagunes meri laguunideks, mis nendes kujunenud setendite, kivimis esinevate kivisoolakristallide õõnsuste ja fossiilide koosluse põhjal otsustades pidid olema



Joon. 109. Vara- ja keskdevoni mandrite ning ookeanide rekonstruktsioon paleomagneetiliste andmete alusel (Городницкий и др., 1978 ;legend vt. joon. 6).

soolakaveelised. Narva ea lõpust alates taganes meri järk-järgult lõuna poole ja Aruküla eal muutus terve Eesti mandriliseks tasandikuks. Sellel kuhjusid jõe- ja järvesetted, milles on mitmesuguste selgroogsete jäänuseid. Jõed voolasid meie alale peamiselt Balti kilbilt (Soomest), kus purdsetete lähtekivimiteks olid tard- ja moondekivimid. Selline olustik püsis Eestis veel hilisdevoni alguseski. Gauja eal kujunes kõrvuti jõe- ja deltasetetega ka rannikulähedasi merelisi setteid, mille osatähtsus lõuna suunas kasvab. Terrigeensete setete kuhjumine meie alal lõppes Amata ea lõpul. Plavinase ja Dubniki eal asendus mandriline olustik Kagu-Eestis ja kaugematel aladel uuesti merelisega. Selles basseinis ladestusid peamiselt karbonaatsed setted, millest kujunesid ülemdevoni dolomiidid ja dolomiidistunud lubjakivid. Viimastes on kohati rohkesti normaalmereliste organismide fossiile.

Eeltoodust nähtub, et devoni ladestu on Eestis esindatud peamiselt terrigeensete kivimitega – liivakivide ja aleuroliitidega. Nendest koosnevaid setendeid (old red'i) iseloomustab eelkõige punakas värvus, mis tekkis juba ladestumise ajal, mil vesilahustest settisid välja punakaspruunid kolloidsed hüdroksiidid (Вийдинг, 1968). Devoni terrigeensete kihtide teiseks oluliseks tunnuseks on nende rütmiline iseloom. See väliendub nii kivimitüüpide (liivakivi, aleuroliit, savi) granulomeetrilise kui ka mineraloogilise koostise rütmilises vertikaalsuunalises muutumises. Liivakivid ja aleuroliidid on peamiselt põimkihilised.

Devoni ladestu kogupaksus on Kagu-Eestis, Hino puuraugus K. Kajaku jargi 448,5 m.

Maaretest leidub meie devonis tööstuslikuks kasutamiseks sobivat savi ja klaasiliiva. Savi on juba pikemat aega kaevandatud Joosul, Küllatovas, Sännal

ja mujal. Üheks suurematest on Joosu maardla Põlva rajoonis. Savikihind kuulub Burtnieki lademesse ja on H. Palmre andmeil kohati kuni 15 m paks. Savi moodustab liivakivides ja aleuroliitides lätselaadseid lasundeid. Omadustelt kuulub Joosu savi nn. tulekindlate savide hulka. Teda kasutatakse telliste ja teiste keraamikatoodete valmistamiseks.

Eesti NSV seni ainus klaasiliiva maardla asetseb samuti Põlva rajoonis Piusa raudteejaama lähedal. Siit on kaesoleva sajandi kahekümnendate aastate algusest alates kaevandatud valget, suhteliselt puhast Gauja kihistu liivakivi. Esmalt toodeti klaasiliiva maa-alustest kaevanduskäikudest. Need kujutavad nüüd endast suurejoonelisi, kuni 10 m kõrguseid võlvilaadse laega galeriisid (tahvel XLVIII, joon. 2). Praegu aga toimub kaevandamine lahtistes karjäärides. Piusa liiva on kasutatud mitmes klaasitehases, kuid kvaliteedilt on ta siiski keskpärane (Tamme, 1962).

Devoni ladestul on oluline osa Lõuna-Eesti varustamisel põhjaveega. Eritletakse kahte, Pärnu–siluri- ja Tartu põhjaveekompleksi. Esimene hõivab osa lamavatest siluri kihtidest ja Tilže, Rezekne ning Pärnu lademe terrigeensed kivimid, teine aga Aruküla, Burtnieki ja Šventoi lademe. Mõlema põhjaveekompleksi vesi on survealine (Tšeban, 1975).

Devoni ladestu uurimise algus Eestis ulatub tagasi möödunud sajandi kahekümnendaisse aastasse. Teadupärast oli meie devoni kihtide esimeseks kirjeldajaks G. Vansovitš (Вансович, 1827), kes nimetas ka rea paljandeid ja viitas “soorohutude jäljendite” (tõenäoliselt psilofüütide kivistised Tori paljandist) esinemisele liivakivides.

Teadusele said tuntuks ka Lõuna-Eesti liivakivides sageli esinevad fossiilsed hambad ja luuplaadid, millele esmakordselt juhivad tähelepanu M. Engelhardt ja E. Ulprecht (1830). Samal ajal tutvus nimetatud fossiilidega ka nende hilisem kirjeldaja C. Pander. Neid kivistisi pidas S. Kutorga 1835. aastal roomajate ja kahepaiksete jäänusteks, devoni liivakive aga käsitles sooja kliima tingimustes kuhjunud mageveesetetena. S. Kutorga on avaldanud ka esimesed Eesti devoni paljandite joonised (tahvel XLI, joon. 1). Kõnealuste Eesti aluspõhjust leitud fossiilide tõlgenduse väljasurnud kalade jäänustena andis 1839. aastal esimesena Tartu ülikooli zooloogia eradotsent H. Asmuss. Tema käsitles 1851. a. kevadel esmakordselt Tartu ülikoolis loetud selgroogsete paleontoloogia kursuses ka rüükalu, kelle jäänuseid ta 1836. a. alates erakordse püsivusega välja kaevavas Aruküla koobastikust ja seejärel rekonstrueeris (joon. 110).

Vahetult pärast devoni ladestu põhjendamist Inglismaal pidas L. Buch (1840) Liivimaa, niisiis Lõuna-Eesti ja Põhja-Läti liivakive rüükalade fossiilide põhjal sellesse ladestusse kuuluvaiks. Devoni ladestu põhjendajad A. Sedgwick ja R. Murchison tähistasid selle nimetusega Inglismaal, Devoni krahvkonnas paljanduvaid purd- ning karbonaatseid kivimeid. Samavanusteks kivimiteks pidasid nad ka mujal Briti saartel ja teistel aladelgi laialdaselt levivaid punaseid *old red*'i liivakive. Peaaegu samaaegselt nimetas E. Eichwald (Эйхвальд, 1840) neid kihte ka Eestis inglise geoloogide eeskujul “vanaks punaseks liivakiviks”.



Joon. 110. Hermann Asmuss Aruküla koobastikus rüükalade fossiile kogumas (L. Vallimäe-Margi joonistus).

Venemaa loodeosa devoni tundmaõppimisele pandi alus inglise geoloogi R. Murchisoni (1845) klassikalise suurteosega ja Tartu ülikooli geoloogiaprofessori C. Grewingi (1861) uurimusega. Mõlemad teadlased eritlesid devoni üldprofiilis alumist, liivakividega esindatud osa ja ülemisi, lubjakividest ning dolomiitidest koosnevaid kihte. Devoni detailsema stratigraafilise liigestuseni möödunud sajandil siiski veel ei jõutud.

Eesti devoni kihtide detailliigestuse väljatöötamine algas alles 1922. a., mil H. Bekker asus selgitama Irboska ümbruse geoloogilist ehitust (tahvel XLI, joon. 2). Paariaastase töö viljaks oli devoni karbonaatse kihtkonna liigestamine Gorodištše, Irboska ja Dubniki lademeks (Bekker, 1924 b). Seejärel eraldas K. Orviku (1930) välja "vana punase liivakivi" alumise, Pärnu jõe ja Narva jõe lisajõgede Borovnja ning Gorodenko kaldail paljanduva osa keskdevoni põhikihtidena.

Siitpeale muutus Eesti devoni uurimisel mõneks ajaks peamiseks biostratigraafiline suund. Selle rajas saksa paleontoloog W. Gross ajavahemikus 1933–1942 ilmunud töödega. W. Gross uuris Baltikumi devoni selgroogsete kivisti, käies selleks korduvalt materjali kogumas ka Eestis. Tema paleontoloogilistel töödel oli algusest peale kindel biostratigraafiline suunitlus. Baltikumi "vana

punase liivakivi" liigestas W. Gross lõuatute ja ruukalade leidude põhjal lõpuks kuueks tsooniks, mis on aluseks nüüdisaegse liigestuse lademeile ja kihistule. Igat tsooni iseloomustati ruukalade liikide kooslusega.

Oluline osa Eesti devoni liigestuse väljakujunemisel oli nõukogude paleontoloogil D. V. Obrutševil. Leningradi ja Pihkva oblasti devoni kihtide ning ruukalade fossiilide uurimise tulemustest ja K. Orviku (1930) tööst lähtudes liigestas D. Obrutšev "vana punase liivakivi" viieks lademeks, millele ta andis Pärnu, Narva, Luuga, Oredeži ja Podšnetogori nime (Обручев, 1933). See liigestus on W. Grossi liigestusega heas korrelatsioonis. "Vana punase liivakivi" lasum – karbonaatsetest kivimitest koosnev devon – sai D. Obrutševilt alajaotused juba aastal 1931. Nii kujunes karbonaatsele devonile Eestis nelikliigestus Šnetogori, Pihkva, Tšudovo ja Šeloni lademeks. Teadmata põhjusel ei võtnud D. Obrutšev seejuures arvesse H. Bekkeri Irboska ümbruse geoloogia uurimisel saadud tulemusi. Seetõttu läksid käibeale H. Bekkeri nimedest hilisemad, D. Obrutševi antud nimed.

Nime "Luuga" asemel hakati Eestis hiljem samamahulise lademe jaoks kasutama hoopis nime "Tartu" (Luha, 1940). Pärast aga liigestati see lade kaheks iseisesevaks Aruküla ja Burtnieki lademeks (Марк, 1958).

Eesti devoni kihtides leiduvate taimejäänuste esimeseks uurijaks oli meie palünoloogia rajaja, Tartu ülikooli õppejõud P. W. Thomson (1940).

"Vana punase liivakivi" kõige ülemine, vahetult karbonaatsete kivimite all lamav osa liigestati Eestis viiekümnendate aastate alguses Läti eeskujul Gauja ja Amata kihistuks.

Lõpuks tuleb lisada, et 1964. a. võeti Šeloni lademe alumise osa tähistamiseks uuesti kasutamisele juba H. Bekkeri (1924 b) esitatud nimi Dubniki.

Möödunud sajandi teisel poolel kujunes välja arvamus, et kõik Eesti devoni kihid kuuluvad keskdevoni ladestikku. See vaade jäi kauaks püsima. Veel H. Bekker (1924b) pidas Irboska ümbruses paljanduvaid lubjakive ja dolomiite keskdevoni vanusteks. Alles pärast H. Scupini (1928) ja D. Obrutševi (Обручев, 1933) töid hakati Šventoi lademega (nüüdisaegse nomenklatuuri järgi) algavat kihtkonda lugema ülemdevoni ladestikku.

Pärast alamdevoni ladestiku kindlakstegemist 1952. a. Lätis hakati devoni kõige vanemate kihtide esinemise võimalusele tähelepanu pöörama ka Eestis. Pärnu lademe alumise piiri täpsustamisel selguski, et tüüpilise Pärnu liivakivi ja ordoviitsiumi või siluri lubjakivide vahel lasub Lõuna-Eestis kihtidekompleks, mis võiks osaliselt kuuluda alamdevoni ladestikku. Seda kompleksi korreleeriti alguses litoloogilis-mineraloogiliste tunnuste alusel Leedus leviva Šešuvi ja Viesite kihistuga. Et esimest loeti Leedus alamdevoni ladestikku, siis oli põhjust väita, et alamdevon esineb Eestiski. Hiljem tuli siiski teha korrektiive. Suurt osa Kagu-Eesti puuraukudes Šešuvi ja Viesite kihistuks nimetatud devoni kihtidest võib korreleerida hoopis Ida-Lätis 1974. a. põhjendatud Rezekne lademega. See aga ei kuulu alamdevonisse, vaid moodustab keskdevoni Eifeli ladejärgu basaalsc osa. Selline korrelatsioon näib olevat võrdlemisi kindel, sest hiljuti puuritud

Tabel 9

Eesti devoni stratigraafiline liigestus

Ladestik	Ladejark	Lade	Kihistu, kihid
Ülemdevon (D ₃)	Frasne	Dubniki	
		Plavinase	Tšudovo Pihkva Snetogori
		Šventoi	Amata Gauja
Keskdevon (D ₂)	Givet	Burtnieki	
	Eifel	Aruküla	
		Narva	
		Pärnu	
		Rezekne	
Alamdevon (D ₁)	Gedinne	Tilžc	

Mehikoorma puuraugu Pärnu lademe lamamist leiti Rezekne lademele iseloomikke fossiile. Rezekne lade lasub selles puuraugus Pirgu lademe domeriitidel. Alamdevoni vanusega kihte esineb aga nähtavasti vaid Eesti NSV kõige kagupoolsemas osas, kuhu võib ulatuda Leedus 1959. a. põhjendatud Tilže lade, mis Lõuna-Baltikumis moodustab alamdevoni ladestiku Gedinne ladejärgu basaalse osa (Клеесмент и др., 1975; Решения . . . , 1978).

Devoni stratigraafiline liigestus Eestis on praegu Balti devoni regionaalse stratigraafilise skeemi alusel (Решения . . . , 1978) järgmine (tabel 9).

Määrava tähendusega oli devoni kihtide uurituse tõusule Eesti NSV-s viiekümnendatest aastatest alates toimunud sügavpuurimine. Puurimistel saadud andmed on võimaldanud selgitada ka devoni kihtide struktuurset ehitust.

Eesti NSV geoloogilise kaardistamise käigus selgus ka, et devoni üksuste avamuste põhjapiiril on palju keerukam konfiguratsioon, kui seni oletati. See tuleneb sügavale aluspõhja kihtidesse lõikunud ürgorgude võrgust, mille tõttu vanemad kihid avanevad piki ürgoru põhja veel kümnete kilomeetrite pikkuselt nooremate kihtide avamusvööndi piires.

Tänu E. Margile taastus Eestis viiekümnendate aastate alguses devoni rüükalade paleontoloogiline uurimine. Viiekümnendatel aastatel algas ka H. Viidingu rajatud devoni terrigeensete kivimite süstemaatiline mineraloogiline uurimine.

Kõige detailsemalt on seni tundma õpitud Eesti keskdevonit, kõige vähem on tuntud ülemdevoni ladestiku (eriti tema karbonaatsete kihtide) stratigraafia, litoloogia ja fossiilid.

Järgnevas ülevaates tugineme devoni terrigeensete kihtide stratigraafia, litoloogia ja mineraloogia käsitlemisel peamiselt H. Viidingu ja A. Kleesmenti (Тамме) uurimustele, mis seni on vaid osaliselt publitseeritud (Viiding, 1961; Вийдинг, 1962, 1964, 1968; Тамме, 1962, 1964; Клеесмент, 1969; Клеесмент и др., 1975).

Seni ainus eestikeelne uuem ülevaade meie devoni stratigraafiast on E. Margilt (Aaloe jt. 1960).

Devoni liivakivid, aleuroliidid ja savid sisaldavad reeglina vähe kivistisi, mis kuuluvad peamiselt neljale selgroogsete grupile — lõuatud, akantoodid, rüukalad ja vihtuimised kalad (tahvel XLII). Harvem esineb luukalade hulka kuuluvate kopskalade ja kiirumsete fossiile.

Alamdevoni Tilže lademest on Eestist leitud vaid lõuatute ja akantoodide fossiile (viimastest peamiselt soomuseid).

Keskdevonis esineb alamdevoniga võrreldes tunduvalt muutunud kalade fossiilide kooslus. Rezekne lademest pärinevad esimeste vihtuimsete kalade kivistised, Pärnu lademest esimeste kopskalade ja Narva lademest esimeste kiirumsete jäänused.

Rüukalade fossiile on leitud kõigist meie devoni terrigeensetest kihtidest, eriti aga Aruküla ja Burtneki lademest. Kõigis terrigeenseist kihtidest koosnevais kesk- ja ülemdevoni lademeis leidub ka lõuatute ning vihtuimsete fossiile.

Eesti devoni terrigeense osa selgrootute fauna kohta on veel vähe andmeid. Nii esinevad meie aluspõhjas kohati päris arvukalt lukuta brahhiopoodid, ostrakoodid ja Narva lademes (E. Mark-Kuriku andmeil) ka füllopoodid (hõimkond *Arthropoda*).

Karbonaatsetest kivimitest koosnevas ülemdevoni ülemises osas leidub vähe fossiile, välja arvatud Pihkva kihid, mis sisaldavad rohkesti brahhiopoodide.

Devoni taimestiku koostises olid Eesti alal vähemalt primitiivsed maismaataimed psilofüüdid, peale nende on kirjeldatud rohkesti eoseid (Thomson, 1940), mis võivad kuuluda osalt vetikatele (tahvel XLIII).

ALAMDEVONI LADESTIK

GEDINNE'I LADEJÄRK

TILŽE LADE

Eestis on alamdevoni kihtidel A. Kleesmenti andmeil väga piiratud levik. Fossiilidele tuginedes on Tilže lademe, mis moodustab Lõuna-Baltikumis devoni basaalse osa, esinemine kindlaks tehtud vaid Kagu-Eestis. Laanemetsa puuraugus moodustab kõnealuse lademe 21,7 m paksune roosakashalli dolomiitse liivakivi ja pruunikas- kuni lillakaspunase aleuroliidi kompleks.

KESKDEVONI LADESTIK

EIFELI LADEJÄRK

REZEKNE LADE

Ida-Lätis moodustavad Pärnu lademe lamami kihid, mida varem peeti Viesite kihistuks. Ometi pole nad Leedu Viesite kihistuga samavanused ja lamamil lasuvad nad põiksel. Need kihid kuuluvad praeguse seisukoha järgi Rezekne lademesse. Leedu Viesite kihistu vanuseks on varem peetud ka Kagu-Eestis leviva Pärnu lademe lamamit. Kuna see kompleks on kivimiliselt Pärnu lademega sarnane, siis loetigi ta kuni kuuekümnendate aastate keskpaigani sellesse lademesse. Alles pärast Rezekne kihistu põhjendamist Lätis selgus, et kõnealused kihid Kagu-Eestiski on tõepoolest Rezekne kihistu vanuseliseks analoogiks. Mehikoorma puuraugu vastavates kihtides avastati Rezekne lademele omaseid akantoodide fossiile (Клеесмент и др., 1975). Nii täieneski Eesti keskdevon uue üksusega.

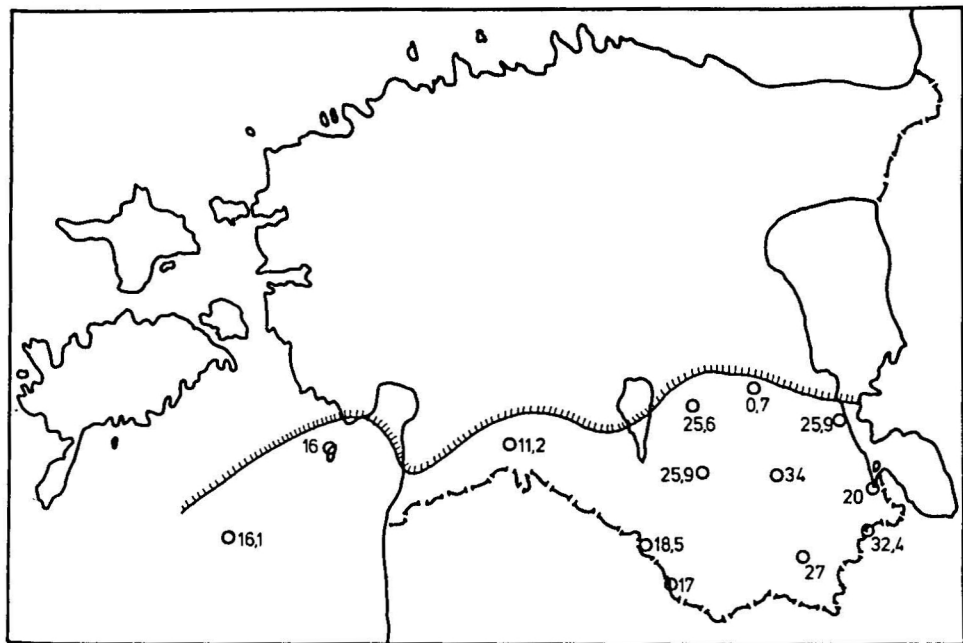
Rezekne lade Eestis ei paljandu. Tema levila haarab Riia lahe ja Mandri-Eesti lõunaosa Häädemeeste, Mustla, Tartu ning Piirissaare joonest lõuna pool (joon. 111).

Lademe alumine piir on enamasti väga terav – erineva vanusega (ordoviitium või silur) karbonaatsetel kihtidel lasuvad põiksusega Rezekne terrigeensed kivimid. Ainult Eesti kagupoolseimas osas on Rezekne lademe lamamiks Tilže lade, lasumiks aga kõikjal Pärnu lade (Клеесмент и др., 1975).

Rezekne lademe paksus kõigub 0,7–34 m piires, olles suurim Kagu-Eestis ja vähenedes lääne ning põhja suunas (joon. 111).

Litoloogiliselt on Rezekne ladet seni kõige detailsemalt uuritud Mehikoorma puuraugus, mille profiili Eestis võib lugeda lademele tüüpiliseks. Selles puuraugus koosneb lade heledatest liivakividest, mis mitmekordselt vahelduvad hallide aleuroliitidega. Lademe ülemise, umbes 8 m paksuse osa moodustab peamiselt dolomiitne mergel. See kompleks on lademe levila idapoolsel alal (Võrtsjärvest idas) heaks lademe ülemist piiri tähistavaks lasundiks. Lääne suunas dolomiitne mergel suidub ja lade koosneb peamiselt liivakaist kivimeist (Клеесмент и др., 1975).

Mineraloogiliselt iseloomustab Rezekne lademe kivimeid suhteliselt suur raskete mineraalide sisaldus ja teisaltekkinud mineraalide valdamine. Põhiliseks mineraaliks on viimaste seas granaat, kuid rohkesti leidub ka tsirkooni. Üldise mineraloogilise koostise poolest sarnaneb Rezekne lade lasuva Pärnu lademega (Клеесмент и др., 1975) (vt. lk. 196).



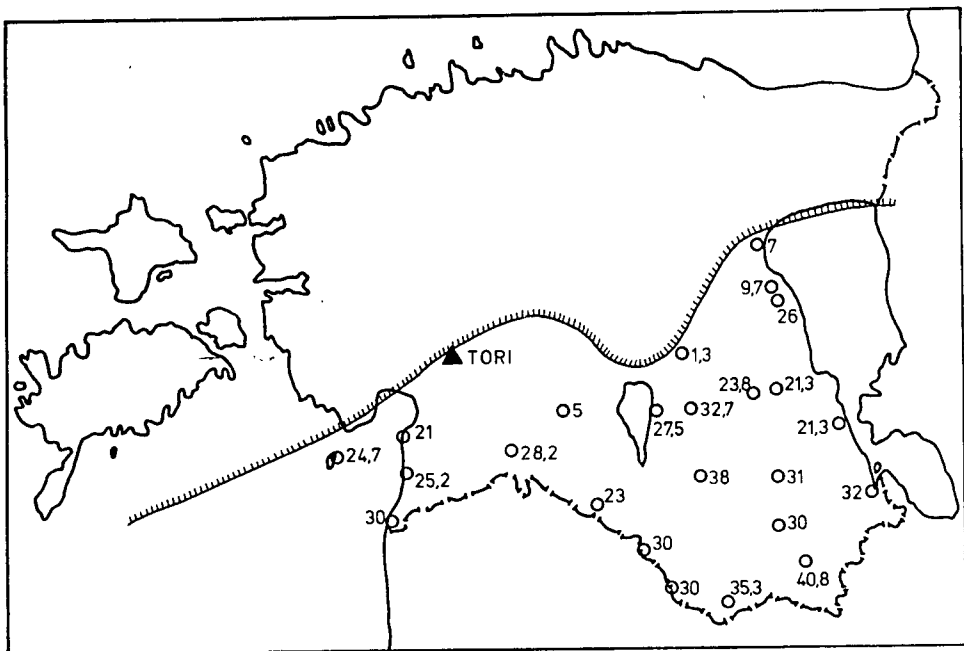
Joon. 111. Rezekne lademe levila ja paksus (A. Kleesmenti jt. järgi).

PÄRNU LADE (D₂pr)

Pärnu lademe eraldas Eesti keskdevoni põhikihtidena välja K. Orviku (1930). Lademele nime andjaks on aga D. Obrutšev (Обручев, 1933), kes viitas headele paljanditele Pärnu jõe kaldail Tori ümbruses.

Pärnu lademe stratotüübiks peetakse Pärnu jõe vasakut kaldajärsakut Tori "põrgu" juures, kus paljandub umbes 10 m kõrgune profiil (tahvel XLIV, joon. 1).

Lademe avamus ei moodusta pidevat vööndit. Ta algab Kihnu saarest kirdesse ja Pärnu lahest loodesse jääva mandrinurgaga. Kitsas avamuseriba kulgeb Pärnu lahe kirderannikult piki Pärnu jõge Torini ja siis piki Navesti jõge kirdesse Tammeni. Samas, Tootsi ümbruses on üksik suur avamuse jääksaar. Idapoolseim osa Pärnu lademe avamusest moodustab riba Palamuse ja Mustvee vahel (joon. 3). Lade on kohati paljandunud Pärnu jõe mõlemal kaldal Kärsa ja Tori vahemikus ning Navesti jõe ääres Tohera, Tilleoja, Pae ja Tamme küla kohal.



Joon. 112. Pärnu lademe levila ja paksus (A. Klecsmenti ja E. Kuriku järgi).

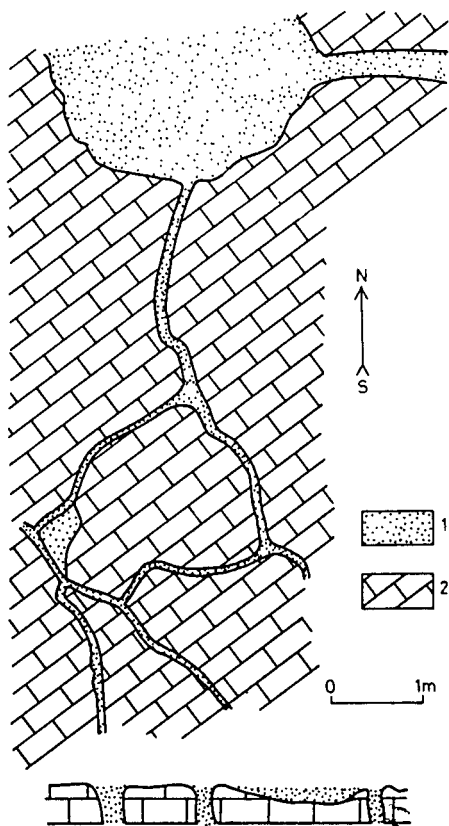
Pärnu lademe levila haarab Lõuna-Eesti umbes Pärnu–Võhma–Mustvee joonest lõuna pool (joon. 112).

Pärnu lademe alumine piir on levila põhjaosas väga terav – Harju seeria lademetest või alamsiluri karbonaatsetel kivimitel lasub põiksusega basaalkonglomeraat, bretsä kiht või liivakivi. Lamami pealispind on kõikjal tugevasti kullutatud, lainjas ja kohati (näiteks Tamme paljandis) lõhestunud (vt. lk. 196). Levila lõunaosas, kus Pärnu lademe lamamiks on Rezekne lade, on nende vahelise piiri määramine litoloogilistele tunnustele tuginedes enamasti raske.

Pärnu lademe paksus kõigub 25–40 m piires (joon. 112).

Avamusel on Pärnu lade liigestatud alumiseks, Tori liivakiviks ja ülemiseks, Tamme liivakiviks (Orviku, 1932, 1935). Selline liigestus on Pärnu ladel ka levila kirdepoolseimates puuraukudes. Neid üksusi käsitletakse kihistikeks.

Tori kihistik paljandub eriti hästi Pärnu jõe kaldajärsakuis Tori “põrgu”, Taali ja Sohlu kohal. Kihistiku stratotüübiks on Tori paljand. Kihistik on esindatud võrdlemisi ühetaolise, peamiselt heleda põimkihilise pudeda vilgurikka



Joon. 113. Tamme kihistiku liivakiviga (1) täitunud lõhed Adavere lademe dolomiitides (2) Tamme paljandis Navesti jõel (ülal pinnavaade, all läbilõige; K. Orviku järgi).

liivakiviga, mille paksus on 2–28 m. Tori “põrgu” profiili alumises osas, jõe pinnast umbes 4 m kõrgusel esineb õhukeses pruunikas savikas kihis rohkesti psilofüütide hulka kuuluvate taimede halvasti säilinud fragmentaarseid jäänu-seid. Kihistikus esinevatest savikihtidest on kindlaks tehtud vähemalt 15 erinevat tüüpi fossiilseid eoseid (Thomson, 1940) (tahvel XLIII).

Tamme kihistiku stratotüübiks on paljand Navesti jõe paremal kaldal ja jõe põhjas Tamme veski ning paisu vahemikus. Veel paljandub kihistik sama jõe kaldail Tohera ja Lepakose ümbruses.

Tamme kihistik koosneb dolomiit- ja pudedast liivakivist, aleuroliidist, dolomiidist ja domeriidist, mis üksteisega vahelduvad. Valdavaks kivimiks on siiski rohekashall, enamasti kõva peeneteraline liivakivi ja aleuroliid. Kihistiku ülemise osa moodustab tavaliselt 0,5–1 m paksune dolomiidi või domeriidi kiht.

Tamme kihistiku paksus kõigub 2–35 m vahel.

Mineraloogiliselt kuuluvad Pärnu lademe kihid päevakivi-kvartsliaakide hulka. Kvartsisisaldus on jämedas fraktsioonis 80–95 %, päevakivide sisaldus 5–20 %. Rasketest mineraalidest valdab granaat.

Tamme kihistiku stratotüübis paljandub ka tema lamam – Adavere lademe lillakas-hallikirju paksukihiline dolomiit. Selle ülemine pind on tugevasti kulutatud ja lainjas. Kohati on dolomiidis lõhesid, mille laius kõigub mõnest sentimeetrist 50 sentimeetrini. Lõhede sügavus ulatub vähemalt 20 sentimeetrini. Lõhed on täidetud Tamme kihistiku liivakiviga (Orviku, 1935, 1948). See on Eestis vähesed paljandeid, kus võib näha devoni ja siluri kihtide kontakti – devoni kivimite lasumist vanal kulutuspinna (joon. 113).

NARVA LADE (D₂nr)

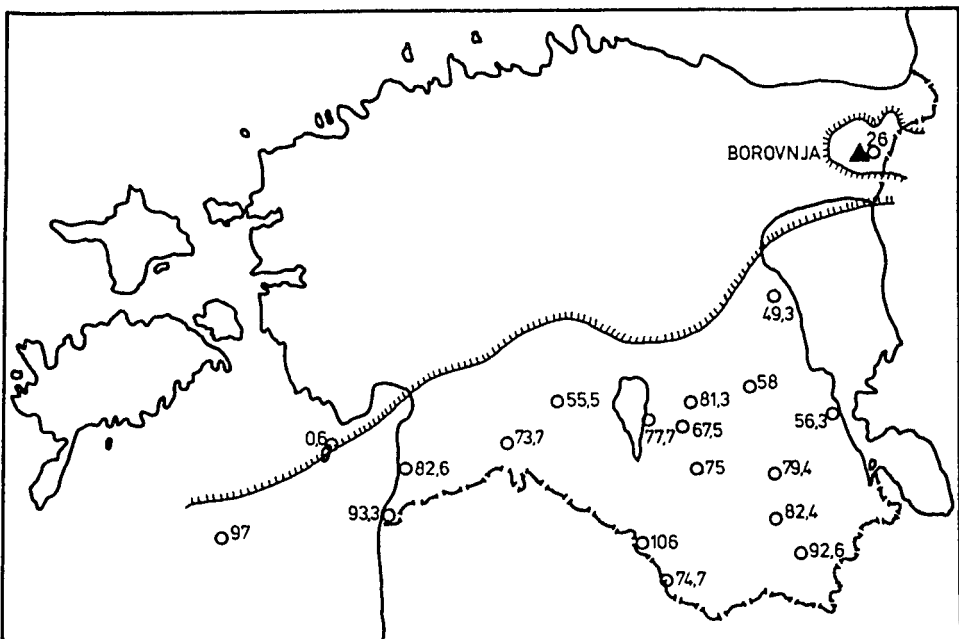
Narva lademe kui iseseisva üksuse piiritlejaks ja nime autoriks on D. Obrutšev (1933). Nime valikul lähtus ta K. Orviku (1930) poolt kirjeldatud paljandeist Narva jõkke suubuva Borovnja ja Gorodenko oja kaldail. Lademe stratotüübiks tulebki lugeda Omuti külast põhja pool läänest Narva jõkke suubuva Borovnja oja kaldapaljandeid. Need paiknevad umbes 1,5 km pikkusel lõigul alates umbes 1,5 km kauguselt oja suudmest. Kaldajärsakuis paljandus kuni 6 m paksune lademe ülemise osa kihtidekompleks.

Narva lademe avamus kulgeb mitmesuguse laiusega vööndina Pärnu lahe rannikult (Pärnu ja Häädemeeste vahemikus) üle Suure-Jaani Navesti jõeni, edasi põhja pool Võrtsjärve ning Emajõe Peipsini (Mustvee ja Omedu vahemikus). Puumani ümbruses on Adavere lademe avamusel 2 väiksemat Narva lademe avamuse jääksaart. Kirde-Eestis, Narva jõe keskjooksust läänes, katab Narva lademe avamus suure jääksaarena Viru ja Harju seeria lademeid. Siin asetsevadki Narva lademe stratotüüpsed paljandid (joon. 3). Narva lade on halvasti paljandunud. Läänepoolseimateks paljandeiks on Ruhnu saare lääne- ja kirderannik, kus E. Margi andmeil paljanduvad Narva ja lasuva Aruküla lademe piirikihid. Mandri-Eestis paljandub Narva lade mererannikul Häädemeeste ümbruses ja stratotüüpses alas (tahvel XLIV, joon. 2). Lademe stratigraafiat on käsitlenud viimasel ajal A. Kleesment ja E. Mark-Kurik (Клеесмент и Марк-Курик, 1976).

Narva lademe alumine piir on enamasti litoloogiliselt terav – selleks loetakse 0,5–8 m paksuse bretsalaadsete või konglomeraatsete domeriitide ja dolomiitide kompleksi alumist pinda. Pärnu lademe ülemised kihid koosnevad dolomiidist või dolomiitliivakivist.

Kirde-Eestis lasub Narva lade põikselt ordoviitsiumi dolomiidistunud lubjakividel. Lademe basaalsed kihid koosnevad kõvast tumedast domeriidist.

Narva lademe paksus kõigub 27–106 m piires, suurenedes üldiselt lõuna suunas (joon. 114).



Joon. 114. Narva lademe levila ja paksus (A. Kleesmenti ja E. Kuriku järgi).

Litoloogiliselt on Narva lade väga mitmekesine. Teda iseloomustab domeeriidi, dolomiidi, savi ja aleuoliidi väikese paksusega kihtide sage vaheldumine. Harva esineb veel ka liivakivi, mergli- ja lubjakivikihte.

Lademe alumine osa on esindatud peamiselt dolomiidi-, domeeriidi- ja savi-kihtide sageda vaheldumisega. Keskmises osas valdavad domeeriidid, ülemises osas aga liivakad kivimid.

Ruhnu saare põhjarannikul paljanduvate Narva lademe kivimite kihipindadel esineb kuivalõhesid ja kivisoolakristallide lahustumisel tekkinud õõneid. Vardja paljandis Halliste jõel on liivakivi pinnal suurepäraselt väljakujunenud virgmärgid (Orviku, 1948) (tahvel XLV, joon. 1). Kõik need tunnused viitavad ajutistele kuivaperioodidele või settebasseini tunduval madaldumisele Narva ea vältel (vrd. lk. 185).

ARUKÜLA LADE (D_{2ar})

Aruküla lademele vastav kihtkond eraldati Luuga (Tartu) lademe alumise osana välja W. Grossi (1940, 1942) poolt. Praeguse nime sai see lade E. Margilt

(Mark, 1958). Aruküla asetseb Tartu linna põhjapiiril, kus on kuulus, juba möödunud sajandi kolmekümnenendaist aastaist rüükalade leiukohana tuntud, nüüd looduskaitse alla võetud koobastik.¹ Viimane koos lähedalpaikneva paljandiga ürgoru nõlval kalmistu kohal moodustabki lademe stratotüübi (tahvel XLV, joon. 2 ; tahvel XLVI, joon. 1).

Aruküla lademe avamus kulgeb Mandri-Eestis laia vööndina Häädemeeste rannikult üle Võrtsjärve ja Tartu Peipsi järve läänerrannikuni (joon. 3). Levila haarab terve Lõuna-Eesti (joon. 115). Lade paljandub Edela-Eesti jõgede (Halliste, Kõpu, Rimmu, Raudna) ääres, Võrtsjärve idakaldal Tammekohal, Tartus ja Kallastel Peipsi ääres (tahvel XLVI, joon. 1, 2).

Aruküla lademe alumist piiri tähistab kokkuleppeliselt esimese paksema punakaspruuni liivakivi või aleuroliidikihi alumine pind, kuivõrd lademele on iseloomulikuks peamiselt punasevärvilised terrigeensed kivimid. Narva ja Aruküla lademe piirikihid paljanduvad nähtavasti vaid Ruhnu saare põhjarannikul.

Aruküla lademe paksus on 65–99 m, suurenedes ida suunas (joon. 115).

Aruküla lademele on iseloomulik punakas- kuni lillakaspruunide aleuroliitide ja punakate või kollakate liivakivide vaheldumine. Valdavaks kivimiks on aleuroliidid. Nad on rõhtsa või põimkihilisusega ja esinevad tavaliselt 0,1–1 m paksuste kompleksidena. Lademe ülemises osas aga ulatub aleuroliidikomplekside paksus kuni 10 m. Liivakivid on peeneteralised, enamasti põimkihilised ja esinevad kõige sagedamini 0,5–3 m paksuste kompleksidena (harva kuni 20 m).

Mineraloogiliselt valdavad Aruküla lademes päevakivi-kvartsaleuroliidid ja liivakivid. Kvartsi on neis 75–90 %, päevakive 7–25 % ja vilku 1–10 %. Raskestest maakmineraalidest on alati esikohal ilmeniit, läbipaistvatest aga apatiit ja turmaliin (lademe alumises osas) ning granaat (lademe ülemises osas).

Aruküla lademe kivimite värvus sõltub pigmenteerivate rauaoksiidide ja nende mineraalide hulgast. Valdavad punakad ja kollakad toonid, kuid esineb ka valkjaid kihte.

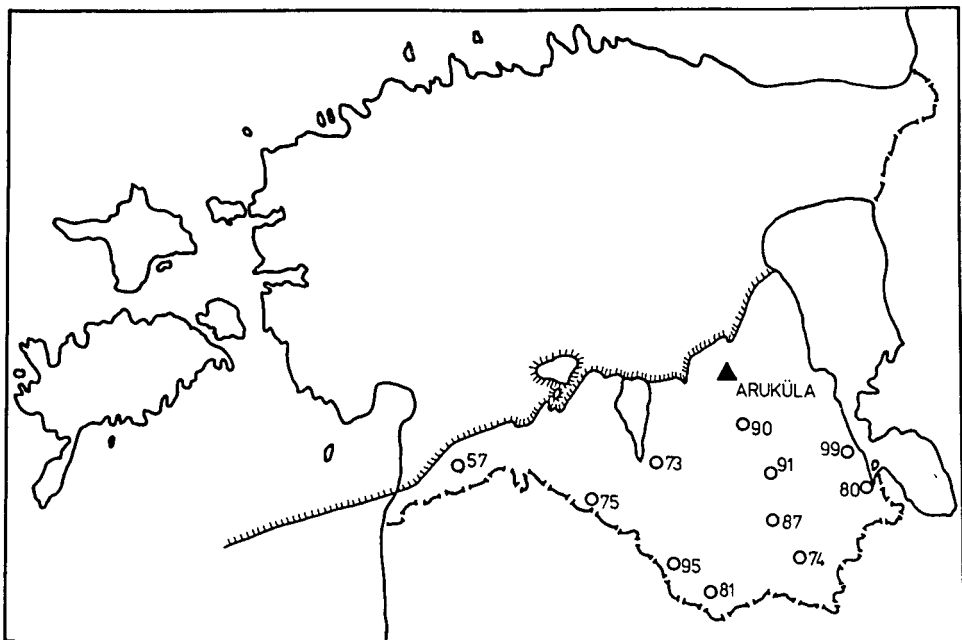
Aruküla lademes esineb rohkesti lõuatute, rüükalade ja vihtuimsete kalade fossiile – enamasti rüüplaatide fragmentidena (tahvel XLII).

GIVET' LADEJÄRK

BURTNIEKI LADE (D₂br)

Burntneki lademe põhjenaja on W. Gross (1940, 1942), kes Luuga (Tartu) lademe ülemist osa esimesena käsitles iseseisva üksusena. Nime andis sellele lademele E. Mark (Mark, 1958). Lademe nimi anti Burntneki järve järgi Põhja-Lätis.

¹ Aruküla koobastikku on korduvalt kirjeldatud (Vilberg, 1924 ; Mark, 1958).



Joon. 115. Aruküla lademe levila ja paksus (K. Kajaku järgi).

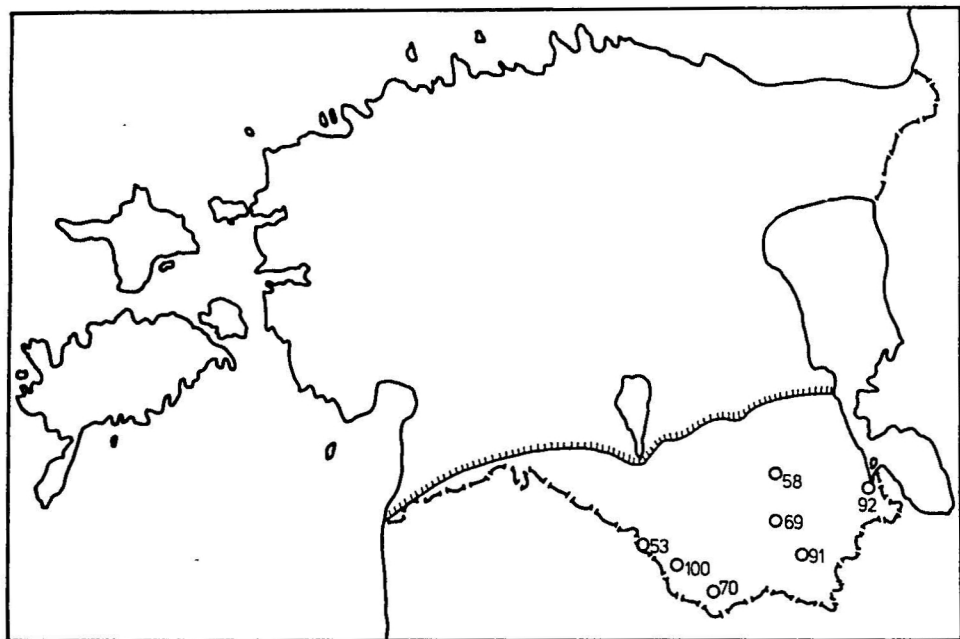
Burtnieki lademe avamus kulgeb võrdlemisi laia edela–kirde-suunalise vööndina läbi terve Lõuna-Eesti. Avamuse põhjapiir jääb umbkaudu Ikla–Mõisaküla–Võrtsjärve lõunatipu – Elva–Mehikoorma joonele (joon. 3). Lademe levila haarab Lõuna- ja Kagu-Eesti (joon. 116). Lade on suhteliselt hästi paljandunud. Paremateks paljanditeks on Karksi, Helme koobastik, Õhne jõe kaldad Tõrva lähedal, Ahja jõe kõrged kaldad Tillest Taevaskojani ja Võhandu jõe kaldad Leevi ning Leevaku vahel (tahvel XLVII, joon. 1, 2; tahvel XLVIII, joon. 1).

Burtnieki lademe alumine piir ei paljandu. Puuraukudes on piiriks loetud taset, millel Aruküla lademele iseloomulikud punakaspruunid peeneteralised liivakivid ja aleuoliidid vahetuvad heledate keskteraliste liivakividega.

Burtnieki lademe paksus on 50–100 m, suurenedes ida suunas (joon. 116).

Litoloogiliselt on kõnealusele lademele iseloomulikuks üldiselt heledad või roosakaskollakad põimkihilised nõrgalt tsementeerunud peeneteralised, enamasti õhukeste (19–15 cm) aleuoliidi- ja savikihtidega liivakivid.

Aleuoliit on punaka, sinakas- või rohekashalli värvusega. Aleuoliidikihtide läheduses esinevad savid on enamasti punakaspruunid.



Joon. 116. Burtneki lademe levila ja paksus (K. Kajakajärgi).

Savid esinevad Burtneki lademes tavaliselt 0,1–1 m paksuste kihtidena, ulatudes mõnikord siiski kuni 3 m. Enamasti esineb savikihte lademe keskmises või ülemises osas. Savi on punakaspruuni ja lillakashalli värvusega. Võru lähedal Joosus on suur karjäär, millest saadakse nn. tulekindlat savi.

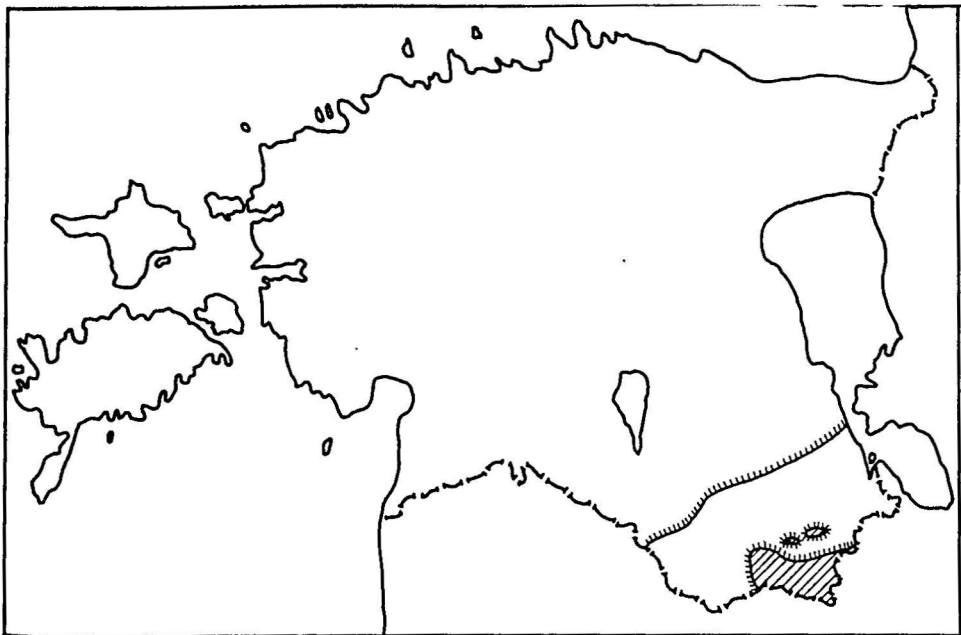
Liivakivide ja aleuroliitide mineraloogilises koostises valdab kvarts (75–95 %), päevakive on vähe (2–15 %). Vilkudest on tavaline muskoviit (enamasti kuni 8 %). Rasketest maakmineraalidest on esikohal ilmeniit, läbipaistvatest aga tsirkoon ja turmaliin.

ÜLEMDEVONI LADESTIK

FRASNE LADEJÄRK

ŠVENTOI LADE (D₃sv)

Šventoi lade on oma nime saanud Leedu jõe järgi. Eestis kulgeb tema avamus laia vööndina Valga–Põlva–Räpina joonest lõuna poole (joon. 3, 117). Šventoi lademele vastavad Eestis Gauja ja Amata kihistud.



Joon. 117. Šventoi ja Plavinase lademe (viirutatud) levila (K. Kajaku järgi).

Praegu Eestis Gauja kihistuna tuntud lasundi eraldas siin esmalt välja W. Gross (1940). Kihistu nimi pärineb stratotüübist Gauja (Koiva) jõe kalda-paljandeis Põhja-Lätis. Eestis paljandub Gauja kihistu kõige paremini Piusa jõe kaldajärsakuil ning Piusa klaasiliiva karjääris ja kaevanduses.

Gauja kihistu alumist piiri tähistab settelünk. Kihistu algab lamavate kih-tidega võrreldes jämeda terasuurusega valgete pudedate liivakividega.

Gauja kihistu paksus on 52–60 m.

Gauja kihistut iseloomustab heledavärvilise (valkja, valkjaskollase), kesk-teralise põimkihilise pudedal liivakivi ja heledate aleuroliidikihtide vaheldu-mine. Valdab liivakivi, mille komplekside paksus on 15–25 m. Aleuroliid-i-kompleksid on suhteliselt õhukesed – 0,5–4 m paksused.

Mineraloogiliselt kuuluvad Gauja kihistu liivakivid päevakivi-kvartsliaa-kivide hulka, milles kvartsisisaldus on keskmiselt 92 %. Päevakive on keskmiselt 10 %, vilku 1–2 %.

Rasketest maakmineraalidest on ülekaalus ilmeniit, läbipaistvatest aga on alati esikohal tsirkoon.

Gauja kihistu liivakive iseloomustab suhteliselt väike rauasisaldus, mis-

tõttu nad on sobivad klaasi tootmiseks. Neid kaevandatakse juba pikemat aega Piusa raudteejaama lähedal. Esmalt saadi liiva maa-alustest kaevandustest, viimasel ajal aga lahtisest karjäärist (tahvel XLVIII, joon. 2).

Amata kihistule vastava lasundi väljaeraldajaks Lõuna-Eestis tuleb samuti lugeda W. Grossi (1940). Kihistu nimi on antud stratotiübi järgi Amata jõe ääres Lätis. Eestis on Amata kihistu halvasti paljandunud. Märkimisväärseid paljandeid leidub vaid Piusa jõe ja Meeksi oja ääres Vastseliina ümbruses, Peetri jõel ja Ahepalu oja kaldal Rõuge ümbruses.

Amata kihistu paksus on 32–34 m.

Amata kihistu koosneb kahest liivakividega algavast ja aleuroliitidega lõpevast sedimentatsioonitsiklist. Liivakivid on üldiselt heledavärvilised – valged, valkjas- või kollakashallid põimkihilised ja peeneteralised. Aleuroliidid on hallid, rohekashallid või punakaspruunid. Kihistu üldprofiilis on nad valdavad. Nii liivakivid kui ka aleuroliidid vahelduvad kohati ka õhukeste savikihtidega.

Mineraloogiliselt koostiselt on Amata kihistu lamavast Gauja kihistust vähe erinev. Valdavalt on tegemist kvarts- ja päevakivi-kvartsliaivakivide ning aleuroliitidega. Märkimisväärses hulgas (kuni 35 %) esineb kohati rohekaid vilke. Kvartsisisaldus kõigub 86–98 % piires, päevakivisisaldus on 1–15 %. Rasketest mineraalidest on esikohal ilmeniit (kuni 82 %) ja tsirkoon (kuni 43 %).

Amata kihistuga lõpeb Eesti devoni terrigeensete kivimite kihtkond – old red. Lasuvad lademed on esindatud peamiselt karbonaatsete kivimitega.

PLAVINASE LADE (D₃pl)

Nii nimetatakse juba möödunud sajandil Lätis väljaeraldatud kihtidekompleksi, mille stratotiübiks on Daugava jõe kaldapaljandid Plavinase linnas. See lade jaguneb Eestis Snetogori, Pihkva ja Tšudovo kihtideks, haarates ülemdevoni vanimate karbonaatsete kivimite kompleksi.

Plavinase lademe avamus moodustab lõunapoolseima vööndi Eesti NSV kagutipus Haanja kõrgustiku piirkonnas (joon. 3 ja 117).

Snetogori kihtide stratotiüp asetseb Pihkva oblastis, Velikaja jõe alamjooksul. Snetogori kihtide avamus moodustab Kagu-Eestis kitsa riba Peetri jõelt üle Vastseliina Tiirhannani. Nimetatud paikades leiduvad ka vähesed Snetogori kihtide paljandid. Kaks väikest Snetogori kihtide avamuse iäaksaart asetsevad Loosi ümbruses Amata kihistu avamusel (joon. 3). Snetogori kihtide alumine piir on väga terav – Amata kihistu terrigeensetel kivimitel lasuvad põiksuuga mitmesugused karbonaatsed kivimid ja savid.

Snetogori kihtide paksus kõigub 7–12 m vahel.

Snetogori kihid koosnevad peamiselt sinakashallidest (kohati lillakate laikudega) aleuroliitsetest õhukesekihilistest dolomiitidest ja domeriitidest.

Need vahelduvad rohekashalli savi õhukeste kihtidega. Dolomiidist on leitud väikeseid kuubilisi tühikuid ja dolomiidi pseudomorfoose kivisoola järele (Марк и Паасикиви, 1960).

Pihkva kihtide stratotüübiks on Velikaja jõe järsud kaldad Pihkva linna kohal. Pihkva kihtide avamuselt Eesti NSV kagupoolsemas osas on teada vähe paljandeid, küll aga paljanduvad need kihid hästi Irboska ümbruses.

Pihkva kihtide paksus on 7–13 m.

Pihkva kihid on levila läänepoolsel alal esindatud pruunikashallide õhukesekihiliste dolomiitidega, ida pool aga hallide, punaka- ja lillakalaiguliste savikate dolomiidistunud lubjakividega (Марк и Паасикиви, 1960). Viimased on kihiti väga fossiiliderikkad.

Tšudovo kihtide nimi valiti Pihkva oblastist, kus Keresti jõe kõrgeil kaldail Tšudovo raudteejaama lähedal leidub häid paljandeid. Eestis Tšudovo kihid ei paljandu. Nende esinemine on aga kindlaks tehtud Misso, Tsiistre ja Murati puuraugus, kus Tšudovo kihtide paksus on 10–12 m (Марк и Паасикиви, 1960).

Tšudovo kihid koosnevad hallidest, kohati kavernoosetest dolomiitidest ja dolomiidistunud lubjakividest. Fossiile ei ole neist kihtidest leitud.

DUBNIKI LADE

Dubniki lademe väljaeraldajaks on H. Bekker (1924b), kes lademe nime valis Irboskast ida pool asetseva kipsikarjääri järgi.

Eestis Dubniki lade ei paljandu ja ka avamuse ulatus ei ole siin teada. Dubniki lademesse võib aga kuuluda Misso puuraugus läbitud sinakasroheline savi (9 m) ja sellel lasuv pruunikashall savikas dolomiidistunud lubjakivi (1,5 m), millega puursüdamik algab (Марк и Паасикиви, 1960).

Dubniki lade moodustab Eesti aluspõhja noorima osa.

KIRJANDUS

- Aaloe, A., Mark, E., Männil, R., Müürisepp, K., Orviku, K. Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast. Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. Tallinn, 1960. 61 lk.
- Bekker, H. Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluuri kohta käivatest uurimistest. – Loodus, 1922, nr. 3, lk. 161–165; nr. 4, lk. 217–224.
- Bekker, H. Ajaloolise geoloogia õpperaamat. Tartu, 1923. 112 lk.
- Bekker, H. Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast. Geol. Inst. Toim., 1924 a, nr. 1. 20 lk.
- Bekker, H. Devon Irboska ümbruses. Stratigraafia, fauna ja paleogeograafia. Eesti Loodus-teaduse Arhiiv, 1924b, nr. 10. 55 lk.
- Bekker, H. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. – Koguteos "Eesti". Tartu, 1925 a. 32 lk.
- Bekker, H. Carte Géologique. "Album Statistique". Bureau Centrale de Statistique de l'Estonie. Tallinn, 1925 b.
- Buch, L. Beiträge zur Bestimmung der Gebirgsformationen in Russland. Berlin, 1840. 128 S.
- Eichwald, E. Die Grauwackenschichten von Liv- und Estland. – Bull. Soc. Nat. Moscou, 1854, 27. 111 S.
- Eichwald, E. Lethaea Rossica ou Paleontologie de la Russie. Stuttgart, 1855. 268 p.
- Engelhardt, M. Darstellungen aus dem Felsgebäude Russlands. Erste Lieferung. Geognostischer Umriss von Finland. Berlin, 1820. 44 S.
- Engelhardt, M., Ulprecht, E. Umriss der Felsstructur Estlands und Livlands. – Arch. Miner. (Karsten), 1830, 2, S. 94–112.
- Grewingk, C. Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. – Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., 1861. Ser. 1, Bd. 2, S. 479–776.
- Gross, W. Acanthodier und Placodermen aus den Heterostius-Schichten Estlands und Lettlands. – Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 1940, 46, lk. 12–99.
- Gross, W. Die Fischfaunen des baltischen Devons und ihre biostratigraphische Bedeutung. – Korresp. Bl. Naturf.-Ver. Riga, 1942, 64, S. 373–436.
- Jaanusson, V. Ühest Vormsi ainulaadsusest – Huitbergist. – Loodusesõber, 1939, lk. 13–14.
- Jaanusson, V. Übersicht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplexstufe. – Bull. Comm. géol. de Finlande, 1944. 152, S. 92–100.
- Jaanusson, V. Über die Stratigraphie der Viru – resp. Chasmops – Serie in Estland. – Geol. Fören. Förhandl., 1945, 67, H. 2. Stockholm, S. 212–224.
- Jaanusson, V. Untersuchungen über den oberordovizischen-Lyckholm-Stufenkomplex in Estland. – Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1956, XXXVI, S. 369–400.
- Jaanusson, V. The Viruan (Middle Ordovician) of Öland. – Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1960a, XXXVIII, S. 207–288.
- Jaanusson, V. Graptoloids from the Ontikan and Viruan (Ordov.) Limestones of Estonia and Sweden. – Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1960 b, XXXVIII, 289–366.

- Jaanusson, V. Classification of the Harju (Upper Ordovician) rocks of the mainland of Sweden. – Geol. Fören. Förhandl., 1963, 85, p. 110–144.
- Jaanusson, V. and Martna, J. A section from the Upper Chasmops Series to the Lower Tretaspis Series at Fjacks rivulet in the Siljan area, Dalarna. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1948, XXXII, N 9, p. 183–193.
- Jürgenson, E. Eesti paekivide kasutamise ajaloost. – Eesti Loodus, 1960, nr. 6, lk. 321–328.
- Kajak, K., Kala, E., Mardla, A. Vendi ja kambriumi piirikihtidest Eestis. – Rmt: VIII Eesti looduseuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1967, lk. 93–95.
- Kents, P. Eesti aluspõhja sügavamad kihid (allpool merepinda) Tallinnas, ühes Eesti vanima fossiiliga. – Eesti Loodus, 1939, nr. 4/5, lk. 169–181.
- Kivimägi, E. Eesti fosforiidivarud. – Eesti Loodus, 1971, nr. 5, lk. 293–295.
- Kivimägi, E. Eesti senikasutamata maavara. – Eesti Loodus, 1974, nr. 4, lk. 199–202, nr. 5, lk. 295–297.
- Lamansky, W. Die ältesten silurischen Schichten Russlands. – Mem. Com. geol. St. Petersb. Nouv. ser., 1905, livr. 20, S. 148–203.
- Linari, A. Aruane sügavpuurimistest Jõhvi lähedal. – Tallinna Tehnikaülikooli Toimetused, 1940, nr. 15. 27 lk.
- Linnarsson, J. Ueber eine Reise nach Böhmen und den russischen Ostseeprovinzen im Sommer 1872. – Z. Deutsch. geol. Ges., 1873, 25, S. 675–698.
- Loog, A. Eesti oobolusfosforiit – meie maapõuerikkusi. – Eesti Loodus, 1964a, nr. 4, lk. 197–202.
- Loog, A. Pakerordi lademe litostratigraafilisest liigestusest avamusel. – Rmt: VII Eesti looduseuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1964b, lk. 82–84.
- Luha, A. Über Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen im Gebiete der Saaremaa (Ösel-) Schichten in Eesti (Unterösel und Eurypterusschichten). – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1930, N 22. 18 S.
- Luha, A. Eesti. Geoloogiline koostis. – Eesti entsüklopeedia. II. Tartu, 1933, veerg 528–535.
- Luha, A. Eesti. Geoloogiline koostis. – Eesti entsüklopeedia. Täiendusköide. Tartu, 1940, veerg 218–221.
- Luha, A. Eesti NSV maavara. Rakendusgeoloogiline kokkuvõtlik ülevaade. Tartu, 1946. 180 lk.
- Luha, A. Maismaa asustamine organismidega. – Eesti Loodus, 1967, nr. 11, lk. 656–662.
- Mark, E. Aruküla koobastikust. – Eesti Loodus, 1958, nr. 1, lk. 38–40.
- Mark-Kurik, E. and Noppel, T. Additional notes on the distribution of Vertebrates in the Silurian of Estonia. – Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1970, 19, № 2, p. 171–173.
- Martna, J. Notes on the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Tapa district, Estonia. – Geologiska Fören. Förhandlingar, 79. Stockholm, 1957, p. 21–34.
- Mens, K., Pirrus, E. Vendi kompleksi ja kambriumi ladestu mineraloogilist isearasustest Eestis. – VIII Eesti looduseuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1967, lk. 95–96.
- Murchison, R., Verneuil, E., Keyserling, A. The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. Vol. I. Geology. London – Paris, 1845. 700 p.
- Männil, R. Ordoviitsiumi setete fatsiaalsest võõndilisusest Baltikumis. – Rmt: VII Eesti looduseuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1964, lk. 81–82.
- Möls, E. Eesti aluspõhja lõhede geneesist. Geoloogiline kogumik. Tartu, 1961, lk. 5–15.
- Müürisepp, K. Aseri lasumusrikkust. – Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1960/61. Tallinn, 1962, lk. 5–12.
- Nõlvak, J. Kukruse ja Idavere lademe piirikihtide iseloomustus Lipu puurprofiilis. – Looduseuurijate Seltsi Aastaraamat, 61. Tallinn, 1972, lk. 39–59.

- Orviku (Jaanson), K. Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti I. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1927, nr. 5. 40 S.
- Orviku, K. Uhaku. Kirde-Eesti karstiaala stratigraafiast ja geomorfoloogiast. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1929, nr. 14. 36 lk.
- Orviku, K. Keskdevoni põhikihid Eestis. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Tartu, 1930, nr. 21. 97 lk.
- Orviku, K. Tori liivakivi. – Loodusevaatleja, 1932, nr. 3, lk. 68–71.
- Orviku, K. Maavarad. Tartu, 1933. 176 lk.
- Orviku, K. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Tartu, 1935, nr. 47. 22 lk.
- Orviku, K. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium, Estland). Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Tartu, 1940 a, nr. 58. 216 S.
- Orviku, K. Uhaku karstiaala looduskaitse alana. – Looduskaitse II. Tallinn, 1940 b, lk. 221–232.
- Orviku, K. Narvajoõe lademe geoloogiast Eesti NSV-s. Eesti NSV Tartu Riikliku Ülikooli Toimetised. Geoloogia ja Geograafia, 1948, nr. 3. 81 lk.
- Orviku, K. Diskontinuiteedipinnad volhovi ja kunda lademes. – Geoloogiline kogumik. Tartu, 1961, lk. 16–25.
- Orviku, K. Ülikooli geoloogiaõppejõudude osa Eesti uurimisel aastail 1919–1940. – Eesti Loodus, 1970, nr. 9, lk. 533–534.
- Palmre, H. Polümetalliliste maakide esinemisest ja uurimisest Eesti NSV-s. – Eesti Loodus, 1961, nr. 6, lk. 359–361.
- Pander, C. Monographie der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements. St.-Petersb., 1856. 91 S.
- Pirrus, E. Mõistatused aleuoliidipangastel. – Eesti Loodus, 1971, nr. 3, lk. 169–171.
- Pirrus, E. Mida teame sinisavist. – Eesti Loodus, 1973, nr. 11, lk. 646–653.
- Raymond, P. The correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America. – Bull. Mus. comp. Zool. Harv. 1916, vol. 56, N 3, p. 179–286.
- Reinwaldt, I. Störungen im Brennschiefergebiet Estlands. – Tehnika Ajakiri, 1935, nr. 9, lk. 161–165.
- Reissinger, A. Pollenanalyse auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit. – Palaeontographica, 1939, Abt. B, Bd. 84.
- Rosenstein, E. Raikküla lade Tamsalu–Paide vahelisel alal. – Eesti Loodus, 1940, nr. 2, lk. 94–102.
- Rosenstein, E. Unregelmassigkeiten im Einfallen der untersilurischen Schichten Estlands im westlichen Teil der Pandiverschen Erhebung. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1943, N 65, S. 479–487.
- Rõõmusoks, A. Tartu Ülikooli geoloogiakateeder 150-aastane. – Eesti Loodus, 1970, nr. 9, lk. 529–532.
- Rõõmusoks, A. Eesti kambrosiluri stratigraafia algus. – Eesti Loodus, 1978, nr. 10, lk. 632–636.
- Schmidt, Fr. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. – Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., 1858, Ser. 1, 2. 248 S.
- Schmidt, Fr. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. 1. – Mem. Acad. Sci. St. Petersb., 1881, Ser. 7, 30, N 1. 237 S.
- Schmidt, Fr. Über eine neu entdeckte Unterkambrische Fauna in Estland. – Mém. Acad. Sci. St. Petersb., 1888, Ser. 7, 36, N 2. 28 S.
- Schmidt, Fr. Einige Bemerkungen über das baltische Obersilur in Veranlassung der Arbeit des Prof. W. Dames über die Schichtenfolge der Silurbildungen Gotlands. – Bull. Acad. Sci. St.-Petersb., 1891, N 34, S. 119–138.

- Schmidt, Fr. Excursion durch Estland. – In: Guide des excursions du VII Congrès Geol. Int. St. Petersburg., 1897, S. 1–21.
- Schrenk, A. Uebersicht des oberen silurischen Schichtensystems Liv- und Ehstlands, vornämlich ihrer Inselgruppe. – Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., 1854, Ser. 1, Bd. 1. S. 1–112.
- Scupin, H. Die stratigraphische Stellung der Devonschichten im Südosten Estlands. – Acta Univ. Tartu, 1928, 13, N 2. 9 S.
- Sirk, Ü. Ruunavere Ussimägi – riffmoodustis purgu lademes. – Rmt.: Geoloogilisi märkmeid 2. Tallinn, 1961, lk. 5–9.
- Tamme, A. Piisa klaasiliivast. – Eesti Loodus, 1962, nr. 3, lk. 167–170.
- Thomson, P. Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora des Mitteldevons in Estland. – Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 1940, 45, lk. 195–216.
- Tšeban, E. Eesti NSV põhjavesi ja selle kasutamine. Tallinn, 1975. 166 lk.
- Twenhofel, W. The Silurian and high Ordovician Strata of Estonia, Russia and their Faunas. – Bull. Mus. comp. Zool. Harv., 1916, 56, N 4, p. 289–354.
- Viiding, H. Võrdlevaid andmeid erivärviliste devoni liivakivide mineraloogiast ja litoloogiast. – Rmt.: Geoloogilised märkmeid 2. Tallinn, 1961, lk. 34–39.
- Viiding, H., Kala, E., Pobul, E. Paluküla mõistatus laheneb. – Eesti Loodus, 1969, nr. 8, lk. 469–474.
- Vilberg, G. Kodumaal rännates III. Tallinn, 1924, lk. 43–59.
- Winkler, H. Eestimaa geoloogia I. Tallinn, 1922, 182 lk.
- Õpik, A. Beitrag zur Stratigraphie und Fauna des estnischen Unter-Kambriums (Eophyton-Sandstein). – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1925, nr. 3. 19 S.
- Õpik, A. Über den estländischen Blauen Ton. – Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 1926, nr. 33, S. 39–47.
- Õpik, A. Die Inseln Odensholm und Rogö. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1927, nr. 9. 70 S.
- Õpik, A. Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium) I–IV. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1929, N 15. 56 S.
- Õpik, A. Brachiopoda Protremata der estländischen Kukruse-Stufe. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1930, N 20. 261 S.
- Õpik, A. Über Scolithus aus Estland. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1933, nr. 29. 12 S.
- Õpik, A. Über Klitamboniten. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1934, nr. 39. 190 S.
- Õpik, A. Eine mögliche geologische Deutung der magnetischen Anomalien Estlands. – Comte Rendu de la Comm. Geod. Baltique réunie a Tall. et Tartu 20–30. aout 1935 a, p. 287–288.
- Õpik, A. Tütarsaare geoloogiast. – Eesti Loodus, 1935 b, nr. 5, lk. 165–166.
- Õpik, A. Ostracoda from the Ordovician Uhaku and Kukruse formations of Estonia. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1937a, nr. 50. 74 p.
- Õpik, A. Aluspõhi, raamatus Läänemaa geoloogia. – Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1937 b, nr. 51. 29 lk.
- Õpik, A. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. – In: XX Congr. Geol. Int. El sistema Cambrico, su paleogeogr. y et probl. de su base Symposium. Mexico, 1956, part I, p. 97–126.
- Аалоз А. Стратиграфия Юруского (G₁) и Тамсалуского (G_{II}) горизонтов силура Эстонской ССР. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958, с. 81–98.
- Аалоз А. Новое в стратиграфии силура Эстонии. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, У, с. 123–141.
- Аалоз А. Яаниский горизонт. – В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970 а, с. 243–252.
- Аалоз А. Яагарахуский горизонт. – В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970б, с. 252–264.

- Аалоз А.О., Кальо Д.Л. Краткий обзор разреза силурийских отложений в скважине Охесааре (о-в Сааремаа). – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 41 – 54.
- Аалоз А., Кальо Д., Клааманн Э., Нестор Х., Эйнасто Р. Стратиграфическая схема силура Эстонии. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1976, 25, № 1, с. 38 – 45.
- Аалоз А., Нестор Х. Биогермная фация в юруском горизонте (нижний пландовери) в северо-западной Эстонии. – В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 71 – 88.
- Асаткин Б.П. Докембрийские образования, кембрийские и нижнесилурийские отложения Ленинградской области. – Тр. Лен. геол. треста, 1937, 15.
- Бауков С.С. Горючие сланцы. – В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. М., 1960, с. 254 – 273.
- Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1974, 23, № 3, с. 218 – 225.
- Вансович. Геогностическое обозрение Курляндской и Лифляндской губерний. Горный журнал, кн. VIII, 1827, с. 33 – 58.
- Вахер Р. Современная структура поверхности фундамента Эстонии. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1972, 21, № 3, с. 236 – 244.
- Вахер Р., Пуура В., Эрисалу Э. Тектоническое строение Северо-восточной Эстонии. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 319 – 335.
- Вахер Р., Кала Э., Пуура В. Линейные дислокации осадочного чехла Северной Эстонии. – В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978, с. 31 – 34.
- Вахрамеев В.А., Волкова Н.А. Растительные микрофоссилии и граница между кембрием и докембрием на Русской платформе. – В кн.: Геол. докембрия. Л., 1968, с. 124 – 127.
- Вийдинг Х. Некоторые данные о минералогическом составе песчаников среднего девона Эстонии. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 261 – 272.
- Вийдинг Х. О литологии и минералогии песчано-алевритовых отложений девона в Эстонской ССР. – В кн.: Вопр. страт. и палеогеогр. девона Прибалт. Вильнюс, 1964.
- Вийдинг Х. Литолого-минералогический состав и вопросы генезиса терригенных отложений девона Северной Прибалтики. Сб. Междун. геол. конгр. XXIII сессия, 1968. Докл. сов. геол. пробл. 8, с. 75 – 81.
- Вийдинг Х., Ораспыльд А. Литология и минералогия камарикусской пачки поркунского горизонта. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1972, 21, № 3, 245 – 258.
- Вийра В., Кивимяги Э., Лоог А. О литологии и возрасте варангусской пачки (тремадок Северной Эстонии). – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1970, 19, № 2, с. 147 – 155.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М., 1978. 122 с.
- Кала Э. О возрасте тискреских слоев по материалам острова Хийумаа. – Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, 21, № 3, с. 276 – 278.
- Кала Э. Верхнесилурийские отложения на материковой части Эстонии. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1976, 25, № 3, с. 260 – 262.
- Кала Э., Пуура В., Сууроя К. О Кярдлаской кратерообразной структуре на о. Хийумаа. – Сб. Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978, с. 88 – 91.
- Кальо Д. О границе пландовери и венлока в Прибалтике. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 97 – 113.

- Кальо Д. Райккюлаский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970а, с. 221 — 232.
- Кальо Д. Адавереский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970б, с. 232 — 243.
- Кальо Д. Структурно-фациальное районирование силура Прибалтики. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 6 — 13.
- Кальо Д.Л., Рыымусокс А.К., Мянниль Р.М. О сериях Прибалтийского ордовика и их значении. — Изв. АН ЭССР, серия техн. и физико-матем. наук, 1958, № 1, с. 71 — 74.
- Кальо Д., Вингисаар П. О разрезе райккюлаского горизонта на южной окраине Эстонии. — Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1969, 18, № 3, с. 270 — 277.
- Кальо Д., Кивимяги Э. О распределении граптолитов в диктониевом сланце Эстонии и разновозрастности его фаций. Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1970, 19, № 4, с. 334 — 340.
- Кальо Д., Кивимяги Э. Зональное расчленение тремадока Эстонии. — В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 56 — 63.
- Клааманн Э. Паадлаский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970а, с. 276 — 286.
- Клааманн Э. Курессаареский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970б, с. 286 — 290.
- Клааманн Э. Каугатумаский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970в, с. 291 — 297.
- Клааманн Э. Охесаареский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970 г, с. 297 — 300.
- Клеесмент А. Литология и литостратиграфия нижнего девона и эйфельского яруса (D₂) Эстонии. — Автореферат дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. Таллин, 1969. 33с.
- Клеесмент А., Мяги С. К литологической и минералогической характеристике терригенно-глауконитовых отложений цератопигевого и латорпского горизонтов Эстонской структурно-фациальной зоны. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1975, 24, № 1, с. 55 — 63.
- Клеесмент А., Марк-Курик Э., Каратаюте-Талимаа В., Вайтекунене Г., Каяк К. Древнейшие отложения среднего девона Эстонии. — В кн.: Геол. кристал. фундамента и осадоч. чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 168 — 183.
- Клеесмент А., Марк-Курик Э. О расчленении наровского горизонта в стратотипическом районе. — В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики (к Межведомственному стратиграфическому совещанию), Вильнюс, 1976, с. 63 — 64.
- Кууспалу Т. Граниты рапакиви кристаллического фундамента Эстонии. — Учен. зап. ТГУ, 1975, вып. 359, Труды по геол. VII, с. 76 — 141.
- Кууспалу Т., Ванамб В., Утсал К. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. — Учен. зап. ТГУ, 1971, вып. 286, Труды по геол. VI, с. 52 — 163.
- Кырвел В.Э. К литостратиграфической характеристике раквереской и набалаской свит в северо-восточной части Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 67 — 76.
- Кырвел В. Графит в кристаллическом фундаменте Эстонской ССР. (Краткое сообщ.) — Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1971, 20, № 2, с. 176 — 177.
- Лоог А. О литологии тискреской свиты. — В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 9 — 17.
- Лоог А. О литологии песчаноалевритовой толщи пакерортского горизонта на полосе выхода. — Учен. зап. ТГУ, 1968, вып. 221, Труды по геол. V, с. 49 — 74.
- Лоог А., Менс К., Мююрисепп К. О границе лонтоваской и пиритаской свит нижнего

- кембрия Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1966, № 2, с. 271 — 276.
- Лоог А., Кивимяги Э. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. — Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1968, 17, № 4, с. 374 — 385.
- Марк Э. О некоторых вопросах стратиграфической номенклатуры девона северо-запада Главного поля. — Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук. 1958, 7, № 4, с. 348 — 349.
- Марк Э., Паасикиви Л. Девонская система. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Москва, 1960, с. 146 — 166.
- Мардла А., Менс К., Кала Э., Каяк К., Эрисалу Э. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 22 — 32.
- Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на северо-западе Русской платформы. I. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1969, 18, № 4, с. 385 — 391.
- Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. II. Характеристика химико-минералогических изменений и условия образования. — Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1970, 19, № 1, с. 84 — 91.
- Менс К., Пиррус Э. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 93 — 103.
- Менс К., Пиррус Э. Новые данные о возрасте тискреских слоев по материалам северо-западных разрезов Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972, 21, № 3, с. 278 — 281.
- Менс К.А., Пиррус Э.А. Базальный конгломерат люкатиской свиты нижнего кембрия Эстонии. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 132 — 143.
- Менс К., Пиррус Э. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, 1977. 70 с.
- Мююрисеп К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерортдо реки Сясь. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958, с. 55 — 79.
- Мююрисеп К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР по данным обнажений. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, У, с. 37 — 44.
- Мююрисеп К. О стратиграфии тискреской свиты в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 55 — 59.
- Мяги С. Отложения онтикаского яруса Средней и Западной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1970, 19, № 2, с. 141 — 146.
- Мяги С., Вийра В. Распространение конодонтов и беззачатковых в цератописевом и латорпском горизонтах Северной Эстонии. — Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1976, 25, № 4, с. 312 — 318.
- Мянниль Р. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D_{II}, ордовик) в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1958а, 7, № 3, с. 235 — 246.
- Мянниль Р. Стратиграфия и палеогеография оандуского горизонта (D_{III}) в Эстонии. — В кн.: Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф.Б. Шмидта. АН Эстонской ССР. Институт геологии. Таллин, 1958б, с. 34 — 37.
- Мянниль Р.М. К стратиграфии набалаского горизонта (F_{1a}) верхнего ордовика Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958в, II, с. 3 — 17.
- Мянниль Р.М. К номенклатуре кембрийских отложений Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1958 г., 7, № 4, с. 350 — 352.
- Мянниль Р. Кембрийская система. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII, 1960а, с. 40 — 54.

- Мянниль Р.М. Стратиграфия оандуского ("вазалеммаского") горизонта. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960б, У, с. 89 – 122.
- Мянниль Р. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Валгус, 1966. 200 с.
- Мянниль Р. Распределение граптолоидей в карбонатных отложениях ордовика Прибалтики. – В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 105 – 118.
- Мянниль Р., Рымусокс А. Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика Северной Эстонии. – В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1982.
- Наумова С.Н. Споры нижнего кембрия. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 4, с. 49 – 56.
- Нестор В. Сопоставление некоторых разрезов райккюлаского горизонта Эстонии по микропланктону. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1976, 25, № 4, с. 319 – 324.
- Нестор Х. Юруский горизонт. – В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970, с. 204 – 221.
- Нестор Х. О возрастном диапазоне слоев с *Pentamerus oblongus* и о характере поздне-ландоверийской трансгрессии в Северной Европе. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1972, 21, № 4, с. 344 – 350.
- Нестор Х.Э., Кала Э.А. Ревизия стратиграфии низов силура Северной Прибалтики. – В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 188 – 214.
- Обручев Д.В. К стратиграфии среднего девона Ленинградской области. Зап. Всес. Минер. общ., 1933, сер. 2, 62, № 2, с. 403 – 420.
- Озерский А.Д. Геоностический очерк Северозападной Эстляндии. – Горный журнал, 1844, ч. II, кн. V, с. 157 – 208; кн. 6, с. 285 – 339.
- Ораспыльд А. Литологическая характеристика пиргуского горизонта в Южной Эстонии. – Уч. зап. ТГУ, 1975а, вып. 359. Труды по геол. VII, с. 14 – 32.
- Ораспыльд А. Литология поркуниского горизонта в Эстонии. – Уч. зап. ТГУ, 1975б, вып. 359. Труды по геол. VII, с. 33 – 75.
- Ораспыльд А. Литологическая характеристика пограничных слоев вормсиского и пиргуского горизонтов в средней части Эстонии. – Уч. зап. ТГУ, 1982, вып. 527. Труды по геол. VIII.
- Ораспыльд А., Кала Э. Литология вормсиского горизонта на территории Эстонии. – Уч. зап. ТГУ, 1982, вып. 527. Труды по геол.
- Орвику К. А.Х. Лука 1892 – 1953. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1956, I, с. 5 – 8.
- Орвику К. О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии. – В кн.: Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф.В. Шмидта. АН Эстонской ССР. Институт геологии. Таллин, 1958, с. 30 – 34.
- Орвику К.К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, V, с. 45 – 87.
- Петерсэль В. О сульфидной минерализации в кристаллических породах ягальской толщи. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1974а, 23, № 2, с. 142 – 148.
- Петерсэль В. О распределении микроэлементов в генезисе сульфидной минерализации в породах ягальской толщи. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1974б, 23, № 3, с. 232 – 236.
- Побул Э. О строении кристаллического фундамента Эстонии по данным геофизики. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 309 – 318.
- Побул Э., Вахер Р., Ариvisto Э. Физические свойства пород кристаллического фундамента Эстонии. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1968, 17, № 4, с. 393 – 408.

- Побул Э., Сильдвэз Х. О разрывных нарушениях кристаллического фундамента Эстонии. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1973, 22, № 1, с. 51 – 57.
- Пуура В. К – Аг изотопный возраст пород кристаллического фундамента Северной Прибалтики. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1974, 23, № 1, с. 40 – 49.
- Пуура В., Мурина Г., Миркина С. Возраст порфировидных гранитов рапакиви Северной Эстонии по данным стронциевого и свинцового методов. – Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1974, 23, № 2, с. 169 – 171.
- Пуура В.А., Кууспалу Т.И., Биркис А.П., Васильев В.А., Гайлюс Р.П., Коппельмаа Х.Я., Нийн М.И. Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики. – В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т.1. М., 1976, с. 40 – 48.
- Пуура В., Судов Б. О зонах платформенной тектонической активизации южного склона Балтийского щита и их металлогении. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1976, 25, № 3, с. 206 – 214.
- Пылма Л. О переходной полосе между северной и осевой фашиальными зонами ордовика Прибалтики. – Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1967, 16, № 3, с. 272 – 275.
- Райков Б.Г. Христиан Пандер. Выдающийся биолог-эволюционист 1794 – 1865. М., 1964. 98 с.
- Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики 1976 г. Ленинград, 1978. 85 с.
- Рыымусокс А. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1956, I, с. 9 – 29.
- Рыымусокс А. Стратиграфия кукурзского горизонта (C_{II}) Эстонской ССР. – Уч. зап. ТГУ, 1957, вып. 46, с. 101 – 130.
- Рыымусокс А. Strophomenoidea ордовика и силура Эстонии I. Род Sowerbyella Jones. – Уч. зап. ТГУ, вып. 75. Труды по геол. I, 1959, с. 11 – 50.
- Рыымусокс А. Ордовикская система. – В кн.: Геология СССР, т. XXVIII, Москва, 1960, с. 55 – 113.
- Рыымусокс А. К. К стратиграфии харьюской серии в Эстонии. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 77 – 85.
- Рыымусокс А.К. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. – Автореферат дисс. на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук. Москва – Тарту, 1967. 58 с.
- Рыымусокс А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии I. Таллин, 1970. 346 с.
- Рыымусокс А., Лоог А., Кивимяги Э. О геологии и фауне юльгазеской пачки (нижний тремадок Северной Эстонии). – Уч. зап. ТГУ, 1975, вып. 359. Труды по геол. VII, с. 3 – 13.
- Севергин В. Опыт минералогического землеописания Российского государства. Часть вторая. Спб., 1809. 240 с.
- Сеславинский К.Б. Климаты и глобальные климатические пояса ордовика и силура. Изв. АН СССР, Сер. геол., 1978, № 3, с. 98 – 112.
- Соколов Б.С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. – В кн.: Девон Русской платформы. М.-Л., 1953, с. 16 – 38.
- Соколов Б.С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения докембрийских платформ Евразии. – В кн.: Геол. сб. 3. Тр. ВНИГРИ, 1958, 126, с. 5 – 67.
- Стумбур К. О стратиграфии варангуской пачки. – Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 61 – 65.

- Тамме А. О минералогии наровского горизонта. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 251 — 260.
- Тамме А. Литологическая характеристика наровского горизонта Эстонии. — В кн.: Литол. палеозойских отл. Эст. Таллин, 1964, с. 19 — 31.
- Тимофеев Б.В. Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое значение. — Тр. ВНИГРИ, вып. 129, Ленинград, 1959. 320 с.
- Хейнсалу Х. Фациальные соотношения верхнетремадокских отложений Северной Эстонии. — Изв. АН Эст. ССР. Геология, 1980, 29, № 1, с. 1 — 7.
- Эйнасто Р.Э. Сопоставление основных разрезов каармаского горизонта. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, с. 221 — 241.
- Эйнасто Р.Э. Фациальные и палеогеографические условия образования эуриптеровых доломитов (силур Прибалтики). — В кн.: Международ. геол. конгр., XXIII сесс. Докл. советских геологов, пробл. 8. Москва, 1968, с. 68 — 74.
- Эйнасто Р. Роотсикулаский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970, с. 264 — 276.
- Эйнасто Р. Стратиграфическое положение каармаских доломитов в разрезе лудлова Эстонии. — Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1975, 24, № 1, с. 75 — 80.
- Эйнасто Р., Нестор Х., Кала Э., Каяк К. Сопоставление верхнеландоверийских разрезов в Западной Эстонии. — Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1972, 21, № 4, с. 333 — 334.
- Эйнасто Р., Мярсс Т., Кала Э. Стратиграфическое расчленение верхневенлокско-даунтонской доломитовой толщи в разрезах Сакла, Варбла и Кихну. — Изв. АН Эст. ССР. Химия. Геология, 1977, 26, № 1, с. 38 — 45.
- Эйнасто Р., Кала Э., Мяги С. Экскурсия III Всесоюзного семинара по цикличности и стратиграфии и т.д. Ин-т геол. АН ЭССР. Управл. геол. СМ ЭССР. Таллин, 1978. 29 с.
- Эйхвальд Э. О силурийской системе пластов в Эстляндии. Спб., 1840. 243 с.
- Эйхвальд Э. Полный курс геологических наук преимущественно в отношении к России. Ч. II, Геогнозия. Спб., 1846. 572 с.
- Юргенсон Э. Метабентониты Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958, II, с. 73 — 85.
- Юргенсон Э. Силурийские метабентониты Эстонской ССР. — В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 87 — 100.
- Юргенсон Э. Литология лландоверийских отложений Эстонии. Институт геологии АН Эстонской ССР. Таллин, 1966. 67 с.
- Янишевский М.Э. Кембрийские отложения Ленинградской области. — Уч. зап. ЛГУ, 1939. Отд. физ.-геогр., 25.
- Янкаускас П., Пости Э. Микропалеонтологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего кембрия Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1973, 22, № 2, с. 143 — 148.

ISIKUNIMEDE REGISTER

- Aaloe, A. 3, 15, 154, 158, 159, 160, 161,
165, 166, 169, 170, 171, 173, 174,
175, 176, 180, 181, 182, 183, 185,
191
- Asmuss, H. 187, 188
- Assatkin, B. P. 35, 37
- Bassler, R. S. 63
- Baukov, S. S. 103
- Bekker, H. 11, 12, 13, 14, 15, 63, 91, 100,
102, 153, 154, 173, 176, 180, 184,
188, 189, 203
- Bonnema, J. 63
- Brangulis, A. 33, 42, 44
- Buch, L. 187
- Eichwald, E. 11, 24, 34, 44, 61, 115, 116,
122, 126, 130, 143, 152, 176, 187
- Einasto, R. 3, 77, 163, 166, 167, 168,
172, 173, 176, 178, 179, 180, 181
- Eisenack, A. 63
- Engelhardt, M. S. 11, 24, 61, 152, 187
- Gernet, A. 24
- Gorodnitski, A. M. 19, 185, 186
- Grewingk, C. 188
- Gross, W. 188, 189, 197, 198, 201, 202
- Helmersen, G. 11, 34
- Heinsalu, H. 75
- Hints, L. 63
- Jaanusson, V. 63, 76, 80, 94, 100, 102,
105, 107, 108, 109, 112, 115, 126,
129, 130, 132, 135, 136, 138, 139,
140
- Janisevski, M. E. 35, 39
- Jankauskas, P. 48
- Jürgenson, E. 108, 109, 151, 158, 163,
166, 167, 168, 169
- Kajak, K. 3, 47, 186, 199, 200, 201
- Kala, E. 3, 28, 47, 54, 57, 132, 133, 150,
154, 158, 162, 176, 177, 180, 182,
184, 185
- Kaljo, D. 3, 63, 67, 74, 75, 150, 151, 154,
163, 164, 165, 166, 168, 169, 171,
180
- Kark, J. 25
- Kents, P. 46
- Kivimägi, E. 3, 61, 67, 68, 71, 73, 74, 75,
76, 79
- Klaamann, E. 63, 154, 180, 181, 182,
183, 184
- Kleesment, A. 3, 76, 190, 191, 192, 193,
194, 196, 197
- Kupffer, A. 21
- Kutorga, S. 187
- Kuuspalu, T. 3, 26, 28, 32
- Kõrvel, V. 32, 124, 126, 129
- Laikmaa, A. 140
- Lamansky, W. 62, 76, 82, 85
- Linari, A. 25
- Linnarsson, J. 45, 55
- Loog, A. 3, 46, 49, 53, 54, 67, 70, 71, 72,
76
- Luha, A. 11, 13, 15, 20, 25, 64, 74, 75,
102, 152, 153, 154, 168, 169, 171,
173, 175, 176, 181, 189,
- Mardla, A. 36, 47, 49, 50, 51, 53, 54
- Mark, E. 189, 190, 196, 197, 198, 203
- Mark-Kurik, E. 3, 154, 155, 194, 196,
198
- Martna, J. 108, 109, 112, 138, 141
- Mens, K. 3, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 47,
49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57
- Mickwitz, A. 45
- Murchison, R. 187, 188
- Mägi, S. 52, 76, 86
- Männil, Ralf 3, 20, 36, 46, 59, 60, 63, 67,
68, 72, 74, 75, 76, 77, 85, 86, 89,
90, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 99, 100,
102, 105, 107, 108, 109, 110, 111,
112, 113, 114, 115, 116, 117, 118,
119, 120, 121, 122, 126, 127, 129,
130, 132, 133, 138, 140, 141, 145,
154, 159
- Männil, Reet 154
- Märss, T. 154
- Möls, E. 20, 134

- Muirisepp, K. 3, 21, 46, 67, 68, 69, 72
 Naumova, S. 46
 Nestor, H. 63, 154, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 166, 167, 168
 Nestor, V. 63, 154, 163, 164
 Noppel, T. 155
 Nõlvak, J. 66, 107, 144
 Obrutšev, D. V. 189, 193
 Oraspoold, A. 3, 63, 132, 133, 137, 138, 144, 148
 Orviku, K. 3, 11, 13, 15, 63, 76, 79, 81, 82, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 91, 92, 94, 97, 152, 168, 188, 189, 198, 195, 196, 197
 Ozerski, A. D. 61
 Paasikivi, L. 203
 Palmre, H. 152, 168, 187
 Pander, C. 11, 34, 44, 152, 187
 Patten, W. 154, 181
 Petersell, L. 31, 32
 Pirrus, E. 3, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 43, 47, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57
 Pobul, E. 22, 23, 25, 26
 Posti, E. 48
 Puura, V. 3, 16, 26, 29, 30, 31, 32
 Põlma, L. 60
 Raikov, B. G. 11
 Raymond, P. 62, 63, 67, 80, 85, 105
 Reinwaldt, J. 24
 Reissinger, A. 46
 Rosenstein, E. 148, 154, 159, 162
 Rubel, M. 63, 154
 Rõõmusoks, A. 11, 12, 13, 59, 63, 64, 67, 68, 72, 75, 76, 77, 78, 80, 86, 89, 92, 94, 95, 96, 97, 99, 100, 101, 102, 104, 105, 107, 108, 109, 110, 114, 115, 119, 121, 128, 132, 135, 136, 138, 140, 141, 144, 145, 148
 Sarv, L. 63, 154
 Schmidt, Fr. 11, 12, 34, 44, 45, 62, 63, 85, 89, 91, 100, 105, 109, 111, 116, 122, 130, 143, 144, 145, 146, 147, 148, 153, 154, 156, 159, 160, 163, 166, 176, 180
 Schrenk, A. 152
 Scupin, H. 189
 Sederholm, J. J. 32
 Sedgwick, A. 187
 Seslavinski, K. V. 19
 Severgin, V. 10, 43, 61
 Sildvee, H. 22, 23, 26
 Sirk, Ü. 139, 145, 146, 147, 148
 Sokolov, B. S. 35, 36, 39
 Strangways, W. 44
 Stumbur, H. 52, 63
 Stumbur, K. 22, 76
 Sudov, B. A. 32
 Tamme, A. 187, 191
 Thomson, P. W. 189, 195
 Timofejev, B. V. 36, 38
 Tšeban, E. 36, 43, 61, 187
 Twenhofel, W. H. 153, 159, 166, 169, 183
 Ulprecht, E. 152, 187
 Vaher, R. 3, 20, 21, 26, 27, 28
 Vahramejev, V. A. 40
 Vallimäe-Mark, L. 188
 Vansovitš, G. 187
 Viiding, H. 3, 28, 148, 185, 186, 190, 191
 Viira, V. 63, 66, 74, 75, 76, 78
 Vilberg, G. 197
 Vingisaar, P. 163, 165
 Winkler, H. 15, 148
 Volkova, N. A. 40
 Öpik, A. 11, 13, 24, 25, 35, 45, 46, 49, 52, 53, 55, 63, 78, 86, 97, 102, 116, 126, 130

KOHANIMEDE REGISTER*

- Aa 33, 44
 Abja 166
 Adavere 166, 167
 Adila 140 141
 Aegna 49
 Aegviidu 122
 Ahepalu 202
 Ahja 199
 Ahtme 20
 Alliku 110
 Alllotsa 184
 Aluksne 16
 Aluoja 90
 Alutaguse 29, 30, 31, 101, 106, 110, 117,
 127, 129
 Aluvere 60, 106, 107, 108, 109, 110
 Amata 202
 Ambla 147
 Anikaitse 179
 Ansi 181
 Antsla 16
 Apalatšid 185
 Are 137
 Ariste 182
 Aruküla 114, 187, 188, 197, 198
 Aseri 21, 24, 26, 27, 34, 43, 49, 51, 52,
 60, 70, 71, 74, 75, 76, 83, 84, 91,
 92
 Asuküla 125, 148
 Atla (Harju rajoon) 124, 134
 Atla (Saaremaa) 153
 Avaste 170
 Baltikum, Balti 12, 17, 18, 20, 26, 30, 31,
 32, 34, 35, 36, 42, 44, 59, 60, 74,
 76, 135, 150, 154, 171, 185, 186,
 190, 191
 Berliin 11, 18
 Bologna 8
 Borovnja 188, 196, 198
 Briti saared 187
 Burtneki 198
 Daugava 202
 Devon 9, 187
 Dubniki 203
 Eiglaküla 161
 Eikla 144, 176, 179
 Elda 176
 Elva 16, 199
 Emajõgi 196
 Emmaste 33, 44
 Enge 170
 Enniksaare 96
 Ereda 29, 32
 Erra 100
 Euroopa 15, 17, 18, 19, 32, 35, 42, 43,
 46, 58, 59, 149, 154, 185
 Fennoskandia 18
 Gauja 201
 Gdov 35, 37
 Gondvana 19
 Gorodenka 188, 196
 Gotland 152
 Göttingen 11
 Haanja 34, 37, 202
 Haapsalu 16, 28, 33, 34, 37, 44, 58,
 136, 143, 150, 151, 157, 161, 166
 Hageri 140
 Hagudi 160
 Haljala 72, 74, 75, 105, 107
 Halliku 138
 Halliste 198
 Harju 126, 127, 130, 146

* Register ei haara kohanimedest tuletatud stratigraafia üksuste nimesid, mõistet Eesti v. Ida-Eesti, paleogeograafilisi mõisteid (näit. Baltoskandia) ja asutuste nimesid (näit. Tartu ülikool).

- Harku 49, 60, 78, 94, 97, 98
 Helme 199
 Helsingi 18, 43, 58
 Hiemägi 75, 76
 Hiina 19
 Hiiumaa 28, 42, 57, 58, 80, 85, 105, 111,
 116, 122, 123, 124, 127, 130, 132,
 136, 138, 143, 145, 150, 156, 157,
 161, 163, 166
 Hilliste 157, 161
 Himmiste-Kuigu 154, 156, 180, 181
 Hino 186
 Hirmuse 119, 120
 Hogland 32
 Hoitberg (Huitberg) 139
 Holdre 144, 158, 163, 166
 Hosholm 140
 Humala 101, 104, 106, 108, 110
 Hundikuristik 67, 68, 73
 Härkula 136, 145, 146, 148
 Häädemeeste 43, 192, 196, 198
 Hülge 179
 Ida-Preisimaa 61
 Idavere 105, 106
 Iisaku 96
 Ikla 43, 137, 144, 165, 166, 199
 Indo-Hiina 19
 Inglismaa 5, 44, 63, 66, 67, 152, 154, 182,
 187
 Irase 180, 181
 Irbeni 57
 Irboska 203
 Iru 67, 68, 70, 73, 78, 79, 83, 87, 89
 Jaagarahu 152, 153, 171, 173
 Jaani 169, 170
 Joaveski 89
 Jonstorp 138
 Joosu 186, 187, 200
 Juminda 27, 34, 39
 Juuru 156, 157, 158
 Jõelähtme 96
 Jõgeva 16, 144, 148, 163
 Jõgisuu 118
 Jõhvi 24, 25, 26, 29, 30, 31, 32, 105, 106,
 108, 110, 111, 114
 Jädivere 170
 Jägala 68, 69, 77, 88, 90, 91
 Järva-Jaani 103
 Järvakandi 152, 169
 Kaagvere 116, 126
 Kaali 153, 180, 181
 Kaarma 152, 176, 180, 181
 Kaarmise 181
 Kaavi 185
 Kabala 137
 Kadaka 97
 Kadrioru
 Kahula 107, 112, 114
 Kaisma 12, 152
 Kakumägi 51, 52, 54, 55
 Kalana 164
 Kallaste (Harju rajoon) 84, 87, 88, 91
 Kallaste (Tartu rajoon) 16, 37, 52, 198
 Kallasto 157, 161
 Kallavere 67, 70
 Kalvi 76, 82, 84
 Kamariku 133, 144, 148, 159
 Kandle 88, 93
 Karinu 157, 160, 162
 Karjala 18
 Karjaorg 82
 Karja-Pärsamaa 171
 Karksi 199
 Karpaadid 15
 Karula 85, 126, 135, 144
 Kasahstan 19
 Kasari 166
 Kassari 163
 Katri 180
 Kaugatuma 177, 178, 181, 183
 Kaukasus 15
 Kautliku 170
 Kehala 146, 147
 Kehra 69, 71, 112, 114, 117
 Keila 16, 104, 107, 110, 111, 112, 114,
 116
 Keila-Joa 74, 76, 77, 87, 89
 Keresti 203
 Kernu 126
 Kesselaid 169, 172, 173
 Kestla 51
 Kihnu 176, 179, 180, 182, 185, 193
 Kiiev 18
 Kilingi-Nõmme 16
 Kiiltsi (Haapsalu rajoon) 157, 161, 162
 Kingissepa 16, 111, 174, 178, 181, 182
 Kipi 171, 174, 178, 181
 Kirbla 172
 Kirikuküla 165
 Kirimäe 160, 162
 Kirna 126
 Kivi-Vigala 169
 Kiviõli 100, 101
 Klooga 83
 Koeru 21
 Kogula 180

- Kohatu 162
 Kohila 127, 132, 141
 Kohtla-Järve 16, 61, 100, 101, 102, 124, 126
 Kohtla-Nõmme 101
 Koigi 159
 Koiva 201
 Koksvere 137, 144
 Kolga-Jaani 24
 Kolgaküla 43, 49, 51, 52
 Kolka 165
 Kongla 93
 Konovere 168
 Koola 18
 Koonga 171, 174
 Kopli 43, 49, 51, 52
 Kose (Harju rajoon) 146
 Kose (Jõgeva rajoon) 103, 138
 Kose-Lükati 51
 Kostivere 96, 98
 Kotlin 39
 Krimm 15
 Kroonlinn 39
 Kudjapä 182, 183
 Kuimetsa 156, 158
 Kukruse 12, 100, 101
 Kullamaa 163
 Kunda 33, 43, 44, 45, 46, 49, 51, 52, 54, 60, 76, 85, 86, 88, 90, 93
 Kunda-Aru 60, 85, 94
 Kuramaa 57
 Kuremäe 122
 Kuressaare 152, 177, 182
 Kuriku 170
 Kursi 144
 Kurzeme 57
 Kurtina 114
 Kuusnõmme 177
 Kõiguste 182
 Kõnnu 158
 Kõpu 132, 136
 Kõpu (jõgi) 198
 Kõrgekallas 99
 Kõrgessaare 28, 99, 104, 109, 125, 127, 132, 135
 Käina 163
 Kämbermäe 110
 Kärde 96, 103
 Kärkla 16, 28, 127, 132
 Kärsa 193
 Kärü 161
 Kübassaare 176, 179
 Küllatova 186
 Künnapõhja 80, 81, 82, 83
 Küttejõu 101, 104
 Laanemetsa 191
 Laasi 177
 Laeva 60, 116
 Lahemaa 74
 Lahepere 82, 83
 Laitse 57
 Lasnamägi 94, 95, 96, 97, 98, 99
 Latorp 76
 Leedu 18, 189, 192, 200
 Leetse 77
 Leevaku 199
 Leevi 199
 Lehtse 99, 128
 Lemme 166
 Lemmejõgi 166
 Leningrad 35, 36, 39, 42, 43, 58, 189
 Lepakose 196
 Leppneeme 52
 Levalõpma 174
 Lihula 172
 Lihuveski 138
 Liiva (Kingissepa rajoon) 170
 Liivimaa 12, 187
 Lohu 79, 99, 124, 125, 128, 140
 Lohusalu 52
 Lokno 27
 Loksa 43, 51, 71
 Lomonossov 36
 London 12
 Lontova 43, 45, 49, 50, 51, 52
 Loobu 88, 89
 Loode (Kingissepa lähedal) 182
 Loode (Sõrves) 184
 Loosi 202
 Luuga
 Lõo 183
 Lätti 18, 27, 30, 32, 42, 57, 74, 165, 187, 189, 192, 198, 201, 202
 Lätiküla 168
 Lügänu 89, 97, 98, 99
 Lükati 51, 52, 54
 Lümända 180
 Maardu 52, 60, 61, 67, 69, 70, 73, 77, 83, 94
 Maasi 175
 Madise 110
 Mahu 50
 Malla 93
 Martna 138, 148, 158, 165

- Matsalu 71, 72, 78, 166, 169
 Meedla 178, 181
 Meeksi 202
 Mehikoorma 190, 192, 199
 Metsküla 153
 Minsk 18, 43, 58
 Misso 203
 Mišina Gora 35, 37
 Moe 138, 139
 Moskva 18, 43, 58
 Muhu 134, 150, 152, 153, 156, 166, 169,
 172, 173, 174
 Munalaskme 104
 Murati 203
 Muratsi 183
 Mustjala 171
 Mustjõe 101
 Mustla 192
 Must meri 42
 Mustvee 16, 54, 67, 70, 135, 143, 156,
 185, 193, 194, 196
 Muuksi 69
 Mõhküla 167
 Mõigu 103, 108
 Mõisaküla 199
 Mõniste 15, 16, 26, 27
 Mõnuste 16, 60, 61, 126, 130, 132
 Mäeküla 78
 Mäetaguse 122
 Mäla 174
 Märjamaa 29, 151
 Mündi 151, 164
 Nabala 127, 129
 Naissaar 29, 32, 49
 Napa 89, 90
 Narva 16, 20, 40, 42, 45, 51, 54, 56, 58,
 60, 67, 70, 71, 72, 74, 78, 82, 83,
 85, 88, 89, 90, 94, 127, 129, 185,
 188, 196
 Narva-Jõesuu 52
 Navesti 169, 185, 193, 195, 196
 Neeme 29, 32
 Niibi 138, 140
 Ninase 170
 Noarootsi 104, 114, 127, 132, 136, 138,
 140
 Norra 18, 35, 42, 74
 Nõmküla 174
 Nõmmeküla 127, 129
 Nõmmeveski 70, 71, 82, 88, 89, 90
 Nõva 96
 Närke 76
 Oandu 116, 119, 123, 124
 Odulema 131
 Oela 128
 Ohesaare 137, 151, 166, 169, 171, 173,
 174, 175, 177, 178, 181, 182, 184
 Ohtu 116
 Ohukotsu 162
 Oiu 169, 172
 Ojaküla 91, 93
 Ojamaa 106, 107
 Omedu 196
 Omuti 196
 Ontika 71
 Orasoja 68, 70, 72, 75
 Orgita 151, 164
 Orjaku 138, 148, 158
 Oslo 18, 58
 Osmussaar 58, 80, 82, 83, 85, 87, 88, 89,
 94, 96, 99
 Otepää 16, 126
 Oudova 35, 37
 Paade 179
 Paadla 177, 178, 180, 181
 Paatsalu 140, 176, 180
 Pada 82, 84
 Pae (tänav Tallinnas) 96
 Pae (Navesti jõe ääres) 193
 Paekna 129, 130
 Paide 16, 147, 151
 Pakerort 54, 67, 68, 74, 76
 Pakri 6, 54, 56, 58, 62, 67, 69, 70, 71, 77,
 82, 88, 89, 94, 97, 99
 Palamuse 16, 32, 193
 Paldiski 16, 42, 58, 60, 66, 72, 77, 83, 87,
 93, 97, 99, 101, 105, 110
 Paluküla 28, 132, 137, 138
 Pandivere 135, 144, 146, 157
 Panga 170, 172
 Paopa 132
 Paramaja 169
 Pedja 168
 Peetri (Harju rajoon) 101, 104, 106, 108,
 110
 Peetri (Võru rajoon) 202
 Peipsi 60, 78, 127, 132, 136, 150, 157,
 185, 198
 Permisküla 129
 Peterburi 11, 12, 34, 61, 151, 152
 Pihkva 30, 189, 202, 203
 Piilse 123, 124
 Piirissaar 192
 Piirsalu 138, 140

- Pirgu 136, 137, 140
 Pirita 52, 54, 78
 Piusa 187, 201, 202
 Plavinas 202
 Poola 42
 Porkuni 141, 142, 143, 144, 145, 146
 Prangli 34, 37
 Puhkova 72
 Pullapää 157, 161
 Purtse 76, 89, 90, 97, 99, 104, 119
 Pusku 148, 151
 Puurmani 166, 168, 196
 Põhja-Ameerika 19, 185
 Põltsamaa 16, 30, 156, 166
 Põlva 187, 200
 Põõsaspea 104, 110
 Pähkla 181
 Päite 52, 80, 83
 Pärisme 34
 Pärnu 16, 27, 52, 54, 60, 67, 111, 143,
 150, 156, 165, 172, 185, 188, 193,
 194, 196
 Pärnu-Jaagupi 12
 Pääsküla 110, 112, 114, 115
 Pühajõgi 22
 Püssi 97, 101, 106
 Püssina 170, 172
 Raasiku 103, 107, 108
 Raikküla 163, 164
 Raikküla-Paka 163
 Rakke 160, 161
 Rakvere 16, 21, 60, 72, 75, 97, 103, 104,
 106, 108, 110, 112, 117, 119, 121,
 122, 123
 Rannamõisa 51, 53, 54, 73, 87
 Rapla 79, 161
 Raudna 198
 Rebala 96
 Rezekne 189, 190, 192
 Ridala 129, 161, 162
 Riguldi 122
 Riia 11, 18, 29, 32, 43, 58, 176, 192
 Riiumägi 181
 Rimmu 198
 Ristna 112, 114
 Risti 116
 Rocca al Mare 52, 54
 Rohuküla 161, 162, 163
 Rohuneeme 52
 Rooslepa 116
 Rootsi 18, 25, 31, 42, 44, 45, 76, 108,
 135, 152
 Rootsiküla 152, 176, 177
 Ruhnu 24, 25, 27, 137, 144, 176, 180,
 185, 196, 197, 198
 Rumba 57, 166, 167
 Rummu 115, 117
 Ruunavere 139, 140
 Rõuge 202
 Rõuma 160, 162
 Rägavere 122, 124
 Rāpina 200
 Rõa 141, 142, 144, 145
 Saarde 165
 Saaremaa 11, 12, 20, 32, 57, 85, 131, 134,
 140, 143, 144, 150, 151, 152, 153,
 154, 157, 163, 166, 168, 169, 170,
 171, 172, 173, 175, 176, 177, 179,
 180, 181, 182, 183
 Saastna 168
 Sadala 96
 Sagariste 178
 Saka 21, 22, 23, 51, 70, 82, 90
 Sakla 174, 178, 179, 181
 Saksamaa 152
 Saku 116, 117, 118
 Salevere 172
 Salumägi 172
 Saue 114, 115
 Saunja 60, 126, 130, 131, 132
 Sauvere 180, 181
 Savala 99, 104, 105
 Saviranna 51, 52
 Saxby 132, 137
 Selgase 174, 175
 Selja 68, 70, 72, 75
 Seljaküla 99, 115
 Siber 19
 Sillaorg 88, 89
 Sillamäe 16
 Sirgala 101
 Siuge 146
 Skandinaavia 5, 15, 74, 185
 Soeginina 176, 177
 Sohlu 194
 Sompa 103
 Sonda 20
 Soome 24, 25, 31, 32, 35, 152, 186
 Soome laht 5, 16, 25, 31, 36, 39, 40, 42
 Staicele 166
 Stockholm 18, 43
 Sturi 165
 Suhkrumägi 74, 76, 87
 Sutlema 132

- Suure-Jaani 196
 Suuriku 170
 Suurjõgi 68, 70, 71
 Suursaar 24, 31, 32
 Suur-Tütarsaar 24, 31
 Suurupi 52, 87, 88
 Suur vain 24
 Sõrve 60, 151, 183, 184, 185
 Sõtke 84, 90, 91, 93, 96
 Sarni 49
 Šanna 186
 Šventoi 189, 200
 Taali 194
 Tacbla 140
 Taevaskoja
 Tagamõisa 32, 171
 Tagavere 175
 Tahkuna 111, 122
 Tahula 183
 Tallinn 16, 18, 26, 27, 31, 33, 34, 43, 46,
 51, 58, 60, 61, 66, 69, 70, 71, 73,
 76, 82, 83, 85, 87, 88, 93, 94, 95,
 98, 101, 105, 110, 115
 Tamme (Tartu rajoon) 198
 Tamme (Viljandi rajoon) 193, 194, 195
 Tammiku (Kohtla-Järve rajoon) 112, 114
 Tammiku (Rakvere rajoon) 157, 160
 Tammneeme 51, 52
 Tamsalu 148, 157, 159, 160, 161
 Tapa 16, 29, 30, 61, 105, 127, 130, 132,
 138
 Tartu 11, 13, 16, 163, 198
 Tatruse 104, 106, 107
 Tiirhanna 202
 Tille 199
 Tilleoja 193
 Tilže 190, 191
 Tiskre 51, 53, 54, 56
 Tohera 193, 195
 Toila 20, 21, 22, 51, 82, 83, 89
 Toolse 61, 70, 74, 75
 Toomingoja 119
 Toompea 67, 73, 94
 Tootsi 144, 169, 185, 193
 Torgu 182
 Tori 187, 193, 194, 195
 Tsiistre 203
 Tsiitre 68, 70
 Tšudovo 203
 Tubala 28
 Tudu 119, 126
 Tudulinna 133
 Tupenurme 174
 Turvaste 132
 Tuula 116, 117
 Tõlinõmme 82, 83
 Tõlla 171
 Tõrevere 147
 Tõrma (Rakvere lähedal) 103
 Tõrma (Tapa lähedal) 130
 Tõrremägi 121, 123
 Tõrva 16, 199
 Tõrvajõgi 77
 Tõrve 168
 Tõstamaa 176, 180
 Türi 16, 24, 166
 Türisalu 51, 54, 67, 68, 70, 72, 73
 Ubari 88, 89, 91
 Ubja 100, 101
 Udriku 108
 Uduvere 180, 182
 Uhaku 97, 98, 99
 Uisu 170
 Ukraina 19
 Uljaste 20, 24, 26, 27, 32
 Undva 170
 Ungru 151
 Uraal 15
 Ussimägi 139
 Utria 33, 44, 88, 90
 Vahiküla 97
 Vahtrepa 158
 Vaida 122
 Vaika 172
 Vaivara 96
 Valaste 72, 75, 77
 Valdai 35
 Valga 16, 200
 Valgejõgi 70, 72, 84, 89, 90, 101
 Valge meri 42
 Valgu 168
 Valkla 68
 Valmiera 27
 Varangu 70, 72, 73, 74, 75, 78
 Varbola 151, 157, 158, 159
 Vardja 197
 Varssavi 18, 43, 58
 Vasalemma 60, 61, 112, 115, 116, 117,
 118
 Vasavere 108
 Vastseliina 202
 Velikaja 202, 203
 Velise 168
 Venemaa 11, 188
 Vesiku 176, 177
 Vihterpalu 116, 117

Vihula 71
Viiburi 24
Viimsi 52, 68, 91
Viita 152, 154, 176, 178
Viivikonna 21, 100, 101
Viljandi 16, 70, 158
Vilnius 18, 43, 58
Vilsandi 172, 173
Vinguta 164
Virtsu 135, 140, 146, 148
Viru 24
Viru-Jaagupi 121
Viru-Roela 136
Vohilaid 143, 144, 145
Voka 88, 89
Volhov 80
Voore (Harju rajoon) 123
Voore (Rakvere rajoon) 121, 131
Vormsi 58, 80, 132, 133, 136, 137, 139,
140
Voronka 40
Võhandu 199

Võhma 25, 60, 78, 79, 124, 137, 140,
144, 152, 158, 166, 167, 194
Võnnu 160
Võrtsjärv 34, 37, 39, 40, 158, 192, 196,
198, 199
Võru 16, 25
Väike-Pakri 80, 81, 83, 86, 87, 91, 93
Väike-Rootsi 183
Väimela 25
Väinameri 163, 166
Vakra 176, 179
Vändra 172
Vao 60, 94, 95, 98, 99
Värskä 43
Vääna 72, 83, 97, 101, 129
Väätsa 124, 134, 135, 138
Õhne 163, 199
Äiamaa 79, 124, 134, 135
Äigu 183
Ärina 141, 147
Ülgase 61, 68, 69, 70
Üügu 152, 172

SISUKORD

Eessõna	3
Sissejuhatus	5
GEOLOOGILISEST UURITUSEST	10
GEOLOOGILISE EHITUSE PÕHIJONED	15
ALUSKORD	24
ARHEOZOIKUM	30
PROTEROZOIKUM	31
PEALISKORD	32
VENDIUM (VENDI KOMPLEKS)	32
VALDAI SEERIA	37
Gdovi kihistu	37
Kotlini kihistu	39
Voronka kihistu	40
PALEOZOILINE LADEKOND	42
KAMBRIUMI LADESTU	42
ALAMKAMBRIUMI LADESTIK	49
Lontova kihistu	49
Lücati kihistu	52
Tiskre kihistu	53
Irbeni kihistu	57
KESK- JA ÜLEMKAMBRIUMI LADESTIK	57
ORDOVIITSIUMI LADESTU	58
ÕLANDI SEERIA	66
Pakerordi lade	66
Ceratopyge lade	74
Latorpi lade	76
Volhovi lade	80
Kunda lade	85
VIRU SEERIA	91
Aseri lade	91
Lasnamäe lade	94
Uhaku lade	97
Kukruse lade	100
Idavere lade	105
Jõhvi lade	109
Keila lade	111
Oandu lade	116
Rakvere lade	122
HARJU SEERIA	126
Nabala lade	126
Vormsi lade	132
Pirgu lade	136
Porkuni lade	143

SILURI LADESTU	149
ALAMSILURI LADESTIK	156
Llandoverý ladejark	156
Juuru lade	156
Raikküla lade	163
Adavere lade	166
Wenlock'i ladejark	169
Jaani lade	169
Jaagarahu lade	171
Rootsiküla lade	176
ÜLEMSILURI LADESTIK	180
Ludlow' ladejark	180
Paadla lade	180
Kuressaare lade	182
Downton'i ladejark	183
Kaugatuma lade	183
Ohesaare lade	184
DEVONI LADESTU	185
ALAMDEVONI LADESTIK	191
Gedinne ladejark	191
Tilže lade	191
KESKDEVONI LADESTIK	192
Eifeli ladejark	192
Rczekne lade	192
Pärnu lade	193
Narva lade	196
Aruküla lade	197
Givet' ladejark	198
Burtnieki lade	198
ÜLEMDEVONI LADESTIK	200
Franse ladejark	200
Šventoi lade	200
Gauja kihistu	201
Amata kihistu	202
Plavinase lade	202
Snetogori kihid	202
Pihkva kihid	203
Tšudovo kihid	203
Dubniki lade	203
Kirjanduse loetelu	204
Isikunime register	214
Kohanime register	216