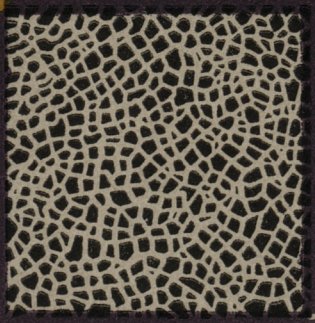
GEOLOOGILINE KOGUMIK



TARTU 1961

ENSV TA
Toimetus-Kirjastusnõukogu

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA
LOODUSUURIJATE SELTS

GEOLOOGILINE KOGUMIK

TARTU 1961

5

Toimetuskolleegium:
D. Kaljo, R. Männil ja K. Orviku (toimetaja).

Trükitud Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Toimetus- ja Kirjastusnõukogu otsusel
TKN nr. 401

EB62/132 - XEB77/618

Kaaneümbrise kujundanud V. Vare

SAATEKS

Käesolevas kogumikus avaldatud artiklite aluseks on Loodusuurijate Seltsi geoloogia sektsiooni liikmete ettekanded V loodusuurijate päeval. Et need ettekanded sisaldasid mõndagi uut Eesti NSV aluspõhja ja antropogeeni geoloogia alal, peeti otstarbekohaseks avaldada nende alusel koostatud artiklid omaette kogumikuna.

Geoloogia sektsiooni liikmete töid avaldatakse vajaduse korral ka edaspidi, kuid juba koondatuna temaatilisteks kogumikkudeks.

Toimetus

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем сборнике опубликованы статьи, составленные на основе докладов членов геологической секции Общества естествоиспытателей на V Дне естествоиспытателей. Поскольку эти доклады содержали много нового для геологии древнепалеозойских и антропогеновых отложений Эстонской ССР, было решено опубликовать их в виде сборника статей.

По мере надобности труды членов геологической секции будут публиковаться и в дальнейшем в виде тематических сборников.

Редакция

EESTI ALUSPÕHJA LÕHEDE GENEESIST

E. MÖLS

Juba möödunud sajandi keskel oli teada, et Eesti paleosoilist aluspõhja läbib tihe püsivasuunaliste paralleelsete lõhesüsteemide võrk, mis lõikab meie paelava parketitaoliselt täisnurkseteks plokkideks. See ilmneb eriti selgelt Põhja-Eesti klindi omapärases hambulises kujus (Eichwald, 1840; Helmersen, 1856, jt.). Hiljem mainitakse neid lõhesid korduvalt, enamasti küll ainult mööda-minnes.

1927. a. avaldas C. Teichert oma uurimiste tulemused, mis kuni tänaseni on jäänud ainsaks ulatuslikumaks tööks meie lõhede alal. C. Teicherti töö innustas ka naaberalade geolooge analoogiliste lõhede uurimisele. Viimaste töötulemused üldistatult aitavad kaasa ka meie lõhede mõistmisele (Kaufmann, 1931; Пермяков, 1949 jt.).

Kõigis senistes töödes pööratakse tähelepanu peamiselt lõhede suundadele (loode—kagu, kirde—edela, ida—lääne ja põhja—lõuna), milledest on püütud välja lugeda ka lõhede tekke põhjusi, tekkemehhanismi ja vanust.

Vaatamata aja jooksul kogunenud rohkele vaatlusmaterjalile, ei ole meil ega ka platvormsetel aladel üldse lõhesüsteemide küsimust tänaseni üksmeelselt lahendatud. Eriti lõhede geneesi osas on autorite seisukohad lahkuminevad, isegi diametraalselt vastandlikud. Peatume neist olulisematel.

Vanemad autorid lõhede tekke küsimust ei puuduta, ainult G. Helmersen kõrvutab meie lõhesid graniitide eralduspindadega.

Mitmed autorid, lähtudes õigetest tähelepanekutest, et lõhede iseloom ja suund varieeruvad koos litoloogilise koostise muutumisega, teevad sellest aga eksliku järelduse, et platvormsete alade lõhesüsteemid üldse on tekkelt endokineetilised (Оффман, 1945), s. t. kujunesid diageneesi- või epigeneesiprotsessil kivimi enda sisemiste pingete mõjul. Nende arvates ei ole lõhede kuju ja asetus üldse seotud tektooniliste jõududega, seega «dislotseerumata kivimeis ei ole lõhelisus stressi funktsioon» (Новикова, 1951).

Kahtlemata esineb meil ka endokineetilisi lõhesid, näiteks kaltsiidi juussooned afaniitsetes kivimites (diageneetilised) või lõhetaolised õõnsused sekundaarsetes dolomiitides (epigeneetilised), samuti porsumislõhesid, kuid neid ei saa samastada meie korrapäraste lõhesüsteemidega. Nad on oma kuju, asetuse ning väikese ulatuse tõttu enamasti kergesti äratuntavad. Neil on ainult lokaalne tähtsus. Endokineetilistel pingetel võib lõhesüsteemide tekkes olla ainult kaasarääkiv tähtsus.

Kuna erineva litoloogilise koostise ja struktuuriga kivimitel on mehaanilised omadused erinevad, siis reageerivad nad ka survetele erinevalt. Seetõttu on ka meie suhteliselt plastilistes devoni liivakivides sagedad diagonaalsed (kallutatud), nn. lõigustuslõhed, kuna haprad lubjakivid deformeeruvad rebenemislõhede kaudu, mis asetsevad risti surve suunale. Sealjuures on tõenäoliselt mõlemad põhjustatud samadest tektoonilistest liikumistest. Seega ei kõnele erinevate kivimitüüpide erinev lõhede iseloom veel nende lõhede endokineetilisest tekkest.

Osa autoreid (Bekker, 1924; Tammekann, 1926; Giere, 1932) seletas lõhesüsteemide teket mandrijää survega. Selle poolt räägib lõhede peasuundade ühtivus või ristumine omaaegse mandrijää liikumise suunaga.

Tänapäeval on üldiselt teada, et glatsiaalsed dislokatsioonid meil esinevad, kuid haaravad ainult pindmisi kihte väga piiratud aladel. Lõhesüsteemide tekkes oli mandrijää surve osatähtsus väike.

Kõige suurema poolehoiu osaliseks on saanud lõhede tektoonilise tekke seisukohad.

Juba C. Teichert püüdis näidata meie aluspõhja lõhede tektoonilist päritolu (Teichert, 1927). Ta pidas neid maakoore tangensiaalsete liikumiste tagajärjel tekkinuks ja lootis lõhede suundade järgi selgitada tektooniliste survete skeemi ning lõhede vanust. C. Teichert vaatles meie lõhesid Mohri lõhedena, mis tekkisid lõigustumise teel diagonaalselt surve suunale ja moodustavad ühevanuseid ristsüsteeme. Ta pidas meie loode—kagu- ja kirde—edela-suunalisi lõhesid varistsia-hertsüünilisteks, kuna põhja—lõuna- ja ida—lääne-suunalisi konjugatsioonsüsteeme reini-alpi kurrutuse aegseteks.

C. Teichert ei maini horisontaalseid nihkumisi piki lõhepindu, mis aga diagonaalsete lõigustuspindade puhul peaksid esinema. Samuti peavad mõlemad ristuvad lõhed olema väliselt sarnased, sama säilimisastmega. Seda meie lõhede kohta enamasti öelda ei saa.

Lõhetäidetele C. Teichert tähelepanu ei pööra.

C. Teicherti seisukohti jagab enamik Lääne-Euroopa geoloogeid (Stille, 1925; Kaufmann, 1931; Bubnoff, 1931, 1954 jt.). Eriti tuleb

siin nimetada R. Kaufmanni tööd Gotlandi, Ölandi ja Kalmari ranniku lõhede kohta (Kaufmann, 1931). Kuigi R. Kaufmanni vaateid lõhede tekke kohta (tangensiaalsete survete mõjul) ei saa pooldada, ühtivad tema lõhede iseloomustused siiski täielikult Eesti lõhede iseloomuga. See peaaegu detailideni küündiv sarnasus Kagu-Rootsi ja Eesti lõhede suundades, täidetes ja lõhepindade morfoloogias sunnib paratamatult oletama nende lõhede ühesugust teket ja võib-olla ka sünkroonsust.

Kui see nii on, siis võime meie lõhedele üle kanda ka neid R. Kaufmanni andmeid, mida meil ei ole võimalik otseselt jälgida, nimelt paleosoikumi läbivate lõhede seost kambriumieelse kristalse aluspõhja tektooniliste struktuuridega. R. Kaufmann toob andmeid Kalmari rannikult, kus lõhed lähevad paleosoikumist üle ürgmäestike kivimitesse, jälgides vanu sooni, sealjuures säilitades oma üldise suuna ja iseloomu. Sellest järeldab R. Kaufmann, et ka Gotlandi ja Ölandi saarte paleosoilisi lõhesid on determineerinud kambriumieelsed tektoonilised lõhed, mis jäid kogu paleosoikumi vältel liikuvaiks.

Sama mõtet arendab edasi S. Bubnoff (1931) ka Bornholmi ja Lõuna-Rootsi kohta. Ta kirjutab: «Mulle näib tähtsana järeldus, et paleosoilise pealisehituse tektoonika kogu alal vanu struktuure jälgib, kuigi uue — jotniumis loodud mehaanika järgi». Ei ole põhjust kahelda, et see on maksev ka meie lõhede kohta.

Viimastel aastakümnetel kogutud andmed ei tõesta meie ristuvate lõhesüsteemide sünkroonsust. Seetõttu on enamik nõukogude teadlasi tänapäeval seisukohal, et nii meie kui ka kogu Vene platvormi lõhesüsteemid on mitte diagonaalsed lõigustumislõhed, vaid rebenemislõhed, mis paigutuvad risti deformeeriva jõu suunale. Nad on tekkinud mitte tangensiaalsete, vaid ka maakoore vertikaalsete kõikuvate liikumiste tõttu (Усов, 1940; Пермяков, 1949; Гатальский, 1948; Газизов, 1954). Seega on erisuunalised lõhed metakroonsed. Nii peab B. Assatkin meie kirdesuunalisi lõhesid devonieelseiks, loodesuunalisi — devonijärgseiks. M. Gatalski arvates võib meie põlevkivibasseini kirdesuunaliste lõhede täidetes ära tunda devoni liivakive (Гатальский, 1948).

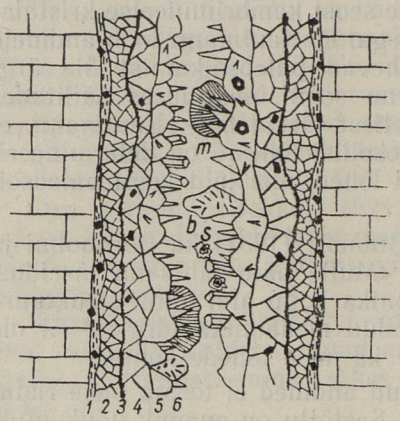
Lähem tutvumine meie lõhedega näitab, et ka samasuunalised lõhed võivad olla erineva vanusega. Kuigi erinevatel geoloogilistel aegadel valitsesid teatud peamised suunad, ei saa sellest veel järeldada, et kõik vastava suunaga lõhed tekkisid sellel ajal. Irboska paelaval ja Läti devoni avamusel on rohkesti ka kirdesuunalisi lõhesid, mis on ilmselt noored (kuigi lahtised, puudub neis lõhetäide, seinad on porsumata, värsked). Neid leidub üle kogu Eesti, tõsi küll, harvem kui loodesuunalisi. M. Gazizov (Газизов, 1954) liigitab kirdesuunalised lõhed põlevkivibasseinis kolme rühma.

Pole põhjust arvata, et kõik need iseloomult erinevad, kuigi ühesuunalised lõhed oleksid ühevanused.

Sama võib öelda ka loodesuunaliste lõhede kohta. Kuigi enamik on noored, leidub ka sellesuunalisi väga vanu lõhesid, mis on täitunud kaltsiidi ja sulfiididega, ning on tugevasti porsunud seintega. Kagu-Rootsis ja Ahvenamaa saartel esineb kambriumieelses aluspõhjas kambriumi liivadega täitunud lõhede seas ka loodesuunalisi lõhesid.

Öeldust selgub, et lõhede vanus ei ole meil seotud suundadega. Kõigis lõhede peasuundades võime leida erineva vanusega lõhesid.

Meie lõhede vanuse selgitamiseks on vaja detailselt uurida lõhetäiteid, lõhede mineralisatsiooniprotsesse ja täitumise geokeemiat ning määrata täpselt lõhedes esinevat settematerjali. Lõhede suunad võivad olla siin ainult kaasarääkiva tähtsusega. Seda tuleb silmas pidada ka meie polümetalsete maardlate uurimisel.



1. joon. Lasnamäe lõhetäite skemaatiline läbilõige. *1* — merglilamell, I gen. püriidiga, *2* — I gen. kaltsiit, *3* — II gen. püriit, *4* — II gen. kaltsiit III gen. püriidiga, *5* — III gen. kaltsiit, *6* — IV gen. kaltsiit markasiidi (m), barüüdi (b) ja sfaleriidiga (s).

Toome mõningaid andmeid Lasnamäe murru lõhedest.

Lasnamäe murdudes vaadeldud 137 lõhest 69 täitematerjalis on kaltsiiti ja sulfiide. Suurem osa lõhedest on kirdesuunalised, kuid esineb ka loodesuunalisi ning üksikuid lääne- ja lõunasuunalisi lõhesid. Umbes kümnel lõhel on pindadel tugev horisontaalne nihkeviirutus. Viirutatud pinnad asetsevad lehvikukujuliselt hajutatult kahele poole — ida ja lääne suunas, asimuudiga 60—140°.

Juba pealiskaudsel vaatlusel selgub, et lõhed ei ole avanenud ja täitunud siin mitte pidevalt, vaid üksikute etappidena. Igal etapil tekkis erinev mineraalide generatsioon, mille tagajärjel kujunes vöölise ehitusega lõhetäide.

Ideaalsel kujul on Lasnamäe kaltsiidisooned sümmeetrilise ehitusega (1. joon.). Välisseina moodustab lasnamäe lademe lubjakivi. Üleminek lõheks on terav. Lubjakivi on deformeerumata, ilma märgatavate saalbandideta. Ainult harva esineb selles nõrka kristalse püriidi kontsentreerumist.

Lõhe seinu vooderdab 1—2 mm paksune merglilamell, mille pinda mööda lõhetäide kergesti tervikuna lahti murdub. Merglis esinevad püriidi idiomorfsed kristallid peamiselt heksaeedritena, nõrgalt lõigatud oktaeedripindadega, ulatudes otstega sageli välisseina lubjakividesse. Väliselt on need sarnased tavalistele lasnamäe lubjakivis esinevatele püriidikristallidele, ainult nende kontsentratsioon on siin suurem. Nimetame seda I generatsiooni püriidiks. Merglilamelli katab 3—5 mm paksune läbipaistev vesihallist kaltsiidist koorik — I generatsiooni kaltsiit. Sellele järgneb 1—2 mm paksune tihedast püriidiagregaadist koorik — II generatsiooni püriit. Viimane on tugeva läikega [eriti (100)-pinnad], sageli viirutatud tahkudega. (111)-tahud on kaetud eredavärvilise oksüdeerunud kilega. Edasi lõhevalendiku poole esineb piimvalge, kuni 5 mm paksune jämedakristallilise kaltsiidi agregaat — II generatsiooni kaltsiit, mis läheb pidevalt üle pruunikashalliks (ca 10 mm paksune) ja edasi roosakaks (10—20 mm) III generatsiooni kaltsiidiks. Üleminekud on vahel teravad, vahel siirdelised. Kaltsiidi terasuurus kasvab valendiku poole kuni 10 mm-ni. III generatsiooni kaltsiidivöö sisaldab sageli üksikuid suuri püriidikristalle või nende kogumikke — III generatsiooni püriiti ja 1—2 mm pikkuste suletistena markasiidinõelakesi. Sageli on siin kaltsiidi tahkudel õhukesed nelja- või kuuenurksed markasiidiplaadikesed, mis on pealt kirjuks oksüdeerunud — I generatsiooni markasiit. Markasiidiplaadikeste hulk kasvab lõhe valendiku suunas.

Sageli on III generatsiooni kaltsiit lõhe valendiku seinaks, kuid enamasti katavad teda veel kaltsiidikristallide pesad suurte selgete, hästi väljakujunenud skalenoeedrite ja romboeedritega, millede teravad tipud on suunatud valendike keskele — IV generatsiooni kaltsiit. Viimaste vahelistes õõnsustes ja tippudel leidub markasiidi-, harvem barüüdi- ja sfaleriidikogumikke, mis ulatuvad vahel ka III generatsiooni kaltsiidivöösse.

Markasiit esineb kuni 4 cm suuruste kollomorfsete mugulate või neerjate agregaatidena. Barüüt, levides lehvikutaoliselt asetsevate liistakute või jämedateralise agregaadina, on roosakas, piimvalge või värvuseta. Olles kokku kasvanud samavärvilise kaltsiidiga, on ta pealiskaudsel vaatlemisel raskesti märgatav.

Sfaleriit esineb üksikute, kuni 0,5 cm läbimööduga radiaalkiirjate agregaatide või vöölise ehitusega tumepruunide kuni mustade kristallidena. Primaarselt on sfaleriit kolloidse tekkega, hiljem on ta ümber kristallunud.

Sfaleriidiga koos võib tihti leida omapäraseid kaltsiidi vorme, nagu heksagooniline prisma $(10\bar{1}0)$, pealt kaetud lameda rombo-

eedriga ($01\bar{1}2$). Selliseid prismasid leidub mujal suhteliselt harva, siin aga esinevad nad sfaleriidi iseloomulike parageneetiliste kaaslastena *.

Kirjeldatud ideaalse täitega lõhesid võib leida Lasnamäel suhteliselt harva. Nad viitavad vähemalt kolmele korduvale avanemisele ja sellele järgnenud uute mineraalide generatsiooniga täitumisele.

Üheaegselt iga taasavanemisega tekkis samadest tektoonilistest pingetest põhjustatult ka uusi lõhesid, mis on samasuunalised ja sisaldavad ainult nooremaid mineraalide generatsioone. Kuid mitte kõik kokkuliitunud lõhed ei avanenud teistkordselt — neis puuduvad nooremad generatsioonid.

Nii sisaldab enamik Lasnamäe lõhedest ainult ühe või teise tsükli generatsioone. Viimaseid saab kindlaks teha neile iseloomulike mineraalide, nende kuju ja värvuse ning parageneeside põhjal. Erinevate tsüklite vahel pidi olema küllaltki pikk ajavahemik, mille vältel tsirkuleerivate mineraallahuste keemiline koostis ja kristallisatsioonitingimused märgatavalt muutusid. Ka mikroelementide osas on erinevates generatsioonides muutusi märgata, nagu näitab kaltsiitide termoluminestsentsi iseloomu erinevus mitmesugustes generatsioonides. See võimaldab määrata, millisesse generatsiooni üks või teine kaltsiit kuulub, ja seega lõhetäiteid omavahel ajaliselt korreleerida. Sel teel on võimalik isegi üksikuid Lasnamäe ja Vasalemma murdude lõhetäiteid sünkroniseerida.

Korduvad kaltsiitide termoluminestsentsi mõõtmised näitasid järgmist.

I generatsiooni vesiselge kaltsiit looduslikult (s. t. ilma eelneva ergastuseta) ei kiirga. Ergastatult kiirgab ta väga nõrgalt. Sellest võib järeldada, et kaltsiidis ei ole aktivaatoreid (mikrolisandeid) ja võrerikkeid küllaldaselt. Tõenäoliselt kristallus ta välja väga aeglaselt ja väga puhastest vesilahustest.

II generatsiooni valge kaltsiit kiirgab nii looduslikult kui ka ergastatult keskmise intensiivsusega kollaka kiirgusega. Ta sisaldab samu ja sama palju aktivaatoreid kui ümbritsev lubjakivi, mille kiirguse intensiivsus ja värvus on samad.

III generatsiooni pruunikashall kaltsiit kiirgab nii looduslikult kui ka ergastatult väga tugeva valge kiirgusega. Ta sisaldab optimaalselt aktivaatoreid ja ka looduslikke ergastajaid (radioaktiivsed ained). Lahuste koostis ja kontsentratsioon pidid erinema lubjakivis tsirkuleerivate lahuste omast. Tõenäoliselt algas sellega hüdrotermaalne faas.

III generatsiooni roosa kaltsiit kiirgab looduslikult kollakalt

---

* Ka Bleibergi maardlas on kaltsiidi ($01\bar{1}2$ ja $10\bar{1}0$) kombinatsioonid sagedased sfaleriidi saatjad (Kalb, 1928; Hödl, 1941).

ja keskmise intensiivsusega. Ergastatult annab väga tugeva kiirguse. Sellest võib järeldada, et roosa kaltsiit sisaldab kas vähem radioaktiivseid aineid või on palju noorem eelmisest (ei ole jõudnud veel looduslikult ergastuda).

IV generatsiooni puhas kaltsiit looduslikult ei kiirga. Ergastatult kiirgab väga tugevalt. Seega on looduslik ergastus väga nõrk. IV generatsiooni kaltsiit on eelmistest tunduvalt noorem või ei sisalda praktiliselt radioaktiivseid aineid.

Lasnamäe neis lõhedes, kus esineb horisontaalse dislokatsiooni jälgi — nihkeviirutusi, on viimased ikka püriit-II kooriku peal. Juhul, kui püriit-II on ära hõõrutud, esinevad nihkejäljed ka I generatsiooni kaltsiidil. Sellest selgub, et lõhe pidi eksisteerima enne horisontaalseid dislokatsioone. Samuti kristallusid kaltsiit-I ja püriit-II enne dislokatsiooni. Kaltsiit-II eraldus rahulikes tingimusis. Seega ei põhjustanud horisontaalsed surved lõhe teket, nagu arvavad R. Kaufmann ja C. Teichert, ega olnud ka samaaegsed polümetallide eraldumisega.

Lasnamäe lõhetäidete tundmaõppimine võimaldab teha järgmisi järeldusi: 1) kirdelõhed tekkisid suhteliselt varakult ja on ilma märgatavate survejälgedeta; 2) lõhed on jäänud «elavaiks» (avanenud korduvalt) vähemalt kuni sfaleriidi eraldumiseni; 3) paralleelselt vanade lõhede taasavanemisega tekkisid ka uued lõhed; 4) horisontaalsed liikumised ei põhjustanud lõhede teket, vaid nad toimusid piki varem esinenud lõhepindu; 5) lahuste iseloom muutus hüdrotermaalseks alles III generatsiooni kaltsiidi tekkimise ajal; 6) II ja IV generatsiooni kaltsiidi vanusevahe on märgatavalt suur.

Asjaolu, et kõik Eesti polümetallide leiukohad on seotud kirdesuunaliste lõhedega, sunnib oletama, et hüdrotermaalne maagistumine oli meil kõikjal enam-vähem üheaegne ja kogu Eesti alal toimus sel ajal intensiivne kirdesuunaliste lõhede taasavanemine.

Toetudes B. Assatkini ja teiste seisukohale, et põlevkivibasseinis ja Adavere—Navesti ümbruses toimus maagistumine siluri lõpul või devoni algul, tuleks ka Lasnamäe polümetallide, barüüdi ja kaltsiit-IV teket pidada varase devoni aegseks.

Sellega aga ei lõppenud veel tektoonilised liikumised. Tõenäoliselt tekib meil ka tänapäeval uusi lõhesid, kuid ikka juba olemasolevate lõhedega paralleelses suunas. Seda lubavad järeldada ka B. Dossi (1909) kogutud ajaloolised andmed meie alal esinenud maavärinate kohta. B. Doss seletas seismilisi ja nendega kaasnevaid akustilisi nähtusi paealuspõhjas olevate hiiglasuurte karstiõõnsuste sissevarisemistega. See on vähe usutav. On raske ette kujutada kümnetesse kilomeetritesse ulatuvate karstikoobaste langatumist üheaegselt, ilma et oleks märgata muutusi reljeefis.

Küll aga räägivad maavärinate levimissuunad ja iseloom B. Dossi kirjeldustes tõelistest tektoonilistest paealuspõhja mõranemistest, s. t. lõhede tekkest tänapäeval.

Nii nägime, et meie aluspõhja lõhed on kujunenud väga mitmesugustel aegadel, kusjuures nende peasuunad on aga jäänud samaks alates eelkambriumist kuni tänaseni. On raske ette kujutada maakoores tektoonilisi liikumisi ja pingeid, mille suunad ja mehaanika plaan on jäänud muutumatuks kogu geoloogilise mineviku vältel. Veel enam — samad peasuunad ilmnevad peaaegu kogu põhjapoolkera platvormidel. Nii võib konstateerida loode—kagu-, kirde—edela-, ida—lääne- ja põhja—lõuna-suunaliste lõhede valitsemist kogu Vene platvormil, Fennoskandias ja ka Põhja-Ameerika ning Siberi platvormil. Sellepärast peabki N. Šatski (1945) nende põhjuseks Maa pöörlemist oma telje ümber. Umbes samal seisukohal oli F. Lotze (1933) ja suurte murrangute selgitamisel V. Hain (1957).

Lähtudes R. Kaufmanni (1931) ja S. Bubnoffi (1931, 1954) seisukohtadest (vt. lk 7), mille järgi paleosoilisi lõhesid on determineerinud kristalse aluspõhja ürgsed disjunktiivsed rikked, tuleks otsida ka meie lõhede põhjust sügava aluspõhja ehituses.

Kahjuks on meil viimase kohta väga vähe otseseid andmeid, kuid ENSV TA Geoloogia Instituudis teostatud raskustungi ja maa magnetismi mõõtmised näitavad anomaaliate head kokkulangemist lõhede peasuundadega. See lubab oletada, et R. Kaufmanni seisukoht on maksev ka meie ala kohta.

Silmas pidades lõhede suundade ajalist ja eriti ruumilist püsivust, võib arvata, et meie kristalliinikumi lõhetektoonika sarnaneb üldjoontes Lõuna- ja Kesk-Soome tektoonilise plaaniga, õigemini, ta on viimase jätkuks meie alal.

Hea ja ülevaatliku kokkuvõtte Soome ala tektoonikast annab V. Tanner (1938). Tema ja paljude teiste autorite järgi valitseb Soome jõgede ja järvede kontuurjoontes NO- ja NW-suund. Need on peamiselt tektooniliste murrangute ja lõhede poolt määratud ja peegeldavad kaardipildis väga ülevaatlikult kogu Soome ala murrangutektoonikat. Kogu ala on tihedalt läbi lõigatud täisnurksete plokkide mosaiigiks. Kuigi osa plokke on hiljem uuesti liitunud, on suur osa neist jäänud liikuvaiks kuni tänaseni. Nii kirjeldab E. Hyyppä (1932) mõne tuhande aasta vanust 16 m amplituudiga murrangut Karjala maakitsusel.

Kõigi murrangute ja lõhede vanust ei ole veel suudetud selgitada, kuid on teada, et suurem osa neist on seotud kambriumieelsete soonte ja murrangutega. Hilisematele tektoonilistele survetele, ükskõik millises suunas nad mõju avaldasid, reageerisid jäigad plokid tervikuna juba piki olemasolevaid murrangupindu ja uusi lõhede suundi enam juurde ei tulnud.

Vanimaid murranguid seovad Soome autorid juba arhaikumi ürgmäestiku kurrutuste ja intrusioonidega. Hilisemaid liikumisi on kindlaks tehtud peaaegu kõikidest geoloogilistest ajastutest.

Ei ole põhjust kahelda, et see lõhetektoonika ühtlane plaan, mis haarab peaaegu kogu Fennoskandia, ulatub ka meie alale, määrates ära meie settekivimite lõhesüsteemides valitsevad suunad.

Suureamplituudilisi murrangliikumisi meie alal paleosoikumist peale tõenäoliselt esinenud ei ole. Ka Lõuna-Soome rannikuala on selles ajavahemikus olnud suhteliselt rahulik. Kuid pidevalt toimuvates kõikuvates liikumistes liigub ka meie alal sügavam aluspõhi ilmselt plokkide viisi, kusjuures võis esineda ka suuremaid nihkumisi.

Selline sügava aluspõhja suhteline liikumine antakse edasi habrastele lubjakividele läbi plastilise kambriumi liivakivide ja sinisavi kompleksi, mille mõjul liikumiste kontrastsus tasandatakse. Plokkide vahekohtadel, kus võiks oodata fleksuuritaolisi dislokatsioone, tekivad sujuvast painutusest rebenemislõhed paralleelselt plokkide servadele. Sellisele tekkeviisile vastab hästi ka meie lõhede eespool antud iseloomustus.

Tartu Riikliku Ülikooli
geoloogia kateeder

KIRJANDUS

Bekker, H., 1924. Devon Irboska ümbruses. Eesti loodusteaduse arhiiv X. Tartu.

Bubnoff, S., 1931. Zur Deutung des südbaltischen Kluftnetzes. Geol. Rundschau, Bd. 22.

Bubnoff, S., 1954. Abbildungstektonik.

Doss, B., 1909. Die historisch beglaubigten Einsturzbeben und seismischakustischen Phänomene der russischen Ostseeprovinz. Gerlands und Rudolphs Beiträge zur Geophysik, Bd. X.

Eichwald, E., 1840. Système silurien de l'Esthonie.

Giere, W., 1932. Morphologie der Estländischen Nordküste. Königsberg.

Helmersen, G., 1856. Über das langsame Emporsteigen der Ufer des Baltischen Meeres und die Wirkung der Wellen und des Eises auf dieselbe. Bull. Ac. Sc. St.-Peterbourg, I, t. XIV.

Hödl, A., 1941. Tracht und Paragenese des Kalkspates der Bleiberger Lagerstätte Carinthia, II, S. 131. Klagenfurt.

Hyyppä, E., 1932. Die postglazialen Niveauverschiebungen. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XIII, 2.

Kalb, G., 1928. Die Kristalltracht des Kalkspates in minerogenetischer Betrachtung. Centralbl. f. Miner. A.

Kaufmann, R., 1931. Die Klufttektonik des Kambrosilurs von Gotland, Öland und Kalmargebiet. Geol. Rundschau, Bd. 22.

Lotze, F., 1933. Zur Erklärung der tektonischen Klüfte. Zentralbl. f. Geol. und Miner, Nr. 4.

Martinsson, A., 1956. Neue Funde kambrischer Gänge und ordovizischer Geschiebe im südwestlichen Finnland. Publ. fr. the Pal. Inst. of the Univ. of Upsala, Nr. 8.

Parker, Y. M., 1942. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 53.
Stille, H., 1925. Rheinische Gebirgsbildung in Kristianiagebiet und in W.-Deutschland. Abh. d. Preuss. Geol. Landesamt., N. F. 95.
Tammekann, A., 1926. Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes. Acta et Comm. Univ. Dorpatensis, A. IX, 7.
Tanner, V., 1938. Die Oberflächengestaltung Finnlands. Bidrag till kännedom af Finlands Natur och Folk, 86. Helsinki.
Teichert, C., 1927. Klufttektonik der Cambro-silurischen Schichtentafel Estlands. Geol. Rundschau, Bd. 18.
Асаткин Б. П., 1938. Гдовские дислокации (Ленинградская область). Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 14.
Газизов М. С., 1954. Карстовые явления на эстонском месторождении горючих сланцев и влияние их на горно-технические условия эксплуатации и обводненость шахт. Диссертация. Ленингр. горн. инст.
Гатальский М. А., 1948. Гидрология и карст прибалтийского сланцевого бассейна и роль их при разработке горючих сланцев. Л.
Новикова А. С., 1951. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
Оффман П. Е., 1945. Основные черты структуры Среднего Тимана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XX (5—6).
Пермяков Е. Н., 1949. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. М.
Усов. М. А., 1940. Структурная геология.
Хайн В. Е., 1957. Некоторые основные вопросы современной геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
Шатский Н. С., 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат. познстроения СССР, нов. сер., вып. 2(6), МОИП.

К ГЕНЕЗИСУ ТРЕЩИНОВАТОСТИ КОРЕННЫХ ПОРОД ЭСТОНИИ

Э. МЭЛС

Резюме

В статье дается краткая характеристика трещиноватости коренных пород Эстонии. На основе изучения минеральных ассоциаций выполнений полостей выясняется, что направление тектонических трещин не связано с их возрастом, а предопределено древними разрывными нарушениями в кристаллическом фундаменте. Расширение полостей произошло в течение нескольких циклов, которые характеризуются определенной ассоциацией минералов.

Кафедра геологии
Тартуского государственного
университета

THE GENESIS OF JOINTS IN ESTONIAN BEDROCKS

E. MÖLS

Summary

A brief characterisation is given of the joints in Estonian palaeozoic bedrocks. Basing himself on the character of the joint fillings and mineral associations, the author comes to the conclusion that the directions followed by the tectonical joints do not depend on their age, but are determined by faults and dislocations in the fractured Pre-Cambrian bedrock.

The opening and filling of the joints took place in several cycles, which are characterised by different mineral associations.

State University of Tartu,
Chair of Geology

DISKONTINUITEEDIPINNAD VOLHOVI JA KUNDA LADEMES

K. ORVIKU

Diskontinuiteedipinnad on kihipinnad, millede ehitus kõneleb selgelt settimise katkemisest selles settimisbasseinis, kus kujunesid diskontinuiteedipindadega settekivimid. Seega võiks neid pindu nimetada ka settimise katkestuspindadeks.

A. Kupffer (1870) ja V. Lamansky (Ламанский, 1905) esitavad mõningaid andmeid Eesti ordoviitsiumi volhovi lademe diskontinuiteedipindade kohta, hiljem ei ole aga nende ehitusele, tekkimistingimustele ja stratigraafilisele tähtsusele tähelepanu pööratud. Asudes 1923. aastal Põhja-Eesti paekalda lubjakivide geoloogiat uurima, oli autoril üheks eesmärgiks diskontinuiteedipindade lähem tundmaõppimine. Selleks andsid omal ajal tõuke A. Heimi tööd (1924 jt.). Juba 1927. aastal (Orviku, 1927) juhiti tähelepanu diskontinuiteedipinnale kunda ja aseri lademe piiril Ida-Eestis, mis paistis silma oma püsivate tunnustega ja ulatusliku esinemise tõttu osutus stratigraafiliseks juhtpinnaks. Kolmekümnendatel aastatel jätkunud uurimistel selgus rida seaduspärasusi volhovi, kunda, aseri, lasnamäe ja uhaku lademe diskontinuiteedipindade ehituses, samuti osutusid mitmed neist stratigraafiliselt kasutatavaiks. 1940. aastal oli autoril (Orviku, 1940) võimalus kirjeldada aseri, lasnamäe ja uhaku lademe diskontinuiteedipindu. Vahepeal on teised uurijad välja selgitanud stratigraafiliselt tähtsaid diskontinuiteedipindu meie teistes lademetes, kuid nende lähemat kirjeldust pole antud. Alljärgnevalt tuuakse esialgseid andmeid volhovi ja kunda lademe diskontinuiteedipindade kohta: nimetatud lademetes esineb neid rohkesti, nad on mitmesuguse ehitusega ning mõned neist on stratigraafiliselt tähtsad.

Diskontinuiteedipind ehk settimise katkestuspind on kas konarlik või tasane kihipind, mis eraldab lamavat kihti lasuvast. Viimased erinevad teineteisest suuremal või vähemal määral kivimiliselt. Meil esinevad katkestuspinnad eranditult lubjakivides. Kihipinna värvus erineb lamava ja lasuva kivimi värvusest. Lamav kivim on temasse kuni mõne sentimeetri ulatuses tunginud raua- ja fosfaat-

setest ühenditest tumedavärviline, roostepruun või violetjashall. See impregnatsioonivöönd ja ka pinna konarlikkus kõnelevad omaaegse veekogu hüdrokeemilisest mõjust varasemale settele: katkes lubimuda settimine, juba settinud lubimuda oli teatud määrani tihenenud ning muutunud hüdrokeemilise režiimi tingimustes algas nüüd varem settinud lubisette lahustumine. Varem settinud kivimisse immitses suurema või väiksema sügavuseni lahustena uusi aineid, mis sadestudes põhjustasidki impregnatsioonivööndi tekkimise.

Tasastel diskontinuiteedipindadel esineb mitmesuguseid elujälgi: puurivate loomakeste augukesi, mudasse kaevuvate ja mudas uuristavate loomade õnarusi ja käike. Need kõnelevad sellest, et lamav kivim oli niivõrd tihenenud, et temas leidsid endale sobiva elukeskkonna mitmesugused puurivad, kaevuvad ja uuristavad loomad. Puurivate loomade jälgedest võib järeldada, et lamav kivim oli juba küllalt kõvaks kiviks muutunud. Nimetatud elujäljed näitavad ka seda, et neid kujundanud organismide eluajal uut settimist ei toimunud. Puurivate, kaevuvate ja uuristavate loomade augukesed ja käigud on hiljem, settimise taasalgamisel täitunud settega, mis erineb varem tekkinud kivimist, moodustab tavaliselt aga lahutamatu osa lasuva kihi kivimist. Ehtsate veeriste esinemine suuremal või vähemal määral augukeste, õnaruste ja käikude täiteaineses ning samuti ka lasuvas kihis näitab, et tasaste diskontinuiteedipindade tekkimisel osalesid peale hüdrokeemiliste tegurite ja organismide ka veel hüdrodünaamilised tegurid — lainetus ja hoovused.

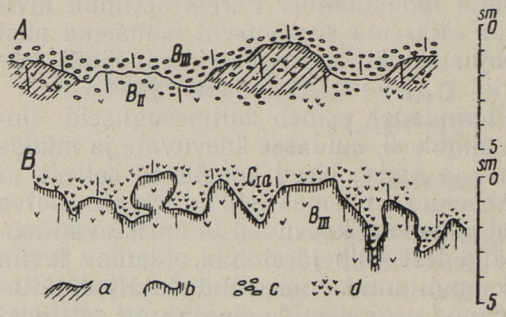
Katkestuspindade üldine ehitus kõneleb nende tekkimisest veealuses ruumis. Arvestades diskontinuiteedipindade esinemise iseloomu kihtides tervikuna, selgub, et nende tekkimine osutab üldiselt vee sügavuse vähenemisele omaaegse settimisruumi piirides, mille põhjuseks oli maakoore tektooniline kerkimine. Maakoore aeglase vajumise perioodil toimus samas settimisruumis settimine üldiselt sügavamaveelistes tingimustes. Seega kõneleb sagedane katkestuspindade esinemine ühes või teises kihistikus selgelt settimistingimuste korduvast muutumisest nii kõikuvate liikumiste kui ka settimisruumis esinenud hüdrodünaamiliste ja hüdrokeemiliste tegurite ning organismide tegevuse vaheldumise tõttu.

Järgnevalt esitatakse mõned näited volhovi ja kunda lademe kihistike (Орвику, 1958) diskontinuiteedipindadest.

Volhovi ja kunda lademe kihistikes leidub rohkesti konarlikke diskontinuiteedipindu (1. joon., A), millede pealispind ja selle all lamava kihi ülemine osa on suurema või väiksema sügavuseni roostepruunid. See rauaühendeist impregneeritud lamava kivimi vöönd, seotuna konarliku katkestuspinnaga, on paljandeis oma ereda värvuse tõttu kergesti jälgitav. Lähemal vaatlemisel selgub, et mitte

Eesti NSV Teaduslik Raamatukogu

alati ei ole impregnatsioonivööndi alumine, üleminekuline piir rööpne katkestuspinnaga. See näitab, et konarliku pinna tekkimine varem settinud ainese osalise lahustumise tagajärjel ja uute ühendite immitsemine varem settinud ainesesse võis toimuda erinevatel aegadel.



1. joon. A — Konarjas diskontinuiteedipind volhovi (B_{II}) ja kunda (B_{III}) lademe piiril Purtses. Lamava kivimi ülemine osa esineb katkendliku, rauaühendeist roostepruuni impregnatsioonivööndina (*a*). B — konarjas diskontinuiteedipind kunda (B_{III}) ja aseri ($C_{I}a$) lademe piiril Jägalas. Lamava kivimi ülemine osa esineb pideva, fosfaatühendeist violetjashalli impregnatsioonivööndina (*b*); *c* — roostepruunid raudooiidid, *d* — rohelised glaukoniiditerad.

Konarlik, roostepruuni impregnatsioonivööndiga diskontinuiteedipind iseloomustab volhovi ja kunda lademe vahelist piiri Narvast Iruni. Kohati leidub sellel katkestuspinnal lasuvas kunda lademe lubjakivis ebakorrapärase kujuga roostepruune veeriseid. Need veerised kujutavad endast lamava kihi tükke, mille vesi on katkestuspinna konaruste küljest lahti murdnud ja vaid vähe ümber paigutanud. Nad kõnelevad sellest, et konarlike katkestuspindade tekkimisel võisid peale hüdrokeemiliste tegurite ajuti mõjuda ka hüdrodünaamilised tegurid.

Ka kunda ja aseri lademe vahelist piiri Narvast Tallinna ümbruseni iseloomustab konarlik, roostepruuni impregnatsioonivööndiga diskontinuiteedipind. Seda katkestuspinda on üksikasjalikult juba varem kirjeldatud (Orviku, 1940). Talle on iseloomulik õhukesekihilise kooriku sage esinemine. Selle pinnaga on seotud mitmes kohas lamavas kihis kuni 10 cm sügavuseni ulatuvad uuristavate loomade looklevad käigud, mis ehituselt on *Balanoglossites*-tüüpi.

Mõlemad nimetatud katkestuspinnad, esinedes lademe piiril ja olles kindlate, suurtel aladel püsivate tunnustega, on paljandites ja puursüdamikel kergesti äratuntavad ja stratigraafiliselt tähtsad.

Konarlikud roostepruuni impregnatsioonivööndiga katkestuspinnad on iseloomulikud samuti volhovi lademe telinõmme kihistikule ($B_{II}\beta T$), neid leidub ka sama lademe Saka kihistikus ($B_{II}\alpha S$) ja mujal. Siin ei ole nad aga nii suure stratigraafilise tähtsusega kui varem nimetatud konarlikud katkestuspinnad.

Konarlike katkestuspindadega seoses olev lamava kihi ülemine

osa võib olla violetjashall. Niisuguse värvusega vöönd kõneleb sellest, et katkestuspinna tekkimise ajal immitses lamavasse kihti fosfaatseid ühendeid. Sellelaadne on näiteks kunda ja aseri ladet eraldav konarlik diskontinuiteedipind Tallinna ümbruses (1. joon., B). Joonisest nähtub hästi, et kogu katkestuspinna ulatuses on fosfaatse ainese immitsemine olnud ühtlane, kuid ei ole ulatunud kuigi sügavale lamavasse kivimisse.

Eriti iseloomulikud on fosfaatse impregnatsioonivööndiga konarlikud katkestuspinnad volhovi lademe lahepere kihistikule ($B_{II\gamma}L$) seal, kus see kihistik on ainult mõne sentimeetri paksune (kihistiku levikuvöötme kagupoolses osas): siin leidub tihedalt üksteisele järgnevaid ja üksteisega osalt lõikuvaid violetjaid katkestuspindu.

Esineb ka niisuguseid konarlikke diskontinuiteedipindu, milledega seoses olevasse lamavasse kivimisse on immitsenud väävelrauda (püriiti), mistõttu impregnatsioonivöönd on mustjashall kuni must. Näiteks võib tuua kunda lademe osmussaare kihistiku ($B_{III\gamma}O$) Osmussaarelt, kus nimetatud kihistik esineb vaid mõne sentimeetri paksuse liivalubjakivina. Viimases leidub mitu musta püriitse impregnatsioonivööndiga konarlikku diskontinuiteedipinda.

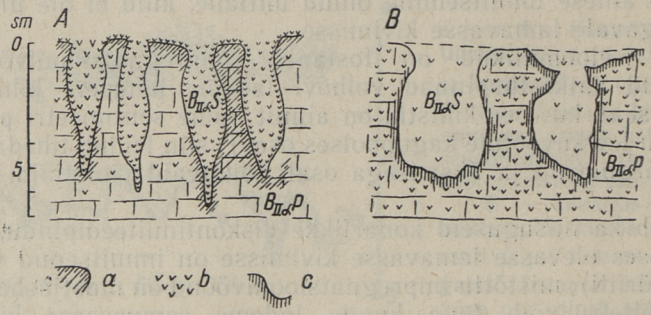
Eespool öeldu näitab juba küllalt selgesti, et volhovi ja kunda lademe kihistikes leidub konarlikke diskontinuiteedipindu, mis oma kujult ja impregnatsioonivööndite iseloomult on kindlailmelise omapäraga ning tavaliselt kasutatavate litoloogiliste ja paleontoloogiliste tunnuste kõrval aitavad uuritavaid kihte mitmeti täielikumalt kirjeldada, tõstavad esile setete tekkimistingimuste uusi külgi omaaegses settimisruumis ning hõlbustavad kihtide stratigraafilist jaotamist kihistikeks, vöödeks ja lademeteks.

Sedasama võib öelda ka tasaste diskontinuiteedipindade kohta, millede iseloomustamiseks esitatakse järgnevalt mõned näited.

Omapärasusega on juba varem silma torganud tasane katkestuspind volhovi lademe päite ($B_{II\alpha}P$) ja saka ($B_{II\alpha}S$) kihistiku piiril. Esimesena kujutas seda pinda joonisel A. Kupffer (1870). Teda mainivad ka teised uurijad (Ламанский, 1905; Вишняков и Геккер, 1937 jt.). See katkestuspind on tavaliselt kaetud õige väikeste roheliste glaukoniiditeradega ja on selle tõttu värvuselt roheline. Ida-Eestis esineb selle katkestuspinnaga seotud lamavas kihis roostepruun impregnatsioonivöönd, Lääne-Eestis aga tavaliselt fosfaatne violetjashall impregnatsioonivöönd.

Selle katkestuspinnaga seotult esineb omapäraseid kaevuvate organismide õnarusi (2. joon.), mis ulatuvad 5—6 cm sügavuseni lamavasse kivimisse. Need kaeveõnarused on ümmarguse läbilõikega. Kihi püstpindadel on väga hästi nähtav nende kuju: nad on koonusekujulised, alumises osas peenemad, ülemises osas aga ahenenud kaelaga, kuna ava uuesti laieneb (2. joon., A). Kuna need

kaeveõnarused mitmeti vanade roomlaste amforaid meenutavad, siis on otstarbekohane nimetada neid amforakujulisteks kaeveõnarusteks. Need omaaegsed kaeveõnarused on täidetud lasuva kihi kivimmaterjaliga, kusjuures õnaruste pind nagu tasane katkestus-



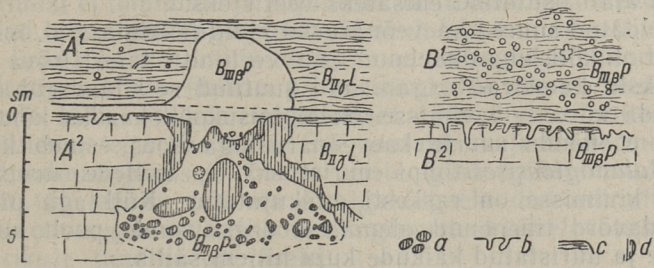
2. joon. A — Tasane diskontinuiteedipind päite ($B_{II}\alpha P$) ja saka ($B_{II}\alpha S$) kihistiku piiril Künnapõhjas. Lamava kihi kivimis esineb püstisi saledaid amforakujulisi organismide kaeveõnarusi, mis on täidetud lasuva kihi kivimiga. Lamavas kivimis esineb katkendlik rauaühendeist roostepruun impregnatsioonivöönd (*a*). Nii katkestuspinna pealispind kui ka õnaruste pind on kaetud roheliste glaukoniiditeradega (*b*).
B — Tasane diskontinuiteedipind päite ($B_{II}\alpha P$) ja saka ($B_{II}\alpha S$) kihistiku piiril Väike-Pakri saarel. Lamava kihi kivimis esineb püstisi laiu amforakujulisi organismide kaeveõnarusi, mis on täidetud lasuva kihi kivimiga. Lamavas kivimis esineb pidev fosfaatne violetjashall impregnatsioonivöönd (*c*).

pindki on kaetud peeneteralise glaukoniidiga, mistõttu kihi murdpindadel nähtuvad kivimiga täidetud õnarused roheliste püstakutena. Nii neid ka nimetatakse, kihti aga, milles nad esinevad, nimetatakse püstakkihiks. Ida-Eestis on need kaeveõnarused õige kitsad (2. joon., A), kuid Tallinna ümbruses ja lääne pool leidub seoses sama katkestuspinnaga laiemaid õnarusi (2. joon., B). Ka viimasel juhul on hästi jälgitav nende kitsas, ahenenud ülemine osa ja laienenud ava.

Kirjeldatud amforakujulised õnarused on kahtlematult tekkinud omal ajal kõvenevasse settemudasse kaevunud organismide elutegevuse tagajärjel tingimustes, kus setet ei kuhjunud ja varem tekkinud sete allus lahustumisele ning liikuva vee mõjustusele. Vee liikuvusest kõneleb ka konglomeraat, mis Tallinnast lääne suunas esineb kohati vahetult kirjeldatud katkestuspinna peal. Seda oma-

pärast katkestuspinda päite ja saka kihistiku piiril võib meil leida kogu volhovi lademe avamuse ulatuses ning ta on suure stratigraafilise tähtsusega.

Amforakujulisi kaeveõnarusi, kuid veel palju suuremaid, leidub kunda lademe pakri kihistiku ($B_{III}\beta P$) piirides lademe avamuse lääneosas alates Jägala ümbrusest. Sellel alal on pakri kihistiku nii alumiseks kui ka ülemiseks piiriks tasane mustjashall katkestuspind, lamava kihi ülemises osas esineb aga kitsas mustjashall impregnatsioonivöönd. Sellelaadseid tasaseid katkestuspindu leidub ka kihistikus eneses, näiteks Jägala murrus. Seoses nende tumedate tasaste katkestuspindadega esinebki suuri kaeveõnarusi,



3. joon. A — Tasane mustjashall diskontinuiteedipind pealtvaates (A^1) ja külgvaates (A^2) lahepere ($B_{II}\gamma L$) ja pakri ($B_{III}\beta P$) kihistiku piiril Tallinnas («Uus Kalev»). Lamava kihi kivimis on suuri, õige laiu amforakujulisi organismide kaeveõnarusi, mis on täidetud lasuva kihi kivimiga, milles õnaruste piirides leidub rohkesti fosfaatse impregnatsiooniga veeriseid (*a*). Lamavas kivimis leidub ka peenikesi *Trypanites*-tüüpi organismide puuraugukesi (*b*); *c* — mustjashall impregnatsioonivöönd, *d* — violetjashall impregnatsioon.
B — Tasane mustjashall diskontinuiteedipind pealtvaates (B^1) ja külgvaates (B^2) pakri kihistikus ($B_{III}\beta P$) Jägalas. Lamava kihi kivimis rohkesti organismide peenikesi *Trypanites*-tüüpi puuraugukesi, mis osalt sedavõrd lähestikku asuvad, et üksteisega lõikuvad.

mis on täidetud lasuva kihi kivimiga ja milles leidub kohati rohkem, kohati vähem mitmesuguse suurusega fosfaatse impregnatsiooniga veeriseid (3. joon., A). Tavaliselt on nendel õnarustel samuti kitsam kael, millest allapoole õnarus laieneb, ka õnaruse ava on laiem. Arvestades õnaruste suurust ning mõõdete vahekorda, võime siin kõnelda amforakujuliste kaeveõnaruste kolmandast tüübist.

Õnaruste täite ülemises osas (3. joon., A) on näha veel üks fosfaatse impregnatsioonivööndiga diskontinuiteedipind, mis kõneleb sellest, et peale õnaruse täitumist kivimainesega toimus settimise

katkemine, mille vältel tekkis nimetatud katkestuspind. Alles selle järel algas settimine uuesti. See on üks paljudest näidetest selle kohta, et tasaste diskontinuiteedipindade ja nendega seotud elujälgede tekkimise vältel võis ajuti esineda ka settimine, mis aga peatselt jälle katkes.

Ehtsate veeriste esinemine nende õnaruste täitekivimis kõneleb eriti selgesti sellest, et vähemalt sel ajal, kui õnarused täitusid kivimainesega, oli vee liikumine niivõrd tugev, et suutis kohale kanda veeriseid. Veerised on hästi kulunud, siledapinnalised ning moodustunud vanemaist kivimeist kui on kivim, milles nad esinevad. Üldse tuleb märkida, et volhovi ja kunda lademe kihtide veerised on alati osutunud ehtsateks veeristeks.

Kirjeldatud suured kaeveõnarused pidid tekkima ajal, millal lamav kiht oli küll juba tihenenud, kuid veel mitte täiesti kõva — vaevalt oleksid kaevuvad organismid suutnud sellelaadseid õnarusi kujundada kõvasse kivimisse. Selle seisukoha kasuks kõneleb ka asjaolu, et nende suurte kaeveõnarustega koos esineb küllaltki pikki *Balanoglossites*-tüüpi uuristuskäike, millede uuristamine kõvasse kivimisse on raskesti ettekujutatav. Küll aga pidi sete juba sedavõrd tihenenud olema, et organismide poolt kaevatud õnaruste ja uuristatud käikude kuju hiljem säilis.

Seoses tumedate tasapinnaliste diskontinuiteedipindadega leidub kohati suurel arvul õige peenikesi ja lühikesi, enamasti püstisi *Trypanites*-tüüpi puuraugukesi (3. joon., B), mille puurivad organismid kujundasid omal ajal kahtlemata juba tugevasti kivinenud settesse. Neid on leitud suurel arvul ka volhovi ja kunda lademe kihtide mõnedel lapikutel veeristel, mis omakorda kõneleb selle kasuks, et *Trypanites*-tüüpi augukesi puurisid organismid kõvasse kivimisse.

Mõne lapiku veerise mõlemal küljel leidub rohkesti väikesi puuraugukesi, mis kõneleb sellest, et liikuv vesi on veerise omal ajal kindlasti ümber pööranud. Ainult viimast asjaolu arvestades on arusaadav, miks puuraugukesed esinevad veerise mõlemal küljel.

Käesolevas ei ole võimalik diskontinuiteedipindu üksikasjalikumalt kirjeldada. Kuid esitatud andmed näitavad küllalt selgelt, et diskontinuiteedipindade tundmaõppimine võimaldab saada kujutluse keskkonnatingimustest omaaegses settimisbasseinis, mis ei ole võimalik kivimite ja neis leiduvate kivististe tundmaõppimise teel.

Diskontinuiteedipinnad kõnelevad neist lühematest ja pikematest ajalõikudest, mille vältel settimiskeskkonnas ühel või teisel põhjusel settimine katkes ning toimus varem settinud kivimainese tihenemine, tema osaline lahustumine, ühtede või teiste lahustunud ainete immitsemine settesse ning lahtiste osakeste ärakandmine tema pinnalt liikuva vee poolt. Kõik need nähtused osutavad teist-

sugustele hüdrokeemilistele ja hüdrodünaamilistele keskkonnatingimustele omaaegses settimisbasseinis, kui olid tingimused, mis valitsesid samas kohas settimise ajal.

Diskontinuiteedipindade ehituse üksikasjalik tundmaõppimine on näidanud, et teatud diskontinuiteedipinna tekkimise ajal võisid keskkonnatingimused samuti muutuda ja vahelduda. Vastavalt sellele on diskontinuiteedipinnad kujunenud väga mitmesuguselt ning nende ehituses on erinevusi, mida tuleb hoolega silmas pidada.

Diskontinuiteedipindadega on tihedalt seotud mitmesugused elujäljed, mis kõnelevad kaevuvate, uuristavate ja puurivate organismide elutegevusest neile elamiseks sobivas merepõhjas sel ajal, kui settimist ei toimunud ja kujunesid välja diskontinuiteedipinnad. Vastavad organismid aga puudusid seal, kus toimus settimine.

Kui lisada, et diskontinuiteedipinnad on sagedasti suure tähtsusega stratigraafiliste ühikute piiritlemisel, siis täieneb veelgi nende küsimuste hulk, millede selgitamisel võib diskontinuiteedipindu heade tulemustega kasutada. See osutabki vajadusele meie aluspõhja tundmaõppimisel rööbiti teiste geoloogiliste uurimistega pidevalt tähelepanu pöörata ka igakülgsele diskontinuiteedipindade kui omaaegsetest keskkonnatingimustest kõnelevate geoloogiliste ürikute tundmaõppimisele.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

KIRJANDUS

Heim, A., 1924. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geologische Rundschau, Bd. 15.

Kupffer, A., 1870. Ueber die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. Archiv für die Naturk. Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser. I, Bd. 5.

Orviku, K., 1927. Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti. I. Acta et Comm. Univ. Tartuensis (Dorpatensis), A. XI, 6.

Orviku, K., 1940. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium, Estland) I. Acta et Comm. Univ. Tartuensis (Dorpatensis), A. XXXVI, 1.

Вишняков С. Г. и Геккер Р. Ф., 1937. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области. ЦНИГРИ, Юбилейный сборник к 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова.

Ламанский В. В., 1905. Древнейшие слои силурийских отложений России. Труды Геол. Ком., нов. сер., вып. 20.

Орвику К. К., 1958. О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти академика Ф. Б. Шмидта. Инст. геол. АН ЭстССР.

ПОВЕРХНОСТИ ПЕРЕРЫВА В ВОЛХОВСКОМ И КУНДАСКОМ ГОРИЗОНТАХ (ОРДОВИК, ЭСТОНИЯ)

К. ОРВИКУ

Резюме

В статье дается краткая предварительная характеристика неровных и ровных поверхностей перерыва, образовавшихся вследствие изменения гидрохимических и гидродинамических условий в бывшем морском бассейне. Образование поверхностей перерыва связано с подводной средой, с условиями уменьшения глубины воды вследствие тектонического поднятия дна бассейна. С поверхностями перерыва непосредственно связаны местами гальки, свидетельствующие о достаточно интенсивном движении воды на дне моря в период образования поверхностей перерыва. Непосредственно с поверхностями перерыва связан и ряд следов жизни: ходы роющих животных типа *Balanoglossites*, три типа амфорообразных норок зарывающихся животных и норки сверлящих животных типа *Trypanites*. Вследствие того, что поверхности перерыва имеют характерные черты, прослеживаемые на больших пространствах, они хорошо используемы в качестве границ стратиграфических единиц — пачек, подгоризонтов и горизонтов.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

SURFACES OF DISCONTINUITIES IN THE VOLKHOV AND KUNDA STAGES (ESTONIAN ORDOVICIAN)

K. ORVIKU

Summary

A brief provisional characterisation is given of even and uneven surfaces of discontinuities, produced by changes in hydrochemical and hydrodynamic conditions in the former marine basin. The formation of the surfaces of such discontinuities is conditioned by the submarine environment, but in circumstances where the depth of the water has been gradually diminished as a result of the tectonic uplift of the sea bottom. In certain localities, the surfaces of

discontinuities are associated with shingle, which provides evidence of the relatively intense motion of the water at the sea bottom during the period of their formation. The surfaces invariably bear traces of life: channels left by digging animals such as the *Balanoglossites*, three types of amphora-shaped holes made by animals that have dug themselves into the rock, and the burrows of boring animals of the *Trypanites* type. Since the surfaces of such discontinuities possess characteristic features which are observable over large distances, they are of great assistance in determining the boundaries of stratigraphical units — members, substages and stages.

Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology

RAIKKÜLA LADEME KARBONAATSETE KIVIMITE TEKSTUURID JA STRUKTUURID SETTIMISTINGIMUSTE KAJASTAJATENA

E. JÜRGENSON

Kivimite lähemal tundmaõppimisel, olgu need siis tard- või settekivimid, pööratakse esmajoones tähelepanu tekstuuridele ja struktuuridele. Mida mitmekesisem on kivimi koostis, seda vahelduvamad on ka temas esinevad tekstuurid ja struktuurid. Kivimit moodustavate osakeste ruumiline paigutus, mida tunneme kui tekstuuri; nende osakeste suurus, kuju ja hulgaline vahekord ehk struktuur on kivimi koostise kõrval peamisteks tähisteks, mis aitavad orienteeruda kivimi kujunemistingimuste väljaselgitamisel.

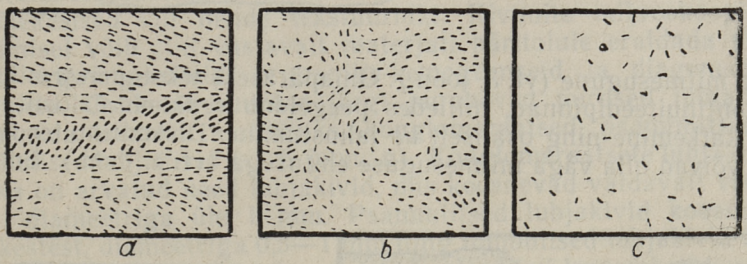
Eesti NSV aluspõhja moodustavates settekivimites kohtame väga mitmesuguseid tekstuure ja struktuure. On kivimeid, näiteks mõningad kihid sinisavi lontova lademes ning lubjakive jõhvi, lasnamäe jt. lademetes, mis tekstuuri ja struktuuri poolest on väga ühtlased. Enamik kambriumi ja devoni purdseid kivimeid (liivakivid, savid, merglid) on aga kõige mitmekesisemate tekstuuride ja struktuuridega. Ka karbonaatsetes kivimites võivad esineda väga omapärased tekstuurid ja struktuurid. Üheks huvitavamaks kihtide kompleksiks on selles suhtes raikküla lade alamsilurist.

Raikküla lademe mitmekesised ja omapärase ilmega karbonaatsed kivimid on äratanud tähelepanu juba ammu. Esimesi raikküla lademe karbonaatsete kivimite litoloogilisi kirjeldusi leiame 1854. a. ilmunud A. G. Schrenki töös (Schrenk, 1854). Autor märgib siin konglomeraatseid lubjakive ehk, nagu ta nimetab, bretšalaadseid lubjakive Pusku murrust Haapsalu lähedalt, mis tema arvates tekkisid madalaveelises settimisbasseinis.

Järgnevalt on raikküla lademe karbonaatseid kivimeid kirjeldanud mitmed uurijad, nagu Fr. Schmidt (1858) ja C. Teichert (1928). Eriti põhjalikult käsitleb raikküla lademe karbonaatsete kivimite struktuure oma töödes E. Rosenstein (1940). Viimase kümne aasta jooksul on raikküla lademe kivimite struktuuride ja tekstuuride kohta ilmunud andmeid mitmete autorite, nagu A. Oraspõllu, S. Jõe, A. Siitami ja A. Miideli töödes.

Millised on siis raikküla lademe karbonaatseis kivimeis esinevad tekstuurid ja struktuurid?

Kõigepealt tekstuuridest. Raikküla lademe karbonaatsete kivimite makroskoopilisel uurimisel torkab silma kolm peamist tekstuuride rühma: 1) kihilised, 2) kihipindadel esinevad ja 3) organismide tegevuse tagajärjel tekkinud tekstuurid. Peaaegu kõikides karbonaatsetes kivimites esineb suuremal või vähemal määral väljakujunenud kihilisus. Erandiks on juhud, kus see kivimi hilisemal dolomiidistumisel on kustunud. Kihilisus võib olla kas horisontaalne, fluidaalne, korrapäratu, kallak, lainjas või põimne. Mida jämedateralisem on kivimmaterjal, seda paremini ilmneb kihilisus. Väga hästi on kihilisus jälgitav merglistes vahekihtides. Kihilisuse põhjuseks võivad olla vahelduva terasuurusega materjalid, mitmesugused lisandid, nagu savi, püriit, organismide skeletid jne. Raikküla lademe avamusalal ja sellest lõuna pool on kõige enam levinud korrapäratu kihilisusega kivimid. Põimkihilised tekstuurid esinevad peamiselt lubjakivides ja dolomiitsetes lubjakivides Haapsalust lõuna pool (Pusku, Matsuküla murrud), samuti mõningais dolomiitsetes lubjakivides Haimre ümbruses (vt. 1 joon.). Lainjat,



1. joon. Kolm põhilist kihilisuse tüüpi: *a* — põimne, *b* — fluidaalne, *c* — korrapäratu.

fluidaalset ning kallakut kihilisust võib konstateerida eelkõige merglistes vahekihtides. Kallakut kihilisust esineb samuti mõningais konglomeraatsetes ja tombulistes kihtides, kus see on tingitud veeriste ja tompude vastavast orientatsioonist.

Kihipindade tekstuuridest esineb raikküla lademe karbonaatsetes kivimites virgmärke, kuivuslõhesid, sünereesi- ehk kristalliseerumislõhesid ning rõhujälgi. Kuna viimased kaks ei ole otseselt seotud sedimentatsiooniga, siis antud juhul neil pikemalt ei peatuta. Virgmärke on seni teada kahest murrust — Puskust ja Haimrest. Nad on võrdlemisi lamedad: Haimre murrus on üksiku vire amplituud alla 0,5 cm ja laius 1—2 cm. Pusku murrus esinevad vired on ulatuslikumad — amplituudiga 1—3 cm ja laiusega kuni 15 cm

(vt. 2. joon.). Kuivuslõhed esinevad peamiselt Pusku, Haimre ja Kalana lubjakivides. Nagu virgmärgidki esinevad nad savikamatel kihipindadel. Lõhede laius on enamasti 1—2 mm, pikkus ja kuju

2. joon. Virgmärgid savika lubjakivi pinnal, ristlõikes näha lainjas kihilisus (proov Haimrest).

3. joon. Kuivuslõhed savika lubjakivi pinnal (proov Kalanast).

väga mitmesugune (vt. 3. joon.). Omapäraseks tekstuurivormiks on diskontinuiteedipinnad, milledes peegeldub sedimentatsiooni ajutine katkemine ning osaliselt ka lahustumine. Diskontinuiteedipinnad võivad olla väga mitmesuguse ehitusega (vt. 4. joon.). Enami-

4. joon. Mitmesuguseid diskontinuiteedipindu raikküla lademest. II-l ja III-l diskontinuiteedipinnal lasuv kivim sisaldab veeriseid.

5. joon. Peeneteralise püriidiga ääristatud käigud raikküla lademe peitkristallilises lubjakivis (proov Riidakust).

kul juhtudest kaasneb nendega kas püriidi või hüdrohematiidi impregnatsioon. Sellised pinnad levivad harilikult laialdasemal alal. Neid esineb raikküla lademe alumises osas Pusku, Matsuküla ja Sepaküla murrus, lademe keskmise ja ülemise vöö piiril Äiamaa, Sulustvere ja Kursi puuraukudes ning lademe ülemises vöös Tori ja Pärnu puuraukudes.

Organismide tegevuse tagajärjel tekkinud tekstuuridest esineb raikküla lademe mikro- ning peitkristallilistes lubjakivides käigukesi, mille on arvatavasti uuristanud kaevuvad organismid ning mis annavad kivimile omapärase kirju ilme (vt. 5. joon.). Harilikult on käigukesed täidetud heledama materjaliga ning piiratud kas mikrokristalse püriidi või hüdrohematiidiga. Kohati esineb käigukesi ka merglistes vahekihtides, kus nad eralduvad peamiselt täitematerjali erineva värvuse poolest. Lubjakivides puudub käigukestel igasugune korrapärane orientatsioon, merglistes vahekihtides on see aga sageli horisontaalne, paralleelne üldise kihilisusega. Selliseid organismide tegevuse tagajärjel tekkinud tekstuure kohtame raikküla lademes väga mitmel pool, näiteks Leevre murrus, Riidaku murdudes ning paljudes puuraukudes peamiselt lademe keskmises vöös.

Raikküla lademe karbonaatsete kivimite struktuurid on sama mitmekesised kui nende tekstuuridki. Kivimite mikroskoopilisel uurimisel võib siin vastavalt materjali päritolule eraldada purdseid, organogeenseid, orgaanilis-kemogeenseid ja diageneetilisi kivimeid. Osakeste suuruse järgi jagunevad purdsed lubjakivid omakorda kolmeks alatüübiks: konglomeraatsed, psammiitsed ja tombulised lubjakivid (vt. 6. joon., *a*). Konglomeraatsete lubjakivide hulka on arvatud need lubjakivid, mis koosnevad valdavalt veeristest, diameetriga üle 1 mm. Psammiitsed lubjakivid koosnevad osakestest, diameetriga 0,5—1 mm ning tombulised lubjakivid terakestest, suurusega alla 0,5 mm. Nii veerised kui ka tombud koosne-

6. joon. Mõningaid raikküla lademe karbonaatsete kivimite struktuurituüpe: *a* — purdne, *b* — organogeenne (detriitne) ja *c* — orgaanilis-kemogeenne (peenekristalliline).

vad lubimaterjalist, mis pärineb lamavast kivimist. Nende kuju on enamikul juhtudest veidi piklik, kusjuures konglomeraatides esinevad veerised võivad olla ka suhteliselt vähe ümardunud. Levinumaiks purdse struktuuriga lubjakivideks on tombulised lubjakivid, mida kohtame lademe alumises vöös enamasti avamuse põhjaosas, kuna lõunapoolsetes puuraukudes esineb tombulisi lubjakive nii keskmises kui ka ülemises vöös. Psammiitse struktuuriga lubjakive esineb õhukeste läätsekujuliste vahekihtidena võrdlemisi vähe mõnedes paljandites. Vahekihtidena esineb samuti konglomeraatseid lubjakive, kuid nende levik on tunduvalt laiem ning üksikuid kihte võib jälgida mitmetes paljandites kümnete kilomeetrite ulatuses (konglomeraadikihid Matsuküla, Vanaküla ja Salutaguse murrus).

Organogeensete lubjakivide struktuuritüübis võib eraldada järgmisi alatüüpe: biomorfsed-biohermsed lubjakivid, mis koosnevad valdavalt tervetena säilinud kivististest; jämedadetriidilised lubjakivid, mis koosnevad kivististe fragmentidest, diameetriga üle 1 mm ja lõpuks peenedetriidilised lubjakivid, mis koosnevad kivististe fragmentidest, diameetriga alla 1 mm (vt. 6. joon., *b*).

Kõige ulatuslikumalt on raikküla lademes levinud peenedetriidilise struktuuriga lubjakivid. Neid leidub sellistes murdudes, nagu Jalase, Kabala, Ingliste-Sarapiku, Karinu, Riidaku jt. Puuraukudes esineb peenedetriidilisi lubjakive Äiamaal, Sulustveres ja Kursis lademe alumises vöös, Toris, Pärnus ja Koongal ülemises vöös. Peenedetriidilised lubjakivid koosnevad enam või vähem kivististe ümardunud fragmentidest koos peene- kuni peitkristallilise põhimassiga. Dolomiitsetes lubjakivides esineb suuremal või vähemal hulgal dolomiidikristalle.

Jämedadetriidilised lubjakivid on suhteliselt vähem levinud. Neid esineb Jõgeva murdudes, Lipa murrus ning mitmetes puuraukudes vahekihtidena. Samuti kui peenedetriidilistes lubjakivides, esineb ka nendes peale detriidi peit- kuni peenekristalliline põhimass.

Jämedadetriidiliste lubjakividega koos esineb sageli ka biomorfse-biohermse struktuuriga lubjakive. Võrreldes eelmistega on nad aga raikküla lademes veelgi vähem levinud. Biomorfset-biohermset lubjakivi esineb koos biohermsete moodustistega Raikküla-Paka astangul ja Kalanas. Biomorfset lubjakivi esineb kuni 10 cm-ste vahekihtidena ka Jõgeva murrus ning mõnes puuraugus.

Biomorfse-biohermse lubjakivi moodustamisest võtavad osa peamiselt korallid ning stromatopoorid, mis biohermides on tavaliselt oma eluasendis. Biomorfsetes lubjakivides esineb aga väga mitmesuguseid kivistisi, nagu brahhiopoode, sammalloomi, gastropoode jne. Peale kivististe esineb ka siin peene- kuni peitkristalliline põhimass.

Orgaanilis-kemogeensete lubjakividena on eraldatud sellised lubjakivid, kus kivististe osatähtsus on väike ning kus esikohal on mitmesuguse kristallisuurusega kaltsiitne mass (vt. 6. joon., *c*). Siin võib eraldada järgmised struktuuri alatüübid: keskmise-, peene-, mikro- ja peit- ehk krüptokristallilised lubjakivid. Esimestes on valdav mass, diameetriga 0,1—0,5 mm, peenekristallilistes 0,01—0,1 mm, mikrokristallilistes $<$ 0,01 mm ja peitkristallilistes $<$ 0,005 mm. Kõik need struktuurilised erimid on väga tihedalt üksteisega seotud ning lähevad peaaegu pidevalt üksteiseks üle. Kõige laialdasemalt on levinud peene- ja mikrokristallilised lubjakivid, mis esinevad kõigis kolmes raikküla lademe vöös. Peaaegu alati leidub neis teatud hulk kivististe fragmente — enamasti ostrakoode, gastropoode ja vetikaid, mis sageli on tugevasti ümber kristallunud.

Peitkristallilised lubjakivid esinevad valdavalt raikküla lademe keskmises vöös. Võrreldes peene- ja mikrokristalliliste lubjakividega, on neis kivististe fragmentide osatähtsus tunduvalt väiksem. Lisandina esineb peitkristallilistes lubjakivides mikrokristallilist püriiti. Peaaegu alati esineb nendes kivimites ka kaltsiidi juussooni.

Kõige piiratuma levikuga on orgaanilis-kemogeensete lubjakivide rühmas keskmisekristallilise struktuuriga lubjakivid, mida seni tuntakse ainult mõne meetri paksuste kihtidena Kalana murrus. Need lubjakivid koosnevad väga ühtlase suurusega tihedasti liitunud kaltsiidikristallidest ja üksikuist kivististe fragmentidest. Mainitud kivim on laiemalt tuntud «kalana marmori» nimetuse all, mille ta on saanud hea poleeritavuse tõttu.

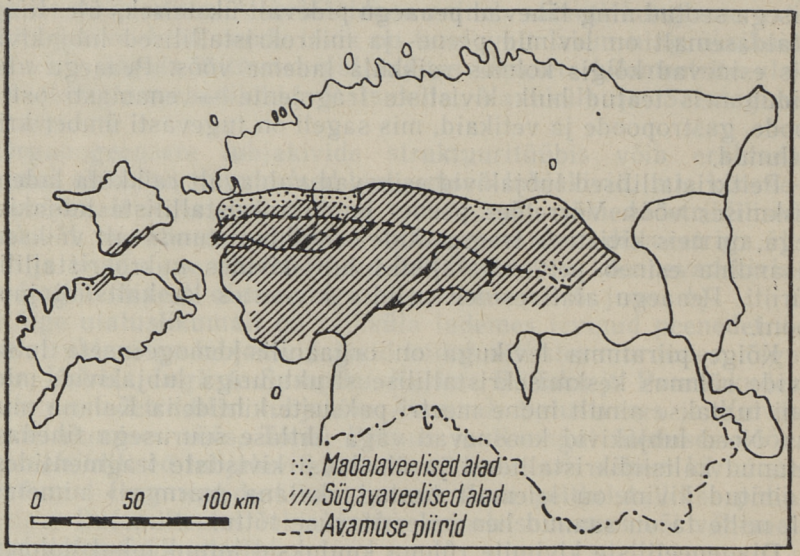
Diageneetiliste kivimite rühma kuuluksid antud juhul dolomiidid, mis, nagu juba nimetusest nähtub, on kujunenud valdavalt diageneesiprotsessis, s. o. pärast settimist, primaarsetest lubjakividest. Kristallide suuruse järgi eraldatakse peene-, keskmise- ja jämedakristallilisi kivimeid vastavalt diameetritega $>$ 0,5 mm, 0,1—0,5 mm ja $<$ 0,1 mm.

Ulatuslikum on dolomiitide levik raikküla lademe avamuse kesk- ja idaosas, kus nad esinevad nii keskmises kui ka alumises vöös. Lõuna pool avamust esinevad dolomiidid peamiselt lademe ülemises vöös.

Kõige laialdasemalt on levinud jällegi peenekristallilise struktuuriga kivimid, kusjuures teatud osa neist on settelise tekkega (Orgita murrus). Peenekristallilist dolomiiti esineb peale Orgita murru veel Mündi, Vodja, Järva-Jaani ja Metsataguse murrus ning mitmetes puuraukudes. Peenekristallilised dolomiidid on enamasti tihedad, harva leidub neis kaverne ja ka lubjakivide jääkstruktuure.

Suhteliselt piiratuma levikuga on keskmise- ja jämedakristalli-

lised lubjakivid. Neid esineb Oti, Maidla, Põdrangu, Keava, Vodja jt. murdudes ning Äiamaa, Sulustvere ja Kursi puuraukudes (lademe ülemine vöö). Keskmise- ja jämedakristallilised dolomiidid on kavernoossed, sisaldavad sageli lisandina hüdrohematiiti. Samuti esineb neis lubjakivide jääkstruktuure, eriti jämedakristallilistes dolomiitides Põdrangul, Raikküla ja Maidlas, mis näitab nende dolomiitide ilmselt sekundaarset teket.



7. joon. Raikküla ea paleogeograafiline skeem.

Nagu eeltoodud raikküla lademe tekstuuride ja struktuuride kirjeldusest selgub, on kivimid siin küllaltki vahelduvad, mis omakorda näitab nende tekketingimuste suurt vahelduvust (vt. 7. joon.). Alljärgnevalt vaatlemegi lühidalt, millistele tekketingimustele viitavad tekstuurid ja struktuurid.

Tekstuurid ja struktuurid, mis viitavad sügavamale rahulikule settimiskeskkonnale. Üldiselt arvatakse, et karbonaatsed kivimid võivad tekkida sügavustes 30—200 m. Silmas pidades Baltikumi settebasseini arengut siluriajastu algupoolel, ei ole aga põhjust arvata, et suuremad sügavused oleksid ulatunud palju üle 100 m. Seega tuleks sügavamaks settimiskeskkonnaks pidada siin basseini osi, sügavusega 50—100 m.

Sügavamas, vähese veeliikumisega keskkonnas settinud lubjakividel esineb harva eriliselt väljakujunenud tekstuure. Siin võib märkida korrapäratuid või nõrgalt väljakujunenud horisontaalkihilisi tekstuure. Lubjakivide struktuur on kas peenedetriidiline või peene- kuni peitkristalliline. Merglivahekihid on tavaliselt horisontaalsed, õhukesed, üleminekuliste piirjoontega. Nimetatud tingimustes võivad kujuneda ka puurivate organismide tegevusest põhjustatud tekstuurid (käigud).

Nagu näitab vastavate tekstuuride ja struktuuridega lubjakivide levik, valitsesid sellised settimistingimused raikküla ea settebasseini lääneosas lõuna pool praegust avamust ea algusest kuni viimase kolmandikuni (välja arvatud kõige läänepoolsem osa — Saaremaa). Samasugused tingimused on esinenud ka basseini keskosas (Eesti NSV territooriumil) ja isegi idaosas lõuna pool praegust avamust.

Tekstuurid ja struktuurid, mis viitavad sügavamale liikuvaveelisele settimiskeskkonnale. Sügavamates basseini osades on vee liikumine tavaliselt perioodilise või juhusliku iseloomuga. Siin tekkinud lubjakividele on iseloomulik horisontaalkihiline tekstuur, mis avaldub eelkõige võrdlemisi sagedases merglivahekihtide esinemises, milledel on samuti selgelt väljakujunenud horisontaalkihiline tekstuur. Lubjakivides võib esineda üksikuid jämedadetriidilisemaid vahekihte. Paiguti esineb fluidaalkihilist tekstuuri, mis viitab väiksemate, nõrgema iseloomuga veekeeriste olemasolule merepõhjas.

Nimetatud keskkonnas tekkinud lubjakivide struktuur on harilikult peenedetriidiline ja peene- kuni peitkristalliline. Sellistes lubjakivides, eriti aga savikamates vahekihtides, leidub terveid, võrdlemisi hästi säilinud kivistisi, näit. brahhiopoode, sammalloomi jt.

Sügavam liikuvaveeline keskkond on väga tihedalt seotud sügavama rahuliku keskkonnaga. Nende tingimuste vaheldumise kajastus kivimeis on pidev. Sügavama liikuvaveelise keskkonna tingimused esinesid ajutiselt samadel aladel, kus sügavama rahuliku keskkonna tingimusedki. Ea keskel esinesid need tingimused põhja pool, s. o. praeguse avamuse alal, eriti selle lääneosas, ning kohati ka ea lõpuosas.

Tekstuurid ja struktuurid, mis viitavad madalamale liikuvaveelisele keskkonnale. Nimetatud keskkonnas kujunevad välja kõige omapärasemate tekstuuride ja struktuuridega lubjakivid. Tekstuurid on kallak- ja põimkihilised. Kihipindadel leidub virgmärke ja kuivuslõhesid. Kivimi struktuur on kas konglomeraatne, psammiitne või kõige sagedamini tombuline. Esineb terveid kivistisi ja kivististe jämedaid fragmente (biohermne-biomorfne kuni jämedadetriidiline

struktuur). Maksimaalsest mere madaldumisest kõnelevad kivimites leiduvad diskontinuiteedipinnad.

Otsustades raikküla lademe kivimite järgi, on sellised tingimused esinenud võrdlemisi piiratud aladel, näiteks lademe alumises vöös, osalt ka keskmises vöös Haapsalu, Raikküla-Paka, Haimre, Järva-Jaani, Türi, Kalana ja Väike-Maarja ümbruses, samuti lademe ülemises osas Tori ja Pärnu vahelisel alal. Ainult üksikutel juhtudel, arvestades diskontinuiteedipindu ja konglomeraatseid vahekihte, on mere madaldumine olnud ulatuslikum.

Tekstuurid ja struktuurid, mis viitavad madalamale rahulikule settimiskeskkonnale. Sellises keskkonnas tekkinud kivimitel puudub primaarne tekstuur peaaegu täielikult või esineb peenekihiline mikrotekstuur, mis on tingitud kristallide suuruse vahest. Kivimite struktuur on mikro- või peitkristalliline, harva keskmisekristalliline. Detriidi osatähtsus on äärmiselt väike. Viimane asjaolu on dolomiitide puhul seletatav basseini teatud osades esinenud kõrgendatud soolsusega, mis takistab või pidurdab organismide arengut. Sellised tingimused võisid kujuneda madalais, põhjareljeefi ebatasasustega eraldatud basseini osades, kus toimus peaaegu puhas keemiline settimine. Sellisteks kohtadeks on näiteks Orgita ümbrus, kus lademe ülemises vöös võrdlemisi piiratud ulatuses settisid peenekristallilised mikrokihilise tekstuuriga dolomiidid, samuti Lipa ümbrus vöö ülemises osas ja Lubja ümbrus vöö keskmises osas, kus settisid väga puhtad peitkristallilised lubjakivid, ning Kalana ümbrus ülemise vöö ülemises osas, kus piiratud alal tekkisid keskmisekristallilised kivimid — lubjakivid.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

KIRJANDUS

Rosenstein, E., 1940. Raikküla lade Tamsalu—Paide vahelisel alal. Eesti Loodus, nr. 2.

Schmidt, Fr., 1858. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Archiv. f. d. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser. I, Bd. II.

Schrenk, A. G., 1854. Uebersicht des oberen silurischen Schichtensystems Liv- und Ehstlands, vornähmlich ihrer Inselgruppe. Archiv f. d. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurlands. Ser. I, Bd. I.

Teichert, C., 1928. Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im unteren Gotlandium (Tamsal-Stufe) des Westlichen Estland und der Insel Dagö. N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Beil. Bd. LX., Abt. B.

ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СТРУКТУРАХ И ТЕКСТУРАХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД РАЙККЮЛАСКОГО ГОРИЗОНТА

Э. ЮРГЕНСОН

Резюме

В статье рассматриваются некоторые типы текстур и структур карбонатных пород райккюлаского горизонта (нижний силур) Эстонской ССР. На основании описанных текстур и структур можно вывести заключение, что условия осадконакопления в течение райккюлаского периода были разнообразны. Рядом с более глубоководными участками бассейна встречались и более мелководные участки с подвижной водой.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

THE INFLUENCE OF SEDIMENTATION CONDITIONS ON THE STRUCTURE AND TEXTURE OF CARBONATE ROCKS OF THE RAIKKÜLA STAGE

E. JÜRGENSON

Summary

This paper deals with certain types of textures and structures of carbonate rocks of the Raikküla Stage (Lower Silurian) of the Estonian S.S.R. The textures and structures described show that sedimentation conditions during the Raikküla age were diverse. While deep water covered some areas of the basin, the water in others was shallower and more mobile.

Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology

KARBONAATKIVIMITE TERMOLUMINESTSENTSI JA LITOLOOGILISTE TUNNUSTE VAHELISEST SEOSEST

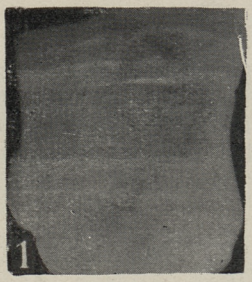
H. TEDER

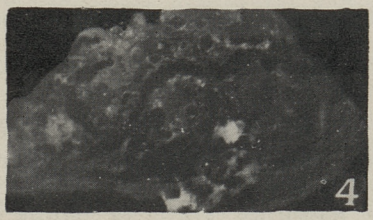
Meie karbonaatkivimeile üldiselt iseloomulik looduslik termoluminestsents, mille kandjaks on kaltsiit ja vähemal määral ka dolomiit, on tihedalt seotud kivimi tekke ja säilimistingimustega. Kiirgusenergia saab mineraal temas esinevate radioaktiivsete tuumade lagunemisest; see akumuleerub kristalli juba alates tema kujunemisest (Даниэльс и др., 1953).

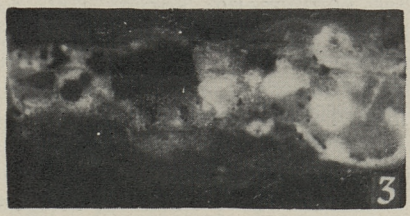
On teada, et karbonaatide rühma mineraalide kristallvõre deformeerub kergesti nii füüsikalis-keemiliste kui ka mehaaniliste tegurite mõjul. Juba vähimalgi surve muutusel või hõõrumisel geoloogiliste protsesside käigus, aga ka ümberkristallumisel, võib kristallis varutud energia vabaneda ja mineraali kiirgusvõime kaduda või muutuda (Haberlandt, Schroll, 1954; Zeller, 1956 jt.). Seega on kaltsiidi ja dolomiidi looduslik kiirgus peale ergastaja mõju ja ergastuse kestuse sõltuv ka veel mineraali hilisematest säilimistingimustest. Nimetatud mineraalide loodusliku kiirguse varieeruvus väärib seega tähelepanu karbonaatkivimite geneesi, eriti aga neis esinenud hilisemate muutuste, dia- ja epigeneesi selgitamisel ning võiks olla heaks geoloogiliste muutuste indikaatoriks.

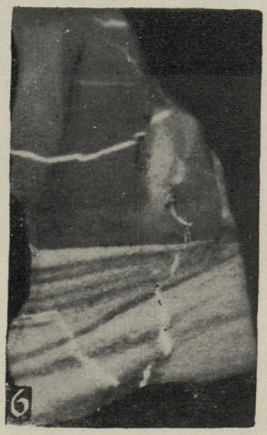
Kivimis toimunud hilisemad muutused avalduvad tema litoloogilistes tunnustes, struktuuris, tekstuuris, fossiilide säilivuses jm. Kivimi litoloogiliste tunnuste kõrvutamisel tema loodusliku termoluminestsentsi muutustega peaks ilmnema nende omavaheline seos.

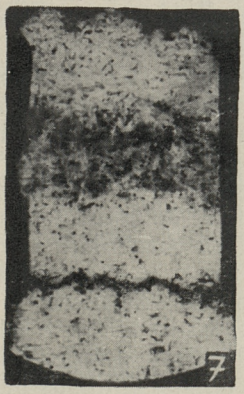
Kivimi kiirgava komponendi määramiseks, samuti summaarse kiirguse suhteliseks hindamiseks saab kasutada lubjakivide puhul kiirguspilti, s. o. pilti, mille annab ca 0,5 mm paksune kiirgav õhik soojendamisel toatemperatuurist kuni 350°-ni fotokaameras filmile. Kuna kiirguspilt ei anna edasi õhiku kogukiirgust (neeldumine läätsedes, samuti filmi väike tundlikkus punaste kiirte suhtes) ja kiirguse värvuse erinevusi, on värvuse määramiseks vajalik kiirgust jälgida ka visuaalselt.











1. Raikküla lademe mikrokihiline väga nõrgalt kiirgav dolomiit. Tugevama kiirgusega on kaltsiidirikkamad vahekihikesed (ergastatud kiirgus). Suurend. 4 ×.
2. Raikküla lademe konglomeraatlubjakivi (Kõrgemäe). Kiirgab jämedakristalliline detriit (looduslik). Suurend. 4 ×.
3. Raikküla lademe dolomiidistunud lubjakivi (N. Raadiku). Täiesti dolomiidistunud osa ei kiirga (pildi must alumine osa; looduslik kiirgus). Suurend. 4 ×.
4. Adavere lademe dolomiit. Kiirgab dolomiidikristallide-vaheline kaltsiit (ergastatud). Suurend. 4 ×.
5. Kaltsiidikristallid adavere lademe dolomiidi lõhes. Kiirgab ainult pärast ergastamist (ergastatud). Suurend 4 ×.
6. Raikküla lademe peitkristalliline lubjakivi (Kalana). Tugevalt kiirgab pruunikas osa (pildi heledam alumine pool; looduslik kiirgus). Suurend. 4 ×.
7. Vasalemma lademe keskmiseteraline lubjakivi. Tugevalt kiirgavad kihi porsunud välisosad. Sulfiididega osa kihi keskel kiirgab nõrgalt (ergastatud). Suurend. 4 ×.

Meie aluspõhja karbonaatkivimite (ca 500 proovist) makro- ja mikroskoopilise analüüsi võrdlusel nende kiirguspildiga sai autor mitmeid huvitavaid seaduspärasusi. Nende selgitamine pole lihtne ja vajab sellekohaseid eriuurimisi, kuid mõningad üldistused näitavad, et karbonaatkivimite termoluminestsentsi uurimine end õigustab.

Järgnevalt esitatakse litoloogiliste tunnuste võrdlus: A. — kiirguspildiga ja B. — kiirguse värvusega.

A.

Struktuurilistest elementidest on termoluminestsents-kiirguspildil eriti esile tõstetud need, mida moodustab mineraal kaltsiit. Kiirgavate terade suurusvahekorrad, nende paigutus, vorm ja jaotus kivimis on mittekiirgava terrigeense komponendi kõrval alati paremini määratavad, kui seda võimaldab tavalise õhiku mikroskoopimine. Ka erineva päritolu ja vanusega kaltsiidi kiirguses on erinevusi. Nii on enamasti kivimi primaarsed, reliktsed osad tugevama loodusliku kiirgusega kui hiljem ümberkristallunud või epigeneetilise tekkega terad (viimased on olnud loodusliku ergastuse all lühemat aega). Ka konglomeraaditerade päritolu on võimalik termoluminestsentsi järgi ära määrata. Kuna kaltsiidi kiirgus nõrgeneb kristalli vähenemisega, on kiirguspildis kõige tugevamini valgustatud suured fossiilide fragmendid, lõhede ja õõnsuste täited ja kristallipesad, kui viimased ei ole väga noored, s. t. veel vähe ergastatud. Afaniitne lubjakivi kiirgab suhteliselt nõrgalt.

Dolomiitidel, vastupidi, esineb looduslik kiirgus ainult peene- ja peitkristallilistel kivimitel (näit. raikküla ja kaarma lademes). On tõenäoline, et kristallumisel mõjustavad neid basseinis olevad hajutatud elemendid, mis haaratakse nende kristallvõresse. Jämedakristallilistel dolomiitidel puudub looduslik kiirgus ja neid pole õnnestunud ka kunstlikult ergastada.

Tekstuuriliste tunnuste põhjal esinevad kiirguspildis järgmised muutused.

1. Primaarsete kihiliste tekstuuride puhul väärivad tähelepanu just mikrokihilised dolomiidid ja dolomiitlubjakivid. Neil ei ole normaalses õhikus kihilisus peaaegu märgatav, kuid kiirguse tugevuse varieeruvus kihiti teeb need kiirguspildis selgelt nähtavaks: kaltsiidirikaste kihikeste kiirgus on dolomiidikihtide kiirgusest tunduvalt tugevam. Dolomiitide looduslik kiirgus on enamasti pildistamiseks nõrk, mistõttu neid tuleks selleks eelnevalt ergastada (I tahvel, *1*).

Detriitsete, muguljate jt. tekstuuridega kivimite kiirguspildil peegeldub eriti reljeefselt merglikihikeste juussoonte ja detriidi

kaltsiitne komponent. Ränistumine ja dolomiidi romboeedrite hilisem kasv põhjustavad mittekiirgavate laikude tekkimist (I tahvel, *2*).

Raikküla lademe konglomeraatsetel lubjakividel kiirgab peamiselt jämedateraline detriitne osa või purdteradevaheline sideaine (I tahvel, *3*).

2. Diageneetilistel, läätsede ja pesadena esinevatel dolomiitidel raikküla, porkuni, nabala jt. lademete kivimeis kiirgavad seal esinevad lubjakivi reliktid. Enamasti on need suuremad ümberkristallumata fossiilide fragmendid (sammalloomad, krinoiidide varrelülid jm.). Looduslik kiirgus on neil proovidel üldiselt nõrk, kuna dolomiidistumisel rikutakse ka tõenäoliselt kaltsiidi kristallvõred. Kiirguspildi saamiseks tuleb neid eelnevalt kunstlikult ergastada. Viimane annab kiirguse ka dolomiidikristallide-vahelisele kaltsiitsele sideainele, mis on tekkinud sinna pärast dolomiidistumist ja on loodusliku ergastuseta (I tahvel, *4*).

3. Epigeneetilised dolomiidid (näit. adavere lademes) on loodusliku kiirguseta. Neid ei mõjusta oluliselt ka kunstlik ergastus. Kunstliku ergastuse mõjul kiirgavad ainult lõhedesse ja pooridesse kasvanud idiomorfsed kaltsiidid, mis on suhteliselt noored, et looduslikku kiirgust anda. Kuigi nad kunstliku ergastuse järel küllalt selge kiirguspildi annavad, on see suhteliselt nõrgem, võrreldes teiste kivimite niisama suurte kaltsiidikristallide loodusliku kiirguspildiga (I tahvel, *5*). Epigeneetiliste dolomiitide termoluminestsentsi puudumine lubab arvata, et need on kujunenud suhteliselt puhastest, aktivaatoritest vabadest lahustest ja kristallide kasvamine pidi toimuma küllalt rahulikes tingimustes, mis ei põhjustanud rikkeid kristallvõres.

4. Lõhetäited (Lasnamäe ja Vasalemma murdudes), milles on võimalik eraldada viit erinevat kaltsiidi generatsiooni (Möls, 1961), sisaldavad ka püriiti, markasiiti, sfaleriiti, galeniiti ja barüüti. Neist kolme generatsiooni kaltsiidid on loodusliku kiirgusega, kuna esimese generatsiooni vesiselgetel ja viienda, s. o. lõhe keskosa valgetel kaltsiitidel kiirgus puudub. Kunstliku ergastusega annavad viimased kiirguse, kuid esimese generatsiooni kaltsiitidele ei avalda ka ergastus mõju. Kiirgusvõime puudub ka sfaleriidil ja barüüdil. Kaltsiitide looduslik kiirgus varieerub nii tugevuselt kui ka värvuselt, eriti kristalli erineva värvuse korral.

Seost kristalli värvuse ja kiirguse vahel iseloomustavad hästi Lasnamäe lõhetäidete kaltsiidid, mille erineva värvuse tõttu varieerub ka kiirguse intensiivsus: roosad kaltsiidid kiirgavad tugeva kollase kiirgusega, pruunikad kaltsiidid tugeva hõõgpunase

kiirgusega, vesiselged värvuseta kaltsiidid keskmise kollase kiirgusega, vesiselged valged kaltsiidid on aga loodusliku kiirguseta; samuti on loodusliku kiirguseta valged kaltsiidid, mis ergastatult annavad kollase kiirguse.

Pruunika pigmendiga kaltsiitidele on omane tugevam kiirgus, mida võib märgata ka sama värvusega lubjakividel (näit. pirgu lademes, lubjakivi *Dasyporella*'ga). Kontrastsemalt kerkib see esile peeneteralise lubjakivi kiirguspildis, kus kivimi heledam osa on palju nõrgema kiirgusega kui pruunikalt värvunud osa (I tahvel, *6*). Sageli on just vesiselged kaltsiidid nõrga loodusliku kiirgusega või üldse kiirguseta. Samuti võib tähele panna ka kiirguse intensiivsuse muutusi olenevalt pigmendina esinevaist kaasmineraalidest. Kivimis hajutatud peenekristallilised metallide sulfiidid, mis tavaliselt annavad kivimile tumehalli kuni sinaka värvuse, «summutavad» kiirgust. Kivimi need osad, millest sulfiidid on välja porsunud, kiirgavad alati tugevamalt (I tahvel, *7*). Kaltsiidi kiirgust võivad maskeerida teda katvad sulfiidsed või hüdrohematiitsed kiled. Need kivimid, mis pärast kiirgamist muutuvad punakaks, kaotavad kiirgusvõime.

L o o d u s l i k k i i r g u s p u u d u b tavaliselt neil kaltsiitidel, mis on kivimi tektoonilistes ja epigeneetilistes lõhedes ning dolomiitide poorides hiljem tekkinud. Sellisel juhul kiirgavad nad ainult kunstliku ergastuse mõjul. On ilmne, et hilisema tekkega kaltsiidid pole jõudnud looduslikult ergastuda. Seega viitab kiirguse iseloom ka mineraalide suhtelisele vanusele.

Kiirguseta kaltsiidid on aga üldiselt haruldased (Lasnamäe murd) ja selle tõttu samal määral huvipakkuvad kui kiirgavad kaltsiidid.

B.

K i i r g u s e v ä r v u s e l t erinevad selgelt lõhede kaltsiidid: kollase kiirgusega on valged ja roosad kaltsiidid, hõõgpunase kuni oranži kiirgusega pruunikad kaltsiidid. Roosat kiirgust esineb veel ka piimvalgetel fossiilidel, nagu tabulaadid ja rugoosid (silurist). Huvitav on kiirguse erinevus raikküla lademe dolomiitlubjakividel, kus reliktne kaltsiit on roosa kiirgusega, dolomiidikristallidevaheline ja mõrasid täitev kaltsiit aga kollase kiirgusega. Kiirguse värvuse erinevused vajavad eraldi uurimist, kuna neis peegelduvad ainelise koostise erinevused (Haberlandt, Schroll, 1954). Sellest seisukohast vajaksid uurimist ka üksikud fossiilide rühmad, kuna nende kaudu on võimalik teatud elementide valikuline koondumine.

Eeltoodu põhjal võib öelda, et lubjakivides esinevad loodusliku kiirgusega primaarsed ja süngeneetilised kaltsiidid. Dolomii-

tides säilinud kaltsiitsed jäägid on nõrga kiirgusega: tõenäoliselt on nende kristallvõre dolomiidistumisel rikutud. Dolomiitkivimite poorides ja lõhedes esinevail kaltsiitidel looduslik kiirgus aga puudub. Kuna nad kunstliku ergastuse järel kiirgama hakkavad, on tõenäoline, et nad on looduslikuks kiirguseks veel noored.

Loodusliku kiirgusega on ainult peeneteralised primaarsed dolomiitlubjakivid. Dia- ja epigeneetilised dolomiidid on loodusliku kiirguseta, mistõttu võib arvata, et kivim ümberkristallumisel lisanditest, aktivaatoritest puhastus.

Kiirguse intensiivsus oleneb kiirgava kristalli suurusest ja värvusest, mida tuleb kiirguse suhtelise intensiivsuse hindamisel arvestada. Kiirguse värvuse muutused samas kivimis võimaldavad eristada temas erineva tekkega osi. Seega võiks kivimi geneesi selgitamisel litoloogiliste tunnuste kõrval suureks abiks olla ka kivimi termoluminestsents.

Tartu Riikliku Ülikooli
geoloogia kateeder

KIRJANDUS

Haberlandt, H., Schroll, E., 1954. Über den Wert oder Unwert der Spurenelement-Analyse für die Lagerstättenforschungen. Tschermaks mineral. und petrogr. Mitteilung, Bd. 5, Nr. 1—2, S. 110.

Möls, E., 1961. Eesti aluspõhja lõhede geneesist. Geoloogiline kogumik. Tallinn.

Zeller, E. J., Wray, I., Daniels, F., 1955. Thermoluminescence induced by pressure and crystallisation. Journ. of Chem. Phys., Vol. 23, nr. 11, p. 2187.

Zeller, E. J., 1956. Thermoluminescence of carbonate sediments. Nuclear Geology. New York, sec. prin.

Даниельс Ф., Бойд Ч., Саундерс Д., 1953. Термолюминесценция как средство научного исследования. Успехи физ. наук, вып. 2, стр. 270.

О СВЯЗИ МЕЖДУ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЕЙ КАРБОНАТНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И ЛИТОЛОГИЧЕСКИМИ ПРИЗНАКАМИ

Х. ТЕДЕР

Резюме

В статье рассматриваются термолюминесцентные изменения свойств кальцита и доломита в эстонских ордовикских и силурийских карбонатных породах в связи с их структурой, текстурой и окраской. Выясняется, что изменения радиации находятся в связи с литологическими признаками и, следовательно, могут быть использованы при выяснении происхождения соответствующих пород и совершавшихся в них изменений.

Кафедра геологии
Тартуского государственного университета

THE RELATION OF LUMINESCENCE WITH THE LITHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF CARBONATE ROCKS

H. TEDER

Summary

A description is given of the character of the luminescence of calcite and dolomite in Ordovician and Silurian carbonate rocks of the Estonian S.S.R. Attention is drawn to certain phenomena regularly accompanying the manifestation of luminescence in accordance with the structure, texture and colouring of the rock. The character of the emission may be utilised in research work as supplementary evidence of the genesis or secondary transformation of carbonate rocks.

State University of Tartu,
Chair of Geology

KUNDA LADEME FAUNAST JA PALEOÖKOLOOGIAST AVAMUSE LOODEOSAS

R. MÄNNIL

Ontika ladejärku kuuluva kunda lademe (B_{III}) omapäraks teiste Balti ordoviitsiumi lademetega võrreldes on tema väljakujunemine 0,3—2,1 m paksuse lubiliivakivina avamuse loodeosas — Osmussaarel, Pakri saartel, Paldiski ja Suurupi ümbruses. Nimetatud lubiliivakivi on juba alates möödunud sajandi I poolest geoloogide tähelepanu äratanud: seda on lähemalt uurinud E. Eichwald, Fr. Schmidt, A. Kupffer, V. Lamansky, A. Öpik, K. Orviku jt. Nende uurimiste käigus on välja selgitatud lubiliivakivi litoloogilise iseloomu, leviku, paksuse ja vanuse põhijooned. Mis puutub lubiliivakivi vanusesse, siis V. Lamansky (Ламанский, 1905), lähtudes asjaolust, et kunda lademe kaks alumist vööd ($B_{III}\alpha$ ja $B_{III}\beta$) suiduvad lääne suunas, luges lubiliivakivi tervikuna vastavaks lademe ülemisele vööle ($B_{III}\gamma$). A. Öpiku ja K. Orviku uurimised sajandi kahekümnendatel aastatel ja hiljem näitasid, et valdav osa lubiliivakivist kuulub siiski lademe keskmisse e. valaste vöösse ($B_{III}\beta$), kuna ülemisse (aluoja, $B_{III}\gamma$) vöösse jääb vaid mõnekümne kuni mõne sentimeetri paksune ülemine osa lubiliivakivist.

Paleogeograafiliselt on lubiliivakivi tekkinud rannalähedases faatsieses ning viimast võib vastandada kunda ea normaalsele, lubjakividega esindatud faatsiesele. Lubiliivakivi rannalähedase tekke kasuks kõneleb kõigepealt liivase terrigeense komponendi suur hulk kivimis (46,9—53,4%; Kupffer, 1870), edasi kihistiku suhteliselt väike paksus, veeriste esinemine, kivimi muguljas tekstuur jne.

Rannalähedase faatsiesena pakub kunda lademe lubiliivakivi suurt huvi mitte ainult litoloogilisest, vaid ka paleontoloogilisest seisukohast. See lubiliivakivi on meie tingimustes tegelikult ainsaks kihistikuks, mille uurimisel on otsese võrdluse teel normaalfaatsiesega võimalik välja selgitada suure liivasisaldusega rannalähedase sette fauna koosseisu ja selle paleoökoloogilist omapära. Siit saadavad tulemused on aga asendamatud ükskõik missuguse teise meie lademe või kihistiku fauna paleoökoloogilis-fatsiaalsel analüüsil.

Kahjuks on, headele eeldustele vaatamata, kunda lademe lubiliivakivi fauna koosseisu uurimisele seni vähe tähelepanu pühendatud, kõnelemata selle fauna paleoökoloogia spetsiaalsest uurimisest. Väga vähe on uuritud lubiliivakivi gastropoode ja brahhiopoode, tema trilobiitide ja sammalloomade senine tundmine aga põhineb võrdlemisi piiratud materjalil. Kõige paremini tuntuks tuleb momendil lugeda lubiliivakivi ostrakoode.

Lubiliivakivi fauna tundmise praeguse taseme juures on veel raske anda selle terviklikku hinnangut. On aga ilmne, et kõrgemate süstemaatiliste ühikute leviku osas see praktiliselt ei erine normaalfaatsiese faunast. Seepärast tuleb arvata, et meil on tegemist avamerelises, normaalse soolsusega keskkonnas elanud faunaga.

Autoril oli võimalus Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Muuseumis säilitatavatele A. Öpiku, K. Orviku, M. Rubeli jt. kogudele tuginedes tundma õppida lubiliivakivi trilobiitide- ja sammalloomadefaunat. Käesolevas töös esitatakse nende kohta mõningaid uusi faunistilisi ja paleoökoloogilisi tähelepanekuid.

Alustame trilobiitidest. A. Öpik (1927) loetleb neid lubiliivakivis 15 liiki, millest aga viie esinemist tuleb peamiselt varasemate määramiste ebatäpsuse tõttu lugeda kahtlaseks. Need viis on *Lichas pachyrhinus* var. *longerostrata, Megalaspis heros, Pseudoasaphus globifrons, Remopleurides nanus* ja *Megalaspis gibba.*

Kindlasti esinevad lubiliivakivis järgmised 14 trilobiidiliiki: «*Agnostus*» sp., *Symphusurina* n. sp., *Pseudoasaphus* n. sp., *Asaphus* (*Asaphus*) *raniceps* (Dalm.), *Ampyx nasutus* Dalm., *Eorobergia* n. sp.?, *Lichas pachyrhinus* Schm., *Lichas* n. sp., *Lichas pakrianus* Öpik, *Pliomera fischeri* (Eichw.), *Ceraurinella ornata* (Dalm.), *Pterygometopus sclerops* (Dalm.), *Pterygometopus trigonocephala* Schm. ja *Boedaspis? solis* (Öpik).

On huvitav märkida, et ühest lubiliivakivis sagedamini esinevast trilobiidist *Ceraurinella ornata* olid senini tuntud vaid kraniidiumid, mistõttu selle liigi perekondlik kuuluvus oli lahtine. Alles nüüd õnnestus autoril K. Orviku kogudest leida esimene sellele liigile kuuluv fragmentaarne pügiidium. Erilist tähelepanu väärivad kaks omapärast uut vormi — võrdlemisi sageli esinev asafiid *Symphusurina* n. sp. ja rariteetne *Eorobergia* n. sp.? Viimase pügiidium oli tuntud juba A. Öpikule (1927), kes käsitles teda nimetuse all *Trilobites* sp. Samale liigile kuuluva kraniidiumi leid võimaldas nüüd kindlaks teha, et see omapärane vorm on lähedane B. N. Cooperi (1953) poolt Põhja-Ameerika keskordoviitsiumi alumistest kihtidest pärineva materjali alusel püstitatud perekonnale *Eorobergia.*

Pooled loetletud trilobiitidest (nimelt «*Agnostus*» sp., *Symphusurina* n. sp., *Pseudoasaphus* n. sp., *Eorobergia* n. sp.?, *Lichas pak-*

rianus ja *Boedaspis? solis*) on haruldased. Silmas pidades normaalfaatsiese trilobiitide suhteliselt head tundmise taset, võib arvata, et need rariteetsed vormid on ühtlasi lubiliivakivile spetsiifilised, sest neid pole normaalfaatsieses seni leitud. Ülejäänud vormid on lubiliivakivis sagedased ning kõik nad esinevad ka normaalfaatsieses. Neid tuleb seega lugeda eurüfatsiaalseteks.

Lubiliivakivi trilobiitide süstemaatilise koosseisu erinevus normaalfaatsiese omast ilmneb eriti hästi viimase liigirikkuse taustal. V. Lamansky (Ламанский, 1905) andmetest selgub, et juba ainüüksi normaalfaatsiese valaste vöös (BIIIβ) esineb vähemalt 16 vormi, mida seni lubiliivakivist ei ole leitud, nende hulgas selliste perekondade esindajad, nagu *Niobe* s. l., *Megistaspis*, *Ptychopyge*, *Illaenus*, *Cyrtometopus* ja *Cybele*. Nimetatud perekondade puudumine lubiliivakivis tuleb kindlasti panna biofatsiaalsete erinevuste arvele.

Üldiselt on kunda lademe lubiliivakivi trilobiitidefauna normaalfaatsiesega võrreldes liigivaesem, kuid sealjuures küllaltki omapärane. Tulevikuülesandeks on välja selgitada selle omapärasuse paleoökoloogiline külg, mida trilobiitide tundmise praegune tase veel ei võimalda teha.

Lubiliivakivi sammalloomade senine tundmine põhines ainüüksi R. S. Bassleri monograafial (Bassler, 1911), mille järgi siin esineb 7 vormi: *Phyllodictya flabellaris* Bassl., *Coscinium praenuntium* Bassl. (= *Coscinotrypa*), *Lioclema spineum* Bassl. (= *Lioclemella*), *Orbipora solida* Bassl., *Hemiphragma irrasum* (Ulr.) (= *H. pakrianum* n. sp), *H. rotundatum* Bassl. ja *Dittopora annulata* (Eichw.).

Uuemate materjalide alusel on selgunud, et R. S. Bassleri poolt lubiliivakivis täheldatud vormid kujutavad endast vaid osa selle rikkalikust sammalloomadefaunast, mis koosneb enam kui 20 liigist. Uus materjal on kinnitanud kõikide R. S. Bassleri poolt nimetatud vormide esinemist. Selgus, et kõik need liigid esinevad indiviididerikkalt (meie materjalis on igaühest 10—30 eks.) ning on samal ajal lubiliivakivile spetsiifilised, sest praeguste andmete kohaselt ei esine neist normaalfaatsieses ükski, välja arvatud *Dittopora annulata*.

R. S. Bassleri ülalesitatud nimestikku võib esialgselt täiendada järgmiste, samuti ainult lubiliivakivis esinevate vormidega:

Stomatopora sp., *Balticoporellina perforata* n. gen., n. sp., *Meekopora prisca* n. sp., *Fistulipora? ramosa* n. sp., *Pakridictya maculata* n. gen., n. sp., *Stictoporella* sp., *Stictoporellina gracilis granulosa* n. ssp., *Proavella* sp., *Dianulites robustus* n. sp., *Leioclema? pakrianum* n. sp., *Hallopora?* n. sp.

Lisaks neile on lubiliivakivist ühel juhul leitud ka *Dianulites petropolitanus*'t (Pand.).

Nagu eespool viidatud, on lubiliivakivist tuntud sammalloomadefauna peaaegu tervikuna spetsiifiline ning puudub lademe normaalfaatsieses. Sammalloomaliikide suhteliselt laia vertikaalset levikut silmas pidades äratab tähelepanu ka asjaolu, et vastavad vormid puuduvad nii lamavates kui lasuvates lademetes.

Selleks, et hinnata lubiliivakivi sammalloomade paleoökoloogilist omapära, on vaja tutvuda ka normaalfaatsiese vastava faunaga. Vastavalt R. S. Bassleri, E. Modzalevskaja ja autori andmetele iseloomustavad viimast järgmised tavalisemad vormid: *Kukersella borealis* (Bassl.), *Anolotichia revalensis* Bassl., *Esthoniopora lessnikowae* (Modz.), *Annunziopora inflecta* (Bassl.), *Revalotrypa gibbosa* (Bassl.), *Dianulites petropolitanus* (Pand.), *D. hexaporites* (Pand.), *Dittopora clavaeformis* (Dyb.), *D. annulata* (*Eichw.*) *Monotrypa helenae* Modz., *Esthoniopora communis* Bassl.

Üldise ettekujutuse üksikute vormide levikust ja esinemissagedusest annavad järgmised andmed. Valaste vööst Voibokalo paemurrust (Leningradi obl.) ja Purtse jõelt kogutud 13 eksemplari hulgas oli 9 *Dianulites petropolitanus*'t, 2 *Revalotrypa gibbosa*'t ja 2 *Esthoniopora communis*'t. Aluoja vööst Volhovi jõelt kogutud 24 eksemplarist oli 20 *Dianulites petropolitanus*'t, 2 *Monotrypa helenae*'t, 1 *Revalotrypa gibbosa* ja 1 *Dittopora annulata*.

Esitatust võib järeldada, et normaalfaatsiese valaste vöö fauna ei erine sammalloomade osas aluoja vöö faunast kuigi nimetamisväärselt. Vastavalt sellele võime lademe terviklikku faunistilist iseloomustust lugeda üldjoontes kehtivaks ka valaste vöö kohta ning erilist viga tegemata võrrelda seda lubiliivakivi faunaga.

Toodud andmed näitavad, et tunduvalt valdavama osa kunda lademe normaalfaatsiese sammalloomadefaunast moodustavad poolümarjad (hemisfäärilised) vabalt põhjale toetuvad vormid *Dianulites*, *Revalotrypa*, *Esthoniopora*, *Monotrypa* jt. Kinnistunud okslikud vormid on siin võrdlemisi haruldased, võrkjad ja lehtjad krüptostomaadid aga puuduvad hoopis.

Lubiliivakivi brüozoade väliskuju on teistsugune. Poolümarjad vormid puuduvad. Põhiline osa sagedatest liikidest esineb oksjate (*Hemiphragma*, *Leioclema*, *Fistulipora*?, *Lioclemella*) või massiivsete (*Orbipora solida*) kinnistunud kolooniatena. Isegi sellise perekonna nagu *Dianulites* esindajad, mis siin väga harva esinevad, moodustavad massiivse ebakorrapärase või oksja kujuga kolooniaid. Esinemissageduse järgi teisel kohal on lubiliivakivis lehvikjad võrkjad (*Coscinotrypa, Stictoporellina, Proavella*) või lehtjad (*Phyllodictya, Pakridictya, Meekopora*) kinnistunud vormid. Sageli esineb ka inkrusteerivaid vorme.

On ilmne, et lubiliivakivile omased väliskuju tüübid — okslikud, massiivsed korrapäratud, võrkjad ning lehtjad kinnistunud vormid — viitavad suhteliselt liikuvale keskkonnale ning võib-olla

sellega seoses ümberpaiskumise ja kerge mattumise võimalusele. Nimetatud vormitüübid osutusid antud tingimustes hästi kohanenuiks. Normaalses faatsieses, vastupidi, domineerisid ilmselt rahuliku (ja aeglase) settimise tingimused, millele hästi vastas ratsionaalne poolümarjas vorm. Nimetatud tingimuste kõrval sõltus vormitüüpide levik suurel määral kahtlemata ka substraadi iseloomust, mis kõnealustes faatsiestes oli erinev.

Lisaks väliskujule erinevad lubiliivakivi sammalloomad normaalfaatsiese omadest olulisel määral ka sisemiselt struktuurilt. Samal ajal kui normaalfaatsieses on valdavad lihtsa ehitusega ja õhukeste vaheseintega vormid, millel akantopoorid kas üldse puuduvad või on nõrgalt arenenud, leiame lubiliivakivis peamiselt paksude vaheseintega vorme, mille iseloomustavaks tunnuseks on akantopooride suurus või vähemalt nende rikkalik esinemine. Eriti hästi arenenud akantopoore leiame *Lioclemella spinea*'l, kus nad suuruse poolest ei jää maha zooöötsiumidest. Väiksemaid, kuid see-eest rikkalikult esinevaid akantopoore leiame *Orbipora solida*'l, *Leioclema pakri*'l ja *Hemiphragma pakrianum*'il. On täiesti ilmne, et suhteliselt paksud vaheseinad ja akantopooriderikkus lubiliivakivi kõige sagedamini esinevatel vormidel ei ole juhuslik, vaid nii või teisiti asukohast tingitud nähtus. Paksemad vaheseinad tagasid kolooniale suurema tugevuse, akantopoorid aga kõnelevad kolooniate tugevdatud kaitsevõimest välisvaenlaste vastu. On mõeldav, et rannalähedasema piirkonna loomastikus etendasid suhteliselt olulist osa mitmesugused inkrusteerivad ja võõrkehadele kinnistuvad vormid, mis oma aluseks oleksid meelsasti valinud just sammalloomade massiivsed kolooniad. Ilmselt võimaldas tugevdatud kaitsevõime akantopooride rikkaliku arengu näol viimastel selliste vaenlaste vastu edukalt võidelda.

Kokku võttes ei piirdu lubiliivakivi sammalloomade spetsiifika mitte ainult erineva liigilise ja perekondliku koostisega, vaid sellega kaasuvad ka teatud väliskuju tüübid ja siseehituse omapära. See kõneleb ühelt poolt elutingimuste küllaltki teravast erinevusest lubiliivakivi- ja normaalfaatsieses, teiselt poolt aga sellest, et sammalloomad võivad meie tingimustes real juhtudel osutuda eeskujulikeks elutingimuste indikaatoriteks.

Missugusel kujul avaldub lubiliivakivi-faatsiesele omane elutingimuste kompleks rea teiste faunarühmade juures, seda peavad näitama edaspidised uurimised.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

KIRJANDUS

Bassler, R. S., 1911. The Early Paleozoic Bryozoa of the Baltic Provinces. Smiths. Inst. U. S. National Mus., Bull. 77.
Cooper, B. N., 1953. Trilobites from the Lower Champlainian Formations of the Appalachian Valley. Mem. Geol. Soc. America, 55.
Kupffer, A., 1870. Ueber die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. Arch. Naturk. Liv-, Ehst-, u. Kurl., Ser. 1, Bd. 5.
Öpik, A., 1927. Die Inseln Odensholm und Rogö. Ein Beitrag zur Geologie von NW-Estland. Acta et Comm. Univ. Tartuensis. A. XII, 2.
Ламанский В. В., 1905. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 20.

К ФАУНЕ КУНДАСКОГО ГОРИЗОНТА И ЕЕ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЭСТОНИИ

Р. МЯННИЛЬ

Резюме

Автор рассматривает видовой состав фауны трилобитов и мшанок прибрежной песчанистой фации нижнеордовикского кундаского горизонта (B_{III}) и сравнивает его с таковым же нормальной известковистой фации. Мшанки песчанистой фации резко отличаются от мшанок нормальной фации как видовым и родовым составами, так и внешней формой и внутренним строением.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

ON THE FAUNA OF THE KUNDA STAGE IN NORTH-WEST ESTONIA AND ITS PALEOECOLOGY

R. MÄNNIL

Summary

The trilobites and bryozoans of the sandy facies of the Lower Ordovician Kunda Stage (B_{III}) are discussed and compared with those in the normal carbonate facies. The bryozoans in the sandy facies differ fundamentally from those in the normal facies, both taxonomically and in their specific external and internal characteristics.

Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology

EESTI NSV ORDOVIITSIUMI JA LÄNDOVERI RUGOOSIDE STRATIGRAAFILISEST TÄHTSUSEST

D. KALJO

Käesolevaks ajaks on Eesti ordoviitsiumist ja ländoverist tundma õpitud (vt. bibliograafia töös: Кальо, 1958) tetrakorallide liikide arv tõusnud viiekümne üheksani. Kuigi sellega ei ole veel nende kihtide rugoosidefauna mitmekesisus ammendatud ning seetõttu edaspidised uurimised järgnevat ülevaadet ja rugooside loetelu veel mitmeti täiendavad, on nimetatud arv siiski küllaldane selleks, et analüüsida meie ordoviitsiumi ja ländoveri rugooside stratigraafilist tähtsust.

Seniste uurimiste põhjal on ilmnenud tetrakorallide levikus meie territooriumil käsitletavas ajavahemikus mõningad seaduspärasused, mis võimaldavad teha ka teatud järeldusi meie rugooside stratigraafilise tähtsuse ja paleozoogeograafilise iseloomu kohta.

Järgnevasse Eesti NSV ordoviitsiumi ja ländoveri tetrakorallide stratigraafilise leviku tabelisse on võetud kõik meie alalt tuntud liigid, välja arvatud mõned varasemates töödes kirjeldatud liigid, mille levikut ei ole saadud uuesti kontrollida.

Levikutabeli andmete statistiline kokkuvõte näitab, et meie keskordoviitsiumis esineb 11 rugoosiliiki, mis kuuluvad kahe sugukonna kuude perekonda. Ülemordoviitsiumis on vastavad arvud 23 liiki ja 10 perekonda kolmest sugukonnast ning ländoveris 27 liiki ja 19 perekonda kümnest sugukonnast.

Viru seerias esinevad tetrakorallid suhteliselt harva, liikide arv on väike, veel väiksem on perekondade ja sugukondade arv, millesse nad kuuluvad. Rugooside suhteline haruldus, võrreldes muu faunaga, raskendab nende kasutamist stratigraafias, mistõttu nende stratigraafilist tähtsust viru seerias tuleb hinnata võrdlemisi tagasihoidlikuks.

Harju seerias on rugooside rühm õige arvukas ning mõnevõrra mitmekesisem. Vastavalt sellele on kasvanud ka nende kasutatavus stratigraafiliste uurimiste juures. Harju seeria tetrakorallide süstemaatilise koostise vaatlemisel torkab silma, et dominantsed

Eesti ordoviitsiumi ja ländoveri tetrakorallide stratigraafiline levik

	Keskordoviitsium				Ülemordoviitsium				Ländoveri				
	C_{III}	D_I	D_{II}	D_{III}	E	F_Ia	F_Ib	F_Ic	F_2	G_I	G_{II}	G_3	H
Streptelasma (Streptelasma)													
orientalis Kaljo				+									
bystrowi Reiman							+						
rusticum (Bill.)								+					
poulseni Cox							?	+					
giganteum Kaljo									+				
Streptelasma (Grewingkia)													
buceros Eichw.								+					
eur. europaeum Roem.							+	+					
eur. hosholmensis Kaljo								+					
Kenophyllum													
canaliferum (Reim)						+							
siluricum (Byb.)							+						
subcylindricum Dyb.						+	+	+					
Pycnactis crassiseptatum (Smith)									+	+	+		
Bighornia													
orvikui Kaljo								+					
Lambeophyllum													
profundum (Conr.)		+											
dybowskii Kaljo	+	+											
Leolasma													
socialis Kaljo			+										
reimani Kaljo				+									
Brachyelasma													
oanduensis Kaljo			+										
cylindricum (Troedss.)				+									
concavum Kaljo				+									
fervida Kaljo				+									
hiumica Reim.							+						
duncani (Dyb.)								+	+				
primum (Wdkd.)								+					
estonicum (Dyb.)										+	+		
Rhegmaphyllum whittardi (Smith)										+	+		
Rectigrewingkia													
lutkewitchi (Reim)					+								
anthelion (Dyb.)						+	+	+					
Kodonophyllum													
bekkeri bekkeri Kaljo							+						
bekkeri dentata Kaljo							+						
bekkeri biohermica Kaljo								+					
rhizobolon (Dyb.)									+				
tubaeformis Kaljo											+		
Schlotheimophyllum													
planum (Wdkd.)											+		
Densiphyllum													
thomsoni Dyb.										+	+		

	Keskordoviitsium				Ülemordoviitsium				Ländoveri				
	C_{III}	D_I	D_{II}	D_{III}	E	F_Ia	F_Ib	F_Ic	F_2	G_I	G_{II}	G_3	H
Calostylis													
concavifundatus Reim									+				
luhai Kaljo													+
Kyphophyllum													
schmidti Kaljo											+		
Sclerophyllum													
sokolovi Reim.									+				
Paliphyllum													
soshk. soshkinae Kaljo										+	+		
soshk. karinuensis Kaljo												+	
Cyathactis													
balticus Kaljo											+		
Pilophyllum													
porosum Kaljo									+				
zonatum Kaljo											+		
massivum Kaljo											+		
Strombodes													
middendorfi (Dyb.)									+				
schrencki (Dyb.)												+	
Petrozium													
losseni (Dyb.)											+		
Arachnophyllum diffluens													
(M. Edw. et Haime)													+
Primitophyllum													
primum Kaljo		+	+										
Rhabdocyclus													
atavus Kaljo						+							
aequispinatus Reim.							+						
Tryplasma													
praecox Kaljo				+									
hemicymatelasma Reim.							+						
antiqua Reim.							+						
Neotryplasma													
longiseptata Kaljo							+						
codonophylloides Kaljo									+				
Palaeophyllum													
fasciculus (Kut.)									+				
tubuliferum Reim.											+		
Cyathophylloides													
kassariensis Dyb.											+	+	

on streptelasmiidsed rugoosid (6 perekonda kümnest), kuna ülejäänud on väikese osatähtsusega. Seetõttu on harju seeria rugoosidefauna koostiselt küllaltki ühetooniline ja selles mõttes ka väga spetsiifiline streptelasmiidne fauna.

Seevastu on ländoveri rugooside hulgas esindatud paljude sugukondade (10) perekonnad ja liigid, mistõttu faunakompleksi üldilme on mitmekesine. Paljude uute fülogeneetiliste harude ilmu-

mine ländoveris, mis avaldub eriti hästi Eestis, tähistab uue etapi algust tetrakorallide evolutsioonis. Sõltuvalt rugooside arvukusest ning diferentseeritusest on nende kasutatavus stratigraafiliste küsimuste lahendamisel küllaltki hea.

Paljud kõnealuste rugooside vormid on piiratud stratigraafilise levikuga. Enamik liike esineb ühes-kahes, ainult üksikud ka kolmes lademes. Samal ajal näitavad senised kogemused, et rugooside liigid on enamasti ka väikese geograafilise levikuga, sest nad on fatsiaalsete tingimuste suhtes väga nõudlikud. Seetõttu esineb eri fatsiaalsetes kihtides ka tunduvalt erinev rugoosidefauna. Viimane asjaolu takistab oluliselt rugooside kasutamist erinevate kihistike rööbistamisel, kuid samal ajal tõstatab nende organismide paleoökoloogia uurimise vajaduse.

Järgnevalt vaatleme mõningaid näiteid öeldu illustreerimiseks. Jõhvi lademes esineb seni teadaolevatel andmetel kolm liiki tetrakoralle: *Lambeophyllum dybowskii* Kaljo (on märgitud üksiku leiuna ka idavere lademest), *L. profundum* Conr. ja *Primitophyllum primum* Kaljo (väga haruldane ka keila lademe alumises osas). Võrreldes lamami ja lasumiga, kerkib jõhvi lademe rugooside kompleks, nii liigivaene kui see ongi, selgesti esile ja on selles mõttes stratigraafiliselt oluliseks faunaelemendiks. Samal ajal on ka rugooside levik jõhvi lademe avamusala eri piirkondades sõltuvalt lademe fatsiaalsete tingimuste vähesest erinevusest suhteliselt ühtlane.

Seevastu vasalemma lademe eri kihistikes levib täiesti erinev rugoosidefauna, mis ei võimalda kihistikke rööbistada, kuigi tervikuna on ka sel juhul lademe rugooside kompleks teravalt erinev nii lamami kui ka lasumi kompleksist.

Vasalemma tsüstiidlubjakividest ei ole senini teada ühtegi rugoosi, kuigi samas esineb rohkesti tabulaate. Rohkearvuline on aga saku kihistiku rugooside kompleks: *Brachyelasma cylindricum* (Troeds.), *B. concava* Kaljo, *B. fervida* Kaljo, *Tryplasma praecox* Kaljo ja *Rhabdocyclus* sp. Kuid ükski selle kompleksi liikidest ei esine üheski teises kihistikus. Samuti piirdub oandu kihistikus esinevate liikide *Leolasma reimani* Kaljo ja *Streptelasma orientalis* Kaljo levik ainult selle kihistikuga.

Analoogilise näidete paari võib tuua veel juuru ja tamsalu lademe kohta. Kui esimeses on suhteliselt vaene rugoosidefauna (vt. tabel) tänu ühtlastele fatsiaalsetele tingimustele levinud peaaegu ühtlaselt kogu lademe avamusala piires, siis tamsalu lademes kerkivad esile teravad erinevused isegi ühe faatsiese mõnevõrra erinevates osades. Purga kihistikus ($G_{II}P$) levib omapärane väikesekasvuline fauna, mis oma laadilt meenutab rakvere lademe «allasurutud kääbusfaunat». Kihistiku terrigeenselt aineselt väga rikkais kivimeis esineb senistel andmetel ainult kaks liiki — *Bra-*

chyelasma estonicum (Dyb.) ja *Densiphyllum thomsoni* Dyb., kuid seejuures õige arvukalt. Tammiku kihistiku ($G_{II}T$) pentameruslubjakivid on rugoosidelt veelgi vaesemad. Neis leidub ainult üksikuid ka muudes kihistikes levinud liike. Kose kihistikust ($G_{II}K$) senini tetrakoralle ei ole leitud ning, arvestades selle kihistiku kivimite suurt merglisust (nn. mudajad kivimid), on põhjust arvata, et rugoosid neis praktiliselt puuduvad või on analoogiliselt purga kihistikule täiesti omapärase iseloomuga. Ridala kihistikust ($G_{II}R$) on seni teada ainult *Cyathactis balticus* Kaljo ja mõned teised rugoosid, millede leiutase ei ole päris täpne. Kõige rikkalikum on hilliste kihistiku ($G_{II}H$) rugoosidefauna. Selles esineb 10 liiki, kusjuures eriti sagedad on koloniaalsed *Petrozium losseni* (Dyb.) ja *Cyathophylloides kassariensis* Dyb., vähem *Palaeophyllum tubuliferum* Reim. Arvukad on ka *Brachyelasma estonicum* (Dyb.), *Rhegmaphyllum whittardi* (Smith) ja tavaliselt just riffides elava perekonna *Kodonophyllum* esindaja *K. tubaeformis* Kaljo. Erinevusi rugooside levikus rififaatsiese piires on juba käsitletud teisal (Kaljo, 1958).

Analoogilisi tähelepanekuid rugooside leviku kohta sõltuvalt keskkonnatingimustest on ka teistest lademetest, kuid paljudel juhtudel ei ole meil veel lademete fatsiaalne diferentseeritus küllalt selge, mistõttu on raske materjali süstematiseerida. Kõige enam pakub praegu huvi nabala lademe erinevate kihistike fauna, mille kohta on ka huvitavaid andmeid, kuid kahjuks on uus materjal, eriti merglistest paekna kihistiku kivimitest, seni veel läbi töötamata. Sama kehtib ka porkuni lademe fauna kohta.

Eespool esitatud näited, mis illustreerivad tetrakorallide suurt sõltuvust keskkonnast, peaksid olema küllalt veenvad, et rõhutada fatsiaalsete tingimuste hoolika silmaspidamise vajadust rugooside kasutamisel stratigraafiliste küsimuste lahendamiseks.

Järgnevalt tuleks käsitleda tetrakorallide stratigraafilise tähtsuse teist aspekti, mis on seotud korrelatsioonide ja fauna paleozoogeograafilise iseloomuga.

Rugooside kujunemine toimus, arvestades praegu teadaolevaid fakte (Bassler, 1950; Hill, 1951 ja 1956), kahtlemata Põhja-Ameerikas. Keskordoviitsiumi esimesel poolel (bläkriver) ilmusid seal «*Protostreptelasma*», *Favistella*, *Lambeophyllum* ja *Streptelasma*, veida hiljem ka *Palaeophyllum*.

Baltoskandias ilmusid keskordoviitsiumi teisel poolel *Lambeophyllum*, *Leolasma*, *Primitophyllum* ning ajastiku lõpul *Rhabdocyclus*, *Tryplasma*, *Brachyelasma*, *Coelostylis* ja *Streptelasma*.

Hiina keskordoviitsiumist on teada (Yü Chang-ming, 1957) *Protozaphrentis*'e, *Favistella* ja *Streptelasma* esinemine.

Põhja-Ameerika keskordoviitsiumi tetrakorallid on oma iseloomult kosmopoliitsed. Seal tekkinud rugoosidefauna levis kiiresti

paljudesse maailmajagudesse. Endeemilist elementi selle fauna hulgas ei esine. Seetõttu on Põhja-Ameerika rugoosidefauna korrelatsioonidel küllaltki väärtuslikuks materjaliks.

Baltoskandia suhtes valitseb aga teatud erinevus, kuna sellele alale ameerika elementi olulisel määral ei tunginud. Põhja-Ameerika keskordoviitsiumi faunast on meil ainsana esindatud *Lambeophyllum* *. Seevastu on Baltoskandias ja eriti Eesti alal rohkesti endeemilist faunat — esinevad perekonnad, mis mujal keskordoviitsiumis ei esine: *Primitophyllum*, *Leolasma*, *Brachyelasma*, *Tryplasma* ja *Coelostylis*. Kui sellele lisada, et Šoti keskordoviitsiumis ameerika elemendid, nagu *Palaeophyllum* ja *Streptelasma*, ilmusid varem, kuna meil ameerika elemendi esindaja *Streptelasma* ilmus alles keskordoviitsiumi lõpus (vasalemma lademes), siis tekib tahtmatult ettekujutus, et meie ala fauna arenes teatud isolatsiooni tingimustes. On huvitav, mida näitavad selles suhtes teised faunarühmad. Tõenäoliselt tuleb seda isolatsiooni lugeda suures osas mitte absoluutseks, vaid sõltuvaks teatud fatsiaalsetest tingimustest, mis takistasid rugoosidefauna levimist. Vasalemma eal see olukord ilmselt mõneks ajaks muutus, sest peale *Streptelasma* ilmus sel ajal Baltimaadele rida tabulaate (*Eofletcheria*, *Liopora*, *Lichenaria*), mis muudel aladel esinesid juba palju varasemates keskordoviitsiumi kihtides.

Pöördudes korrelatsiooni ja stratigraafilise tähtsuse juurde tagasi, tuleb nentida, et oma endeemilise iseloomu tõttu viru seeria rugooside kasutamine geoloogilise vanuse määramisel ei anna kergesti positiivseid tulemusi.

Analoogilisi vahekordi kohtame ka ülemordoviitsiumi tetrakorallide leviku vaatlemisel. Kohe algul tuleb alla kriipsutada, et alates ülemordoviitsiumist kandub rugooside põhiline tekketsenter Põhja-Ameerikast üle Baltoskandiasse. Sellelt alalt on teada järgmised perekonnad, milledest enamus esines ülemordoviitsiumis ainult Baltoskandias (*Rectigrewingkia*, *Rhabdocyclus*, *Tryplasma*, *Neotryplasma* ja *Kodonophyllum*; viimane ilmus esmakordselt Šotimaal keskordoviitsiumi lõpul) või levis varem kui mujal (*Grewingkia*, *Brachyelasma*).

Huvitava korrapärasusena võib ajastu lõpul täheldada jällegi korallidefauna liikumist — balti elemendi tungimist Põhja-Ameerikasse (*Grewingkia*, *Brachyelasma*) ja vastupidi. Ameerika elemendina esineb pirgu lademes *Bighornia*, mis esmakordselt ilmus Põhja-Ameerika ritšmondis (Duncan, 1957). Meil esineva liigi päritolu Ameerikast on hästi tõestatav fülogeneetiliste suhete analüüsiga.

---

* Viimasel ajal kahtleb autor meil seni *Lambeophyllum*'itena kirjeldatud tetrakorallide perekondlikus kuuluvuses.

Kokku võttes on ka harju seeria rugoosidefaunas suur osatähtsus just kohalikul baltoskandia nn. endeemilisel faunal ja kuigi siin kosmopoliitsete ning teiste ulatuslikumalt levinud perekondade (*Streptelasma*, *Brachyelasma*, *Grewingkia*) osatähtsus on suurem, tuleb korrelatsioonide puhul nende levikus ilmnevat ajutise endemismi nähtust tublisti arvestada.

Meie ländoveri tetrakorallide hulgas esineb ajutise endemismi nähtus veelgi reljeefsemalt. Nimelt ilmusid meil vähemalt terve ajajärgu võrra varem perekonnad *Kyphophyllum*, *Pilophyllum* ja *Strombodes*. Senini on ainult meilt kirjeldatud *Sclerophyllum* ja *Densiphyllum*. Erinevalt eelnenud ajajärkudest esineb ländoveri faunas suhteliselt rohkesti niisuguseid tetrakoralle, mis on levinud ka teistes faunaprovintsides (*Streptelasma*, *Schlotheimophyllum*, *Petrozium*, *Calostylis* jt.). Teatud osa neist annab küllaltki head materjali korreleerimiseks. Rohkearvuline ajutiste endeemikute esinemine, eriti mitmete perekondade varasem ilmumine, annab meie ländoveri rugoosidefaunale täiesti omapärase, kordumatu ilme.

Peab rõhutama, et eespool esitatud arutluste juures võis autor arvestada uurimiste tulemusi tänapäevase seisu kohaselt, mistõttu antud iseloomustust tuleb vaadelda esialgsena.

Kokku võttes võib märkida, et hinnates rugooside stratigraafilist tähtsust ja võimalusi nende kasutamiseks stratigraafias, tuleb alati arvestada lahendatava stratigraafilise küsimuse iseloomu ning neid konkreetseid teadmisi, mida omatakse vastava rugooside kompleksi kohta. Viimases osas ei ole aga mõeldav lähtuda ainult ühe või teise koralli esinemise või mitteesinemise faktist, vaid on tarvis teada ka kasutatavate vormide fülogeneetilisi, paleoökoloogilisi ja paleozoogeograafilisi suhteid.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

KIRJANDUS

Bassler, R., 1950. Faunal Lists and Descriptions of Paleozoic Corals. Geol. Soc. Amer. Mem. 44.

Duncan, H., 1957. Bighornia, a New Ordovician Coral Genus. J. Paleont. vol. 31, No. 3.

Hill, D., 1951. The Ordovician Corals. Proc. Roy. Soc. Queensl., vol. LXII, No. 1.

Hill, D., 1956. „Rugosa" in „Treatise on Invertebrate Paleontology" edit. by R. C. Moore. Part. F. Coelenterata. Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas Press.

Kaljo, D., 1958. Tähelepanekuid tetrakorallide väliskuju olenevusest keskkonna tingimustest. Eesti Loodus, nr. 2.

Yü Chang-ming, 1957. On the Occurrence of a New Rugose Coral from the Middle Ordovician of Sinkiang Province, N. W. China. Acta Palaeontologica Sinica, vol. V, No. 2.

Кальо Д., 1958. Некоторые новые и малоизвестные ругозы Прибалтики. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, III.

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ РУГОЗ ОРДОВИКА И ЛЛАНДОВЕРИ ЭСТОНСКОЙ ССР

Д. КАЛЬО

Резюме

В статье приводится таблица стратиграфического распространения ругоз в ордовике и лландовери Эстонии (в таблице: keskordoviitsium — средний ордовик (верхняя половина), ülemordoviitsium — верхний ордовик, ländoveri — лландовери). На основе примеров показывается обусловленность распространения ругоз от фации, что надо иметь в виду при использовании ругоз для стратиграфических целей. С палеозоогеографической точки зрения в фауне ругоз Эстонии преобладает балтоскандинавский элемент при значительном количестве так называемых временных эндемиков.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

STRATIGRAPHICAL IMPORTANCE OF THE ORDOVICIAN AND LLANDOVERIAN RUGOSE CORALS OF THE ESTONIAN S.S.R.

D. KALJO

Summary

A table of the stratigraphical distribution of the rugose corals in the Estonian Ordovician and Llandoverian is given [the Estonian term «keskordoviitsium» = Middle Ordovician (upper part), «ülemordoviitsium» = Upper Ordovician and ländoveri = Llandoverian]. As the examples show, the distribution of the rugose corals is conditioned by the facies. This should be taken into account when using the corals for stratigraphical purposes. From the paleozoogeographical point of view, the Baltoscandian rugose coral element predominates in Estonia, with the addition of numerous temporary endemic forms.

Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology

ANTROPOGEENI (KVATERNAARI) STRATIGRAAFIA JA PALEOGEOGRAAFIA KÜSIMUSI EESTIS

K. ORVIKU

Viimastel aastatel on Eestis tunduvalt laienenud kõige noorema ladestu ja ajastu — kvaternaari ehk antropogeeni — geoloogia uurimine. Seoses sellega peatutakse alljärgnevas mõnel üldisel küsimusel.

Antropogeeni geoloogia tundmaõppimist hõlbustab see, et viimaste aastasadade ja -tuhandete geoloogilisest sündmustikust kõnelevaid ürikuid — setteid ja pinnavorme — on tänapäevani säilinud suhteliselt rohkesti. Kuid säilinud setted ja pinnavormid on valdavalt mandrilise tekkega ja nende esinemine on väga lünklik. Setetes leidub suhteliselt vähe kivistisi ning needki kuuluvad pahatihti liikidele, mida leidub tänapäeva loomastikus ja taimestikus. Sellepärast ei ole olemasolevate geoloogiliste ürikute abil antropogeeniajastu geoloogilist sündmustikku kuigi kerge selgitada. Rohkem kui eelnenud ajastute geoloogia tundmaõppimisel on vaja kasutada kompleksset uurimisviisi: peale litoloogilis-mineraloogiliste, paleontoloogiliste ja stratigraafiliste uurimisviiside tuleb näiteks rohkesti kasutada ka geomorfoloogilist. Tunduvalt suurema tähtsusega on ka kvantitatiivsete meetodite rakendamine, näiteks paleontoloogilise materjali kasutamisel stratigraafia ja paleogeograafia küsimuste lahendamiseks. On vajalik tähelepanu pöörata veel sellele, et antropogeeni geoloogia sihiteadlikul uurimisel on tunduvalt lühem ajalugu kui varajasemate ladestute (ajastute) uurimisel, mistõttu ei ole veel küllaldaselt ühtlustatud seisukohti ei uurimisviiside ega ka teatud üldistuste osas.

Kõige nooremat ladestut (ajastut) oleme harjunud nimetama kvaternaariks. Kuid nii Nõukogude Liidus kui ka välismaal on viimasel ajal ikka sagedamini hakatud kõnelema vajadusest kõige noorem ladestu (ajastu) ümber nimetada antropogeeniks. Esimesena tõstatas selle küsimuse Nõukogude Liidus akadeemik A. Pavlov käesoleva sajandi 20-ndatel aastatel ning nüüd kasutatakse nimetust «antropogeen» juba õige rohkesti rööbiti «kvaternaariga». Kui arvestada asjaolusid, et noorima ladestu (ajastu) ulatust tuleb

suurendada neogeeni ladestu (ajastu) arvel ja et vastaval ajalõigul toimus suurima tähtsusega sündmus — ilmusid inimese otsesed esivanemad ja toimus nende areng *Australopithecus*'e staadiumist tänapäeva *Homo sapiens*'ini, siis on kõigiti põhjendatud vananenud nimetuse «kvaternaar» asendamine nimetusega «antropogeen» (Громов, 1957a). Ka meil on korduvalt kõneldud antropogeeni ladestust (ajastust), mis on kõigiti õigustatud ning mida on otstarbekohane jätkata ka edaspidi.

Eesti maa-alal ei ole antropogeeniajastu vältel pidevalt kujunenud setteid ja kujunenutestki on paljud hilisemate geoloogiliste sündmuste jooksul hävinenud. Seniste uurimiste põhjal on meil vanimaks antropogeeni setteks, mille stratigraafia on kindlaks määratud, dnepri ladejärku kuuluv Rõngu ja Karuküla põhimoreen (Орвику, 1956). Sellega ei ole aga veel öeldud, et meie maa-alal vanemaid antropogeeni setteid üldse kusagil ei esine. Edaspidistel uurimistel, eriti puurimistöödel, võidakse meil avastada ka vanemaid kui dnepri ladejärgu setteid ning samuti vastavaid pinnavorme. Ei tohi unustada, et nii meil kui ka mujal on maakoor pidevalt kujunenud geoloogiliste jõudude mõjustusel ja vastavalt on tekkinud ka setteid ning pinnavorme. Omaette küsimus on juba see, mil määral viimased on säilinud. Neid asjaolusid arvestades on loomulikult Eesti antropogeeni geoloogia uurimise seisukohalt oluline silmas pidada viimasel ajal ikka veenvamalt avaldatavaid seisukohti, et antropogeeni ladestu piir tuleb asetada senisest madalamale ja vastavalt suurendada antropogeeniajastu kestust. Kõige enam on põhjendatud ettepanek arvata antropogeeni ladestusse senini ülempliotseeni loetud aktšagõli ja apšeroni ladejärk (Громов, 1957б) ning teised nende vanusele vastavad setted. Sellest lähtudes on näiteks antud antropogeeni ladestu ulatus Baltimaade ja Valgevene stratigraafilises skeemis (Объяснительная записка . . ., 1957).

Antropogeeni geoloogia käsitlemisel esitatavad stratigraafilised skeemid sisaldavad nii ajalisi mõisteid kui ka andmeid setete vanuselisest järjestusest ja kivististe vaheldumisest. Ühtlasi iseloomustavad nad geoloogilisi olukordi ühel või teisel ajalõigul. Selle põhjuseks on kahtlematult asjaolu, et antropogeeni stratigraafiat tuleb paleontoloogilise materjali puudumise tõttu sageli paratamatult selgitada litoloogiliste ja ka geomorfoloogiliste tunnuste järgi: samal ajal on ajastut jaotatud geoloogiliste sündmuste, s. o. paleogeograafiliste tunnuste järgi (mõtlen siin jääaegu ja nendega vahelduvaid jäävaheajajärke). Ka ei ole veel küllalt ühtlust ladestu (ajastu) alajaotuste astmestamises.

Antropogeeni geoloogia iseloomustamisel püütakse ikka selgepiirilisemalt üksteisest lahus hoida stratigraafilisi, geokronoloogilisi ja paleogeograafilisi skeeme.

Antropogeeni stratigraafilise ja geokronoloogilise skeemi suurte jaotuste osas on olukord üldiselt rahuldav: antropogeeni ladestu (ajastu) jaotatakse neljaks ladestikuks (ajastikuks). Neid aga nimetatakse erinevalt olenevalt sellest, kas antropogeeni ladestu (ajastu) jaotatakse eelnevalt pleistotseeniks ja holotseeniks või mitte. Nimetatud kaksikjaotus on vananenud, kuid ta eristab antropogeeni kõige hilisema, suhteliselt lühikese (umbes 10 000 aastat) ajalõigu, millel on oma iseloomulikud jooned, ülejäänud, tunduvalt pikemast ajalõigust.

Mõned uurijad (V. Gromov, A. Moskvitin jt.) on pleistotseeni käsitanud ajastikuna (ladestikuna) (vt. Громов, 1957б, tabel). Ka Eesti antropogeeni skeemides on antropogeeni jaotamisel käsitatud pleistotseeni tingimisi alaladestuna (alaajastuna). Real juhtudel, näit. Baltimaade ja Valgevene stratigraafilises skeemis, S. Jakovlevi skeemis jt., ei ole antropogeeni kaheks osaks jaotatud. Ühest või teisest seisukohast lähtudes ongi ladestike (ajastike) nimetused erinevad: esimesel juhul kõneldakse alam-, kesk- ja ülempleistotseeni ning nüüdisaegsest ehk holotseensest ladestikust (ajastikust), teisel juhul aga alam-, kesk- ja ülemkvaternaari ehk -antropogeeni ning holotseeni ladestikust (ajastikust). Nii ühel kui teisel juhul on ladestike (ajastike) indeksid ühesugused (Q_1 või An_1 jne.). Olgu märgitud, et ladestu (ajastu) jaotamine neljaks ladestikuks (ajastikuks) on paleontoloogiliselt põhjendatud (Громов, 1957б, Гричук, 1957). Varem, kui oldi seisukohal, et antropogeeniajastu vältel on esinenud üldse kolm ulatuslikku jäätumist, loeti iga ajastiku piiridesse üks jäävaheajajärk ja üks sellele järgnenud jääaeg.

On aga teada, et jäätumiste arvu kohta antropogeenis on käesoleval ajal väga erinevaid seisukohti. Samal ajal, kui V. Gromov kõneleb imetajatefauna arenemise põhjal antropogeenis ühest üldisest jahenemisest, väidab S. Jakovlev, et antropogeeni vältel on esinenud seitse iseseisvat jäätumist. Kuna aga antropogeeni ladestike (ajastike) jaotamise aluseks on senini tavaliselt võetud jäätumised ja jäävaheajajärgud, siis sõltuvalt sellest, mitut jäätumist üks või teine uurija tunnustab, on ka ladestikud (ajastikud) erinevalt väiksemaiks ühikuiks jaotatud. Nii on ülempleistotseeni ladestik (ajastik) I. Gerassimovi ja K. Markovi antropogeeni stratigraafilises skeemis jaotatud kaheks, A. Moskvitini skeemis neljaks ja S. Jakovlevi skeemis kuueks ladejärguks (ajajärguks). On loomulik, et niisuguse erinevuse tõttu on neid skeeme raske omavahel seostada. Paljud üksteise mittemõistmised antropogeeni geoloogia küsimustes ongi tekkinud mitte niivõrd sisuliste lahkuminekute kui just erineva stratigraafilise tõlgenduse tõttu. Nendest lahkuminekutest püütakse viimasel ajal üle saada sel teel, et ka ladejärkude (ajajärkude) eraldamisel võetakse aluseks paleontoloogiline printsiip. Selline ladestike (ajastike) jaotus on läbi viidud Balti-

1. tabel

Antropogeeni(An) [kvaternaari (Q)] ladestu (ajastu) stratigraafiline (geokronoloogiline) liigestus ladestikeks (ajastikeks) ja ladejärkudeks (ajajärkudeks) Baltimaade ja Valgevene regionaalse stratigraafilise skeemi (1957) alusel

Ladestu (ajastu)	Ladestik (ajastik)		Ladejärk (ajajärk)
Antropogeen (An) [kvaternaar (Q)]	Nüüdisaja ehk holotseeni (An_4, Q_4)		Balti (An_4, Q_4)
	Pleistotseen (An_{1-3}, Q_{1-3})	Ülempleistotseeni (An_3, Q_3)	Neemeni (An_3^2, Q_3^2)
			Muraavino (An_3^1, Q_3^1)
		Keskpleistotseeni (An_2, Q_2)	Dnepri (An_2^2, Q_2^2)
			Staroobini (An_2^1, Q_2^1)
		Alampleistotseeni (An_1, Q_1)	Berezinaa (An_1^2, Q_1^2)
			Vilniuse (An_1^1, Q_1^1)

maade ja Valgevene stratigraafilises skeemis. Niisuguse skeemi paremuseks on see, et kõrgemate stratigraafiliste (geokronoloogiliste) ühikute [ladestu (ajastu), ladestik (ajastik), ladejärk (ajajärk)] eristamiseks ei ole kasutatud geoloogilist tegurit (jäätumine), vaid paleontoloogilist printsiipi. See võimaldab stratigraafilisi (geokronoloogilisi) skeeme omavahel paremini seostada.

Kohalikes stratigraafilistes (geokronoloogilistes) skeemides on võimalik esile tõsta ladejärkude (ajajärkude) üksikasjalikumat liigestust lademeteks (igadeks), põhjendades neid vastavalt ala geoloogiliste ühikute iseloomule või ka lähtudes erinevatest seisukohtadest, näiteks jäätumiste arvust. Nii ei ole meie maa-alal esinevate neemeni ladejärgu setete ja pinnavormide hulgas võimalik eristada kahe erineva jäätumise setteid ja pinnavorme, nagu see on võimalik Valgevenes, mistõttu meil ei saa anda neemeni ladejärgu üksikasjalikumat liigestust (kui mitte lugeda liigestuseks selle ajajärgu tüüpilist mandrijää esinemisaega ja hilisjääaega, s. o. aega, millal toimus meie ala vabanemine jääkattest, ja vahetult sellele järgnenud aega).

Eespool nimetasime, et holotseen on antropogeeni noorimaks ladestikuks (ajastikuks), mida ei jaotata enam ladejärkudeks (ajajärkudeks); ta moodustab vaid ühe — balti ladejärgu (ajajärgu), mis jaguneb lademeteks (igadeks). Holotseeni ajastiku (ladestiku) ehk balti ajajärgu (ladejärgu) alguseks on praegu praktiliselt otstarbekohane lugeda kliima lõpliku ja tunduva paranemise algust pärast viimast jäätumist, millest alates hakkas tekkima ulatuslikult

organogeenseid järvesetteid, nagu järvemuda, järvelupja ning turbaid. Balti ladejärk (ajajärk) sellises ulatuses jaotatakse alam-, kesk- ja ülembalti lademeks (eaks) [vt. Baltimaade ja Valgevene stratigraafiline skeem 1. tabelis ja Orviku, 1960].

2. tabel

Balti ehk holotseeni ladejärgu (ajajärgu) liigestus lademeiks (igadeks) ja vöödeks (väldeteks)

Ladejärk (ajajärk)	Lade (iga)	Vöö (välde ehk faas) palinoloogia andmeil	Vöö (välde ehk staadium) lähtudes Balti mere arengust
Balti (An_4, Q_4)	Ülembalti ehk ülemholotseeni (An_4, Q_4^3)	Ia ülemine männi	Müüa-
		Ib ülemine kuuse	Limnea-
		II ülemine kase	
	Keskbalti ehk keskholotseeni (An_4^2, Q_4^2)	III kuuse	
		IV tamme-kuuse V tamme-segametsa VI lepa-jalaka-sarapuu	Litoriina-
	Alambalti ehk alamholotseeni (An_4^1, Q_4^1)	VII männi-kase-lepa	Antsülus-
		VIII männi	
		IX kase	Joldia-

On avaldatud ka seisukohti, et holotseeni ladestiku (ajastiku) alguseks tuleb lugeda metsade, eriti kuuse varajast üldist esinemist. Nõukogude Liidu Euroopa-osas on (Нейштадт, 1957 jt.) vastavalt sellele seisukohale holotseeni ladestiku vanimaks vööks allerödi vöö (Орвику, 1956) ning tema piirides esinevale kolmele lademele (eale) lisandub siin veel neljas, kõige alumine lade (iga). Vastavalt sellele aga väheneb neemeni ladejärgu (ajajärgu) maht.

Baltimaadel on balti ladejärku kuuluvad lademed (ead) jaotatud veel üksikasjalisemalt kahel viisil. Soo- ja järvesetted on jaotatud õietolmuanalüüsi andmeil reaks faasideks, kuna Balti mere vanad setted ja pinnavormid on eraldatud mitmesse staadiumi ja need omakorda veel faasidesse. Esimesel juhul tugineb jaotus täiel määral paleontoloogilisele materjalile, teisel juhul aga ainult osalt, kuigi ka sel juhul on paleontoloogiline põhjendus otsustav. Faas ja staadium on ajalised mõisted ja kuna nad on väiksemad kui iga, siis oleks õigem kõnelda neist kui väldetest. Need setted, mis on tekkinud ühe või teise välte kestel, moodustaksid vöö. Samal ajal kui õietolmu põhjal määratavad välted on enam-vähem ühepikku-

sed, on Balti mere arengut iseloomustavad välted väga erineva pikkusega. Nii on limneavälde peaaegu sama kestusega kui ülembalti iga ning temale vastab kolm õietolmuväldet.

Nii näeme, et antropogeeni ladestu (ajastu) kohta on võimalik anda eraldi stratigraafilist ja geokronoloogilist skeemi, kusjuures esimene võimaldab rühmitada setete komplekse, teine aga kirjeldab geoloogilist sündmustikku erinevatel aegadel — seega võimaldab edasi anda eri aegadel olnud paleogeograafilist pilti. Siiski jäävad püsima teatud raskused, sest antropogeeniajastu stratigraafia ja geoloogilise arenguloo selgitamisel tuleb peale setete ja neis leiduvate kivististe suurel määral kasutada ka omal ajal tekkinud ja tänaseni hästi säilinud pinnavorme. Viimased on tõendmaterjal, ürikud, ja vastavalt sellele tuleb need ühes või teises skeemis esile tõsta. Kuid ei ühes ega teises ei ole nad nagu päris õigel kohal.

Antropogeeni geoloogia küsimuste selgitamisel on üheks põhinõudeks uuritavate setete ja pinnavormide tekketüübi ehk geneetilise tüübi kindlaksmääramine. Antropogeeni setted ja pinnavormid, nagu nad esinevad näiteks meie maa-alal, on tekkinud väga erinevate geoloogiliste jõudude toimel; esineb merelainetuse, voolava vee, tuule jne. toimel kujunenud setteid ja pinnavorme. Kui määrata setete ja pinnavormide tekketüüp ja nende geoloogiline vanus, siis on olemas vajalikud andmed, mis võimaldavad anda pildi omaaegsetest geoloogilistest tingimustest uuritaval alal teatud ajalõigul.

Siinjuures aga satume samale raskusele, mis esineb aluspõhja kivimite tundmaõppimisel: ühesugustes tingimustes tekkinud settekeha (kihi, lasundi) osad ei pruugi olla tekkelt üheaegsed, vastata täiel määral suuremale või väiksemale stratigraafilisele ühikule. Seda silmas pidades on aluspõhja kivimite uurimisel hakatud lisaks biostratigraafilisele ja geokronoloogilisele skeemile koostama veel litostratigraafilist skeemi, mis väiksema maa-ala, nagu seda on meie vabariigi territoorium, geoloogia uurimisel on praktiliselt väga otstarbekohane. Litostratigraafilised ühikud (kihistikud jne.) on põhiühikud, mis on esmajoones kindlaksmääratavad ka siis, kui puuduvad kivistised.

Antropogeeni geoloogia uurimisel on setete tekketüüpide väljaselgitamine põhiliselt kihistike väljaselgitamine, s. o. litostratigraafilise printsiibi rakendamine. Näiteks võtame mõne turbalasundi piirides rabaturbalasundi, mille tekkimine algas osaliselt keskbalti ea algul, osaliselt aga (lasundi äärealadel) tunduvalt hiljem. Seega moodustab rabaturbalasund tekkelooliselt ühtse settekeha, kuid tema alumine piir on eri osades eri vanusega. Viimane on litoloogiliselt kergesti määratav ja praktiliselt oluline. Kesk- ja ülembalti lademe piir asub aga settekeha sees ja seda

saab veenvalt kindlaks määrata alles palinoloogilise uurimisega, mitte aga litoloogiliste tunnuste järgi.

Antropogeeni setete litostratigraafilise skeemi andmine on keerulisem kui paleosoiliste setete kohta seepärast, et settekehad esinevad laiguti, sageli üksteisest kaugel. Vastava näitena nimetagem sama rabaturvast, mis kindlapiirilise settekehana esineb paljudes meie turbalasundeis. Kui aga silmas pidada õige piiratud alasid, siis nende piirides on setete geneetiliste tüüpide üksteisest eraldamine printsiibis litostratigraafiliste ühikute eraldamine. See, mis on öeldud setete tekketüüpide ja nende erimite kohta, on printsiibis maksev ka pinnavormide ja nende vormirühmade kohta. Nii moodustab teatud jõe org tüübilt ühtse ühiku (on tekkinud voolava vee tegevusel), kuid geokronoloogiliselt võivad tema eri osad olla eri vanusega (Орвику, 1955).

Võib öelda, et setete ja pinnavormide tekketüüpide eraldamine koos nende levikupildi selgitamise ja vanuse määramisega antropogeeni geoloogias vastab printsiibilt litostratigraafiliste ühikute selgitamisele aluspõhja geoloogias.

Seoses holotseeni stratigraafia küsimustega tuleks peatuda palinoloogilistel andmetel määratavate vööde tähistamisel indeksitega. P. Thomson, kes andis Eesti maa-ala kohta esimesena

3. tabel

Palinoloogia andmeil eristatavate vööde indeksite võrdlus (alus: Fries, 1951, lk. 121)

Sernanderi kliimastaadiumid	P. Thomson (1926—1929)	L. v. Post (1925) T. Nilsson (1935)	K. Jessen (1935—1938) M. Fries (1951)	Lade (iga)
Subatlantiline	V c V b V a	I a I b II	IX b^2 IX b^1 IX a } soojajärgne aeg	Ülembalti (An_4^3, Q_4^3)
Subboreaalne	IV b IV a	III IV	VIII b VIII a } hiline soojaaeg	Keskbalti (An_4^2, Q_4^2)
Atlantiline	III b III a	V VI	VII b VII a } päris-soojaaeg	
Boreaalne	II b II a	VII VIII	VI — varajane soojaaeg V — hilisem soojaeelne aeg	Alambalti (An_4^1, Q_4^1)
Preboreaalne	I	IX	IV — vanem soojaeelne aeg	
Subarktiline		X XI XII	III — noorem drüüas II — alleröd I — vanem drüüas	Neemeni ladejärk (An_3^2, Q_3^2) Hilisjääaeg

järve- ja soosetete stratigraafilise skeemi õietolmuanalüüsi andmeil, tarvitas oma esimestes töödes (Thomson, 1926, 1929) vastavate vööde ehk õietolmu juhttasemete märkimiseks rooma numbreid ja ladina tähestiku väikesi tähti nii, et iga kliimastaadium oli märgitud ühe numbriga, alates ühega alt (vt. 3. tabel). Seega märgiti vanemaid tasemeid väiksemate numbritega, nooremaid — suurematega. Kui kliimastaadiumi piirides oli vaja välja tuua rohkem juhttasemeid, siis lisati vastavale numbrile juurde tähed. Niisugune märkimisviis on põhimõtteliselt kõigiti vastuvõetav. Kui käsitada holotseeni selles ulatuses, nagu see nüüdki on soovitatav, siis hõlmab P. Thomsoni tähistusviis holotseeni tervikuna ja on kõigiti vastuvõetav.

Mõnevõrra hiljem hakati L. v. Posti ja T. Nilssoni eeskujul tähistama õietolmu juhttasemeid vastupidises järjekorras — ülevalt alla. P. Thomson (1939) andis ka seose oma indeksite ja T. Nilssoni indeksite vahel. Senini ongi meil kasutatud viimaseid. Kesk-Euroopas ja Skandinaavias on õige laialdaselt hakatud kasutama K. Jesseni ja M. Friesi tähistamisviisi, mis on põhimõtteliselt lähedane P. Thomsoni (1926, 1929) tähistamisviisile: väiksema numbriga tähistatakse vanemaid tasemeid, suuremaga — nooremaid. Erinevus on põhiliselt selles, et juhttasemeid on alustatud juba subarktilise kliimastaadiumiga, osa kliimastaadiume on tähistatud rohkem kui ühe numbriga, kuna neid on detailsemalt iseloomustatud. Õietolmu juhttasemeid on antud vähem, kui P. Thomson on meie maa-ala kohta eraldanud. M. Fries (1951, lk. 121) on esitanud K. Jesseni ja T. Nilssoni skeemide omavahelise seose. Selleks, et vajaduse korral ka meil K. Jesseni ja M. Friesi märkimisviisi kasutada, on tulnud viimast osalt detailiseerida, lisades rooma numbritele juurde ladina väikese tähe ja viimasele araabia numbrid.

Edaspidi on meil vaja senisest rohkem tähelepanu pöörata antropogeeni stratigraafilise nomenklatuuri küsimustele, eriti aga mitmele meie antropogeeni stratigraafia sisulisele küsimusele.

Ikka ei ole veel täpsustatud, kas meil on vanemaid kui dnepri ladejärgu setteid, samuti on väga napid meie teadmised dnepri ladejärgu setteist. Liiga vähe on andmeid muraavino ladejärgu setete kohta üldse, eriti aga selleaegsete meresetete kohta.

Neemeni ladejärgu mandrijää setteid oleme käsitanud seni kui ühe jäätumise jooksul kujunenud setteid. Samal ajal tõstavad naaberalade uurijad selle ladejärgu piirides esile vähemalt kahe jäätumise setteid. Kui meil ongi tõesti olemas ainult ühe jäätumise setted, nagu senised andmed võimaldavad järeldada, siis tekib küsimus, kas ei tule nende vanust revideerida, et veenduda, kas nad vastavad neemeni ajajärgu lõpupoole jäätumisele ja kas sama ajajärgu varajasema jäätumise setted puuduvad või esinevad nad

suhteliselt piiratult (violetthalli moreeni vanuse küsimus). Ka ei ole veel küllaldaselt selgitatud viimase jäätumise staadiumide ja nendevaheliste setete esinemine meil.

Juba loetletugi näitab, kuivõrd olulisi stratigraafilisi küsimusi on meil vaja lahendada pleistotseeni geoloogia uurimisega. Vastavate uurimiste teostamist on senini takistanud niisuguste puuraukude puudumine, mis võimaldaksid saada uurimiseks hästi sobivat kivimmaterjali (näit. puurimine vibropuuriga). Kahtlematult vajab tunduvat laiendamist pleistotseeni setete litoloogiline ja mineraloogiline uurimine. Heade geoloogiliste tugipuuraukude saamisel on vaja süvendada pleistotseense setete kompleksi paleontoloogilisi, eriti aga palinoloogilisi uurimisi.

Holotseeni stratigraafia on meil üldjoontes paremini tundma õpitud kui pleistotseeni stratigraafia. Kuid holotseeni stratigraafilise skeemi rakendamine väiksematel, üksteisest oma geoloogiliselt arengult holotseeni vältel mõnevõrra erinevatel aladel vajab kahtlemata veel selgitamist. Kuigi holotseeni stratigraafias nagu pleistotseeni stratigraafiaski tuleb kasutada mitmeid uurimisviise, jääb siin põhiliseks siiski paleontoloogiline, selle piirides aga eriti palinoloogiline uurimisviis. Seejuures on üheks ülesandeks välja selgitada keskmised õietolmudiagrammid meie looduslikult erinevate valdkondade jaoks. Seoses palinoloogilise uurimistööga vajab täiustamist proovide võtmiseks vajalik tehniline varustus (puurid).

Ka holotseeni setete stratigraafia täpsustamiseks on vaja laiendada nende litoloogia ja mineraloogia uurimist, arvestades eriti settekehade lasumustingimusi ning seost pinnamoega. Muidugi on neil uurimistel eriline väärtus setete ja pinnavormide geneetiliste tüüpide selgitamisel ja tekkeloo iseloomustamisel.

Litoloogilised, paleontoloogilised, stratigraafilised, geomorfoloogilised jt. uurimised antropogeeniajastu geoloogia alal annavad materjali, millele tuginedes on võimalik selgusele jõuda antropogeeniajastu paleogeograafia küsimustes ja ala geoloogilises arenguloos. Mida üksikasjalisemalt on iseloomustatud nii setteid kui ka pinnavorme geneetiliste tüüpide järgi ja määratud nende vanus, seda üksikasjalisema pildi võib anda ka valitsenud looduslikest tingimustest, geoloogiliste jõudude tegevusest igade või koguni väldete kaupa. Selle poole tulebki edaspidises töös püüda.

Meie maa-ala antropogeeniajastu paleogeograafia ja arenguloo küsimuste iseloomustamisel on rõhutatud viimase mandrijää suurt tähtsust meil esinevate antropogeeni vanusega setete ja pinnavormide kujunemisele. See seisukoht on põhjendatud, sest viimase mandrijää setteid ja pinnavorme leidub meil kõikjal: põhimoreeni ulatuslik esinemine, vallseljakute levik jne. Konstateerides viimase jäätumise olulist tähtsust hilisemate looduslike tingimuste kujunemisele, on meil aga vähem tähelepanu pööratud küsimusele,

missugust mõju avaldas viimase mandrijää tegevusele — kulutamisele, setete kuhjamisele, pinnavormide kujundamisele — ja ka ala hilisemale geoloogilisele arengule vana reljeef.

Vana reljeefi parem tundmaõppimine võimaldab kahtlematult täpsemalt esile tõsta omaaegseid looduslikke tingimusi meie alal. Vana reljeefi samastatakse meil pahatihti antropogeenieelse aluspõhja reljeefiga. Edaspidistel uurimistel tuleb püüda täpsustada seda antropogeenieelset aega, millal kujunesid välja aluspõhja reljeefi need põhijooned, mis on säilinud tänapäevani. Tuleb rohkem tähelepanu pöörata küsimusele, mil määral meie vana reljeefi põhijooned on seotud eriti pliotseeni teisel poolel võrdlemisi laialdastel aladel toimunud neotektooniliste kerkeliikumistega, millest tingituna Balti mere piirides ja osalt ka Põhjamere piirides valitsesid kestvalt mandrilised tingimused, milles erosioonilisel tegevusel oli oluline osa. Kas ei ole meil esinevad, veel suhteliselt lünklikult selgunud vanad sügavad orud, paekallas jt. vana pinnamoe suurvormid kujunenud just sellel geoloogilisel ajal?

Antropogeenieelsel ajal kujunenud vana reljeefi muutumisest pleistotseeni vahelduvais geoloogilistes tingimustes (erosioonilise tegevuse vaheldumine mandrijää tegevusega ja erinevad tektoonilised tingimused eri aegadel) teame me veel väga vähe. Ometi toimus pleistotseeni vältel tunduv vana reljeefi areng, mida on vaja edaspidiste töödega selgitada. See on raske ülesanne, kuid edasine detailne uurimistöö, eriti rohked puurimised, peaksid andma küllaldaselt vajalikku materjali. Seda on näidanud Tartu vanade orgude geoloogia uurimine.

Ülalöeldu osutab vajadusele enam tähelepanu pöörata vana reljeefi arenemisloo detailiseerimisele, teades, et see ei ole kaugeltki mitte ainult aluspõhjaline reljeef, vaid selles osalevad kohati ka pleistotseeni setted, mis on vanemad kui viimane jäätumine, et vana reljeef ei ole välja kujunenud ainult antropogeenieelsel ajal, vaid on oluliselt edasi arenenud ka pleistotseeni vältel. Seega oleks õigem kõnelda vanast reljeefist kui viimase jäätumise eelsest reljeefist.

Vana pinnamoe käsitlemisel juba nimetati, et see kujunes eri aegadel erinevate kõrgussuhete tingimustes. Kõrgussuhteid aga määravad ala piirides maakoore tektoonilised liikumised. Viimaseid nimetatakse, kuivõrd nad on seotud Maa ajaloo kõige hilisema aja — pliotseeniga ja antropogeeniga — neotektoonilisteks.

Neotektoonilised maakoore kerkimised ja vajumised ehk kõikuvad liikumised on meil kui platvormsel alal aeglased ja rahulikud ning ei ole oma amplituudidelt ja kiirustelt võrreldavad tektooniliste liikumistega geosünklinaalsetel (hiidkohrude) aladel. See aga ei tähenda sugugi, et neid ei tule arvestada ala geoloogilise mineviku selgitamisel. Meie ala antropogeeni geoloogia uurimisel on

tähelepanu pööratud ka neotektoonika küsimustele, kuid mitte küllaldaselt. Üksikküsimuste tundmaõppimisel ei ole küllaldaselt silmas peetud neotektoonilisi liikumisi. Kõige rohkem on kõikuvaid liikumisi arvestatud meie alal holotseenis toimunud maismaa ja seisuveekogude piiri muutuste selgitamisel.

Nagu juba varem on toonitatud (Орвику, 1955), on paljude välisgeoloogiliste jõudude toime meie alal holotseeni vältel otseselt või kaudselt tihedalt seotud neotektooniliste kõikuvate liikumiste iseloomuga. Sellest on suurel määral mõjustatud mitte ainult Balti merena tuntud veekogu ulatus, vaid samuti näiteks meie jõgede geoloogiline tegevus holotseenis. Soome lahte voolavate jõgede geoloogiline toime, nende orgude areng (reljeef, setted) on mitmeti erinev Võrtsjärve ja Peipsi järve suubuvate jõgede geoloogilisest toimest. Vastavalt sellele on erinevad ka nende jõgede orgude kuju, setted ja arengulugu: kui esimeste puhul võime jõgede alamjooksualadel täheldada üldist jätkuvat orgude sügavnemist, siis teisena nimetatud jõgedel alamjooksualasid iseloomustab küllaltki tähelepandav alluuviumi kuhjumine orgudes. Seda on põhjustanud kõikuvate liikumiste iseloomu erinevus meie ala loode- ja kaguosades holotseeni vältel: esimeses — küllaltki märgatav kerkimine, teises — õige vähene kerkimine või koguni vajumine ning selle mõju suurte järvede arengule.

Holotseeni piirides on meil häid võimalusi täpsustada kõikuvate liikumiste iseloomu ja see ongi üheks ülesandeks meie antropogeeni uurimisel, mis soodustab paleogeograafia ja arenguloo küsimuste lahendamist. Sealjuures tuleb tänapäeva kõikuvaid liikumisi tundma õppida ka täpsete mõõtmismeetoditega (täpsusloodimine, gravimeetria.)

Kõikuvad liikumised ei iseloomusta meil ainult holotseeni, vaid loomulikult ka pleistotseeni ja pliotseeni. On ju vana reljeefi kujunemine suurel määral mõjustatud neotektoonilistest liikumistest. Vanade orgude tunduvalt suurem sügavus võrreldes tänapäeva orgude sügavusega (Tartus, Väänas, Püssi jõgikonnas ja mujal) kõneleb sellest, et meie ala on mitte väga kauges minevikus asunud maailmamere suhtes tänapäevasest tunduvalt kõrgemal tasemel, hiljem aga taas vajunud. Muidugi on selle kohta, millal ja kui suurel määral toimus kerkimine või vajumine, esialgu väga vähe andmeid. Kuid neid andmeid lisandub siis, kui neid teadlikult otsida.

Ülaltooduga on puudutatud ainult üksikuid meie maa-ala antropogeeni geoloogia küsimusi stratigraafia ja paleogeograafia valdkonnast. Uurida tuleb veel teisigi väga olulisi ja mitte vähem huvitavaid probleeme, kuid ülestõstetud on enam aktuaalsed, mis vajavad eriti hoolikat uurimist selleks, et senisest paremini lahendada mitmeid teisi meie antropogeeni küsimusi.

KIRJANDUS

Fries, M., 1951. Pollenanalytiska vittnesbörd om senkvartär vegetationsutveckling, särskilt skogshistoria i nordvästra Götland. Deutsche Zusammenfassung: Pollenanalytische Zeugnisse der spätquartären Vegetationsentwicklung, hauptsächlich der Waldgeschichte im Nord-Westlichen Götaland (Südschonen). Acta Phytogeographica Suecica, 29.

Nilsson, T., 1935. Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. Geol. Fören. Stock. Förh., Bd. 57, No 3.

Orviku, K., 1960. Uus- ehk kainosoiline ladekond. Rmt.: Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast. ENSV TA Geoloogia Instituut. Tallinn.

Thomson, P., 1926. Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren und lacustrinen Ablagerungen in Estland. Geol. Fören. Stock. Förch., Bd. 48.

Thomson, P., 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta et Comm. Univ. Tartuensis. A. XVII, 2.

Thomson, P., 1939. Tabellarische Übersicht über das Alluvium Estlands. Beiträge zur Kunde Estlands. Naturwissensch. Reihe, Bd. 1.

Гричук В. П., 1957. Ископаемая флора четвертичных отложений и стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании флористических материалов. Тезисы докладов всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода 16—27 мая 1957 г. I. Пленарные заседания.

Громов В. И., 1957а. О принципиальной схеме стратиграфического расчленения антропогена. Труды комиссии по изучению четвертичного периода, 13.

Громов В. И., 1957б. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами. Тезисы докладов всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода 16—27 мая 1957 г., 1. Пленарные заседания.

Нейштадт М. И., 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Институт географии АН СССР.

Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии. 1957. Труды регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии.

Орвику К. К., 1955. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. Изв. АН ЭстССР, т. IV, № 2.

Орвику К. К., 1956. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, I.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АНТРОПОГЕНОВОГО (ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ЭСТОНИИ

К. ОРВИКУ

Резюме

В статье обращено внимание на необходимость большей четкости номенклатуры в стратиграфических и геохронологических схемах антропогена. Дается соответствующая схема отделов (эпох) и ярусов (веков) антропогена на основе региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, схема горизонтов (времен) и подгоризонтов голоцена и сравнительная таблица индексов спорово-пыльцевых фаз. В статье указывается на ряд вопросов стратиграфии и палеогеографии антропогена Эстонии, более углубленное изучение которых является первоочередной задачей.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE ANTHROPOGENE (QUATERNARY) IN ESTONIA

K. ORVIKU

Summary

The article stresses the need for greater precision in the nomenclature of stratigraphical and geochronological tables of the Anthropogene. Diagrams have been drawn up representing the series (epochs) and subseries (ages) of the Anthropogene — on the basis of the regional stratigraphical chart of Quaternary deposits in the Baltic countries and Byelorussia — and the stages and substages of the Holocene, together with a comparative index table of palinological phases. Attention is drawn to a number of stratigraphical and palaeogeographical problems of the Estonian Anthropogene, which urgently require a more thorough investigation than they have hitherto received.

Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology

VIIMASE MANDRIJÄÄ TAGANEMISEST PÕHJA-EESTIST

E. RÄHNI

Viimase mandrijää taganemist Eesti maa-alalt on käsitlenud mitmed uurijad (Hausen, 1913a,b; Ramsay, 1929; Tammekann, 1940).

W. Ramsay on püüdnud mandrijää taganemise käiku selgitada ooside ja teiste fluvioglatsiaalsete kuhjatiste leviku ja nende kõrguste põhjal. Ta esitab vastaval kartogrammil liustiku 8 servaasendit Põhja-Eestis, mis on tuletatud jääserva ees esinenud sulaveekogude veepinna kõrguse alusel.

A. Tammekann (1940) on näidanud liustiku retsessiooni põhiliselt otsamoreenide, s. o. valliliste ja kupliliste kuhjatiste levikupildi põhjal. Tema järgi on kogu Eesti alal esinenud 5 servaasendit.

Nagu juba servaasendite arvust võib näha, on A. Tammekannu töö palju üldisemat laadi kui W. Ramsayl, kes on arvestanud ka maapinna tõusuliikumisi ja teatud määral samuti pinnavormide koostist. Ka nn. keelenõgude küsimuses ei ole A. Tammekannu poolt esiletõstetud seisukohad kooskõlas teoreetiliste kaalutluste ega konkreetsete olukordadega looduses.

W. Ramsay on võrdlemisi täpselt määranud liustiku serva asendi Pandivere kõrgustiku loodeosas, kus jääpaisjärved olid kõrgustiku ja jääserva vahel suhteliselt pidevad ja põhjustasid fluvioglatsiaalsetel kuhjatistel rohkesti lavajate lagede tekkimist. Mujal on aga servaasendite määramine W. Ramsayl vähem põhjendatud, kuna ta kasutas selleks paljudel juhtudel ainult topograafilisi kaarte. Eriti tuleb see nähtavale Kirde-Eestis, kus Iisaku oos on kujutatud otsamoreenina (Ramsay, 1929, lk. 30, 10. joon.).

Käesoleva kirjutise autor on viimase mandrijää servamoodustiste uurimisel kasutanud osaliselt W. Ramsay metoodikat, s. o. arvestanud fluvioglatsiaalsete kuhjatiste lavapindade kõrgusi, jääpaisjärvede veepinna kõrgusi ja maapinna üldist tõusu mandrijää taganemisel. Seejuures on senisest rohkem arvestatud setteid ja pinnavorme: on uuritud setete koostist ja lasumissuhteid, pinnavormide morfoloogiat ja levikut ning mandrijää pinnavormide ja setete suhet vana reljeefiga. Servamoodustiste lähem tundmaõppi-

mine on võimaldanud luua parema ettekujutuse mandrijää taandumise käigust Põhja-Eestis, võrreldes varajasemate uurijate vastavate andmetega.

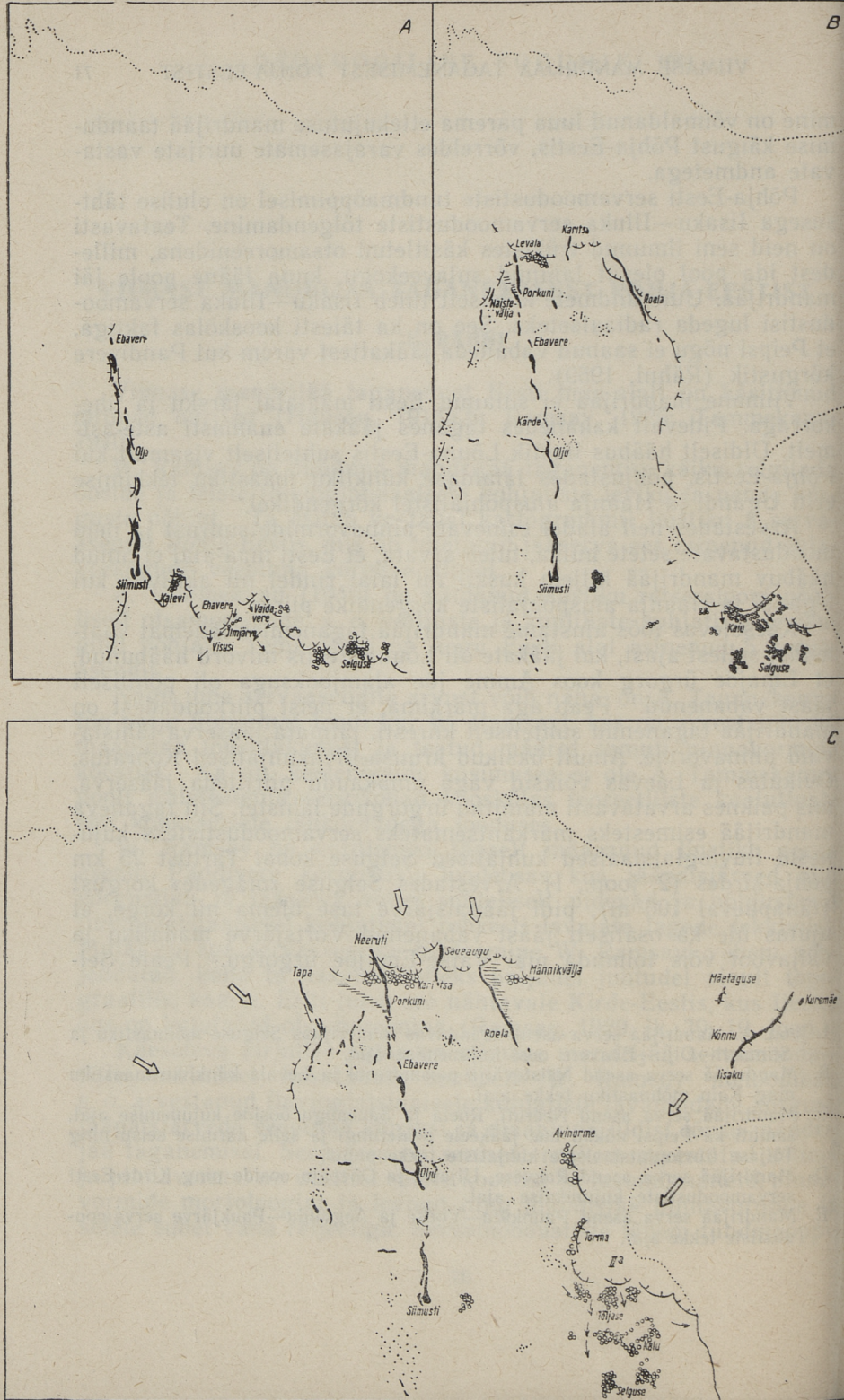
Põhja-Eesti servamoodustiste tundmaõppimisel on olulise tähtsusega Iisaku—Illuka servamoodustiste tõlgendamine. Teatavasti on neid seni ilmunud trükistes käsitletud otsamoreenidena, milledest ida pool olevat laiunud sulaveekogu, kuna lääne poole jäi mandrijää. Uute andmete kohaselt tuleb Iisaku—Illuka servamoodustisi lugeda radiaalseteks. See on ka täiesti kooskõlas faktiga, et Peipsi nõgu ei saanud vabaneda jääkattest varem kui Pandivere kõrgustik (Rähni, 1959).

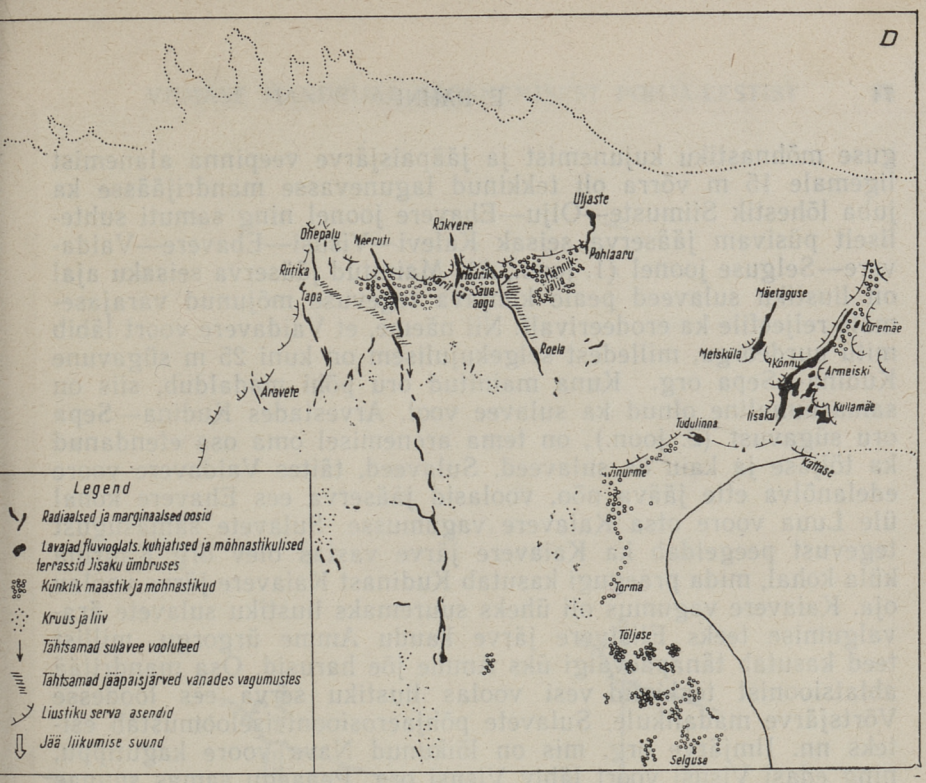
Viimane mandrijää ei sulanud Eesti maa-alal järsku ja ühekorraga. Pidevalt kahanedes taganes jääkate enamasti aste-astmelt. Üldiselt hääbus liustik Lõuna-Eestis suhteliselt visamalt kui Põhja-Eestis, põhjustades laialdase künkliku maastiku tekkimise eriti Ugandi ja Haanja aluspõhjalistel kõrgendikel.

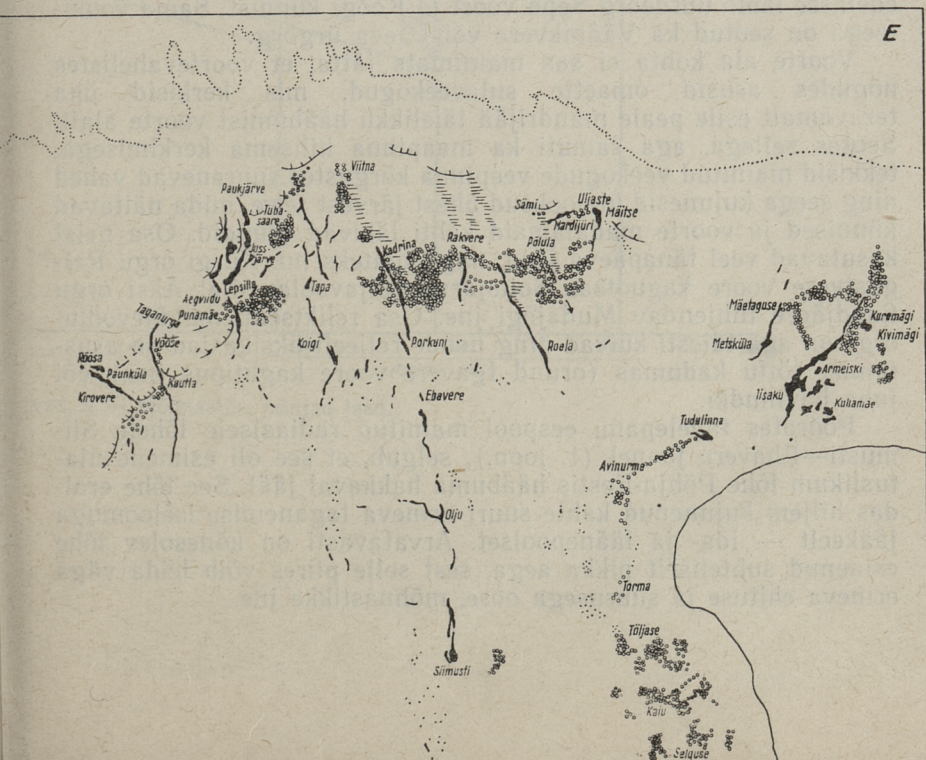
Arvestades neil aladel esinevate pinnavormide suurust ja neid moodustavate setete hulka, tuleb arvata, et Eesti maa-alal ei olnud hääbuv mandrijää hiljem kuskil nii laial rindel nii aktiivne kui Ugandi ja Haanja aluspõhjaliste kõrgendike piires.

Käesolevas töös alustame mandrijää taganemise lähemat vaatlemist sellest ajast, kui jääkate oli Lõuna-Eestis niivõrd hääbunud, et Emajõe ürgorg koos Amme jõe alamjooksuga oli põhiliselt jääst vabanenud. Peab aga märkima, et neist piirkondadest on mandrijää taganenud suhteliselt kiiresti, jätmata jääserva tähistavaid pinnavorme. Ainult üksikud kruusa-liivakuhjatised Kobratus, Õvikülas ja Laevas võiksid väga umbkaudu piiritleda jääserva, mis paiknes arvatavasti mainitud ürgorgude lähistel. Siit taganeva mandrijää esimesteks markantsemateks servamoodustisteks kujunesid fluvioglatsiaalsed kuhjatised Selguse kohal Tartust 25 km põhja-kirdes (2. joon., I). Arvestades Selguse «mägede» kõrgust (tänapäeval 100 m), pidi jääpaisjärve tase olema nii kõrge, et ujutas üle ka osaliselt jääst vabanenud Võrtsjärve madaliku ja väljavool võis toimuda piki Väike-Emajõe ürgorgu. Peale Sel-

1. joon. A. Mandrijää serva asend taanduvas mandrijääs Selguse mõhnastiku ja Siimusti—Olju—Ebavere oosi kujunemise ajal.
B. Mandrijää serva asend Naistevälja paismoreeni ja Levala künkliku maastiku ning Kaiu mõhnastiku tekke ajal.
C. Mandrijää serva asend Neeruti, Roela ja Saueaugu ooside kujunemise ajal, samuti ka Peipsi nõkku uue jääkeele pealetungi ja selle äärmise seisu ning Tõljase fluvioglatsiaalsete kuhjatiste tekke puhul.
D. Mandrijää serva asend Rakvere, Uljaste ja Ohepalu ooside ning Kirde-Eesti servamoodustiste kujunemise ajal.
E. Mandrijää serva asend Paunküla—Voose ja Aegviidu—Paukjärve servamoodustiste tekke ajal.


A
Ebavere
Olju
Siimusti
Kalevi
Ebavere
Vaidavere
Ilmjärve
Visusi
Selguse
B
Karitsa
Levala
Porkuni
Naistevälja
Roela
Ebavere
Kärde
Olju
Siimusti
Kalu
Selguse
C
Neeruti
Saueaugu
Tapa
Karitsa
Porkuni
Männikvälja
Roela
Ebavere
Olju
Siimusti
Mäetaguse
Kuremäe
Könnu
Iisaku
Avinurme
Torma
Tõljase
Kalu
Selguse

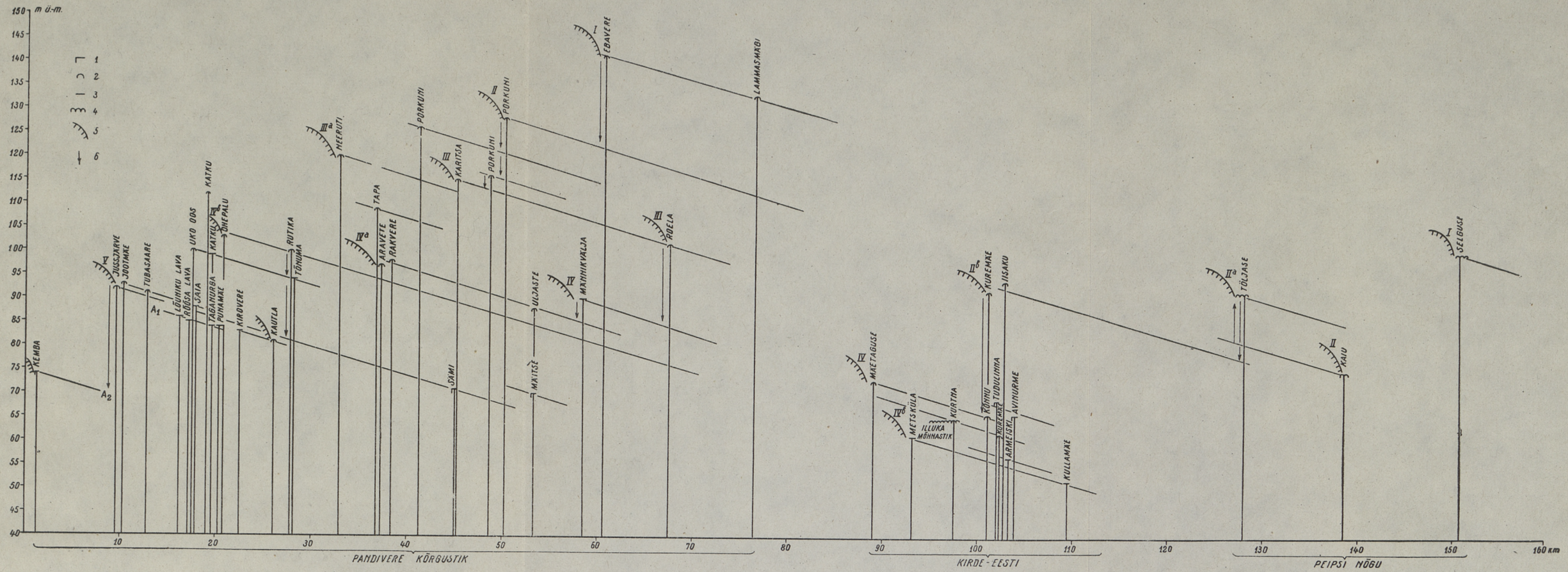

D
Uljaste
Rakvere
Ohepalu
Neeruti
Pohlaaru
Rutika
Tapa
Mõdrik
Sauaaugu
Männikvälja
Roela
Aravete
Mäetaguse
Kuremäe
Metsküla
Kõnnu
Armeiski
Iisaku
Kullamäe
Tudulinna
Kattase
Avinurme
Torma
Tõljase
Selguse
Legend
Radiaalsed ja marginaalsed oosid
Lavajad fluvioglats. kuhjatised ja mõhnastikulised terrassid Jisaku ümbruses
Künklik maastik ja mõhnastikud
Kruus ja liiv
Tähtsamad sulavee vooluteed
Tähtsamad jääpaisjärved vanades vagumustes
Liustiku serva asendid
Jää liikumise suund


E
Viitna
Paukjärve
Tuba-saare
Jiss-järve
Lepsilla
Aegviidu
Punamäe
Taganurga
Võõse
Rõõsa
Paunküla
Kautla
Kirovere
Tapa
Koigi
Kadrina
Rakvere
Sämi
Uljaste
Mäitse
Mardijüri
Põlula
Porkuni
Roela
Ebavere
Olju
Siimusti
Mäetaguse
Kuremägi
Kivimägi
Metsküla
Armeiski
Iisaku
Kullamäe
Tudulinna
Avinurme
Torma
Tõljase
Kalu
Selguse

guse mõhnastiku kujunemist ja jääpaisjärve veepinna alanemist ligemale 15 m võrra oli tekkinud lagunevasse mandrijäässe ka juba lõhestik Siimuste—Olju—Ebavere joonel ning samuti suhteliselt püsivam jääserva seisak Kalevi—Visusi—Ebavere—Vaidavere—Selguse joonel (1. joon., A). Mainitud jääserva seisaku ajal on liustiku sulaveed peale kuhjava tegevuse mõjunud varajasemale reljeefile ka erodeerivalt. Nii näeme, et Vaidavere voort läbib mitu uurdeorgu, milledest selgekujulisem on kuni 25 m sügavune Kudina—Sepa org. Kuna mainitud oru põhi madaldub, siis on samasuunaline olnud ka sulavee vool. Arvestades Kudina—Sepa oru sügavust (2. joon.), on tema arenemisel oma osa etendanud ka tõljase ja kaiu ea sulaveed. Sulaveed, täites Vaidavere voore edelanõlva ette jääva nõo, voolasid jääserva ees Ehavere kohal üle Luua voore otsa Kaiavere vagumusse. Sulavete samasugust tegevust peegeldab ka Kaiavere järve vastas olev org Kadrina küla kohal, mida praegugi kasutab Kudinast Kaiavere järve voolav oja. Kaiavere vagumus oli üheks suuremaks liustiku sulavete äravalgumise teeks Elistvere järve kaudu Amme ürgorgu, millist teed kasutab tänapäevalgi üks Amme jõe harusid. Osa mandrijää ablatsioonist tekkinud vesi voolas liustiku serva ees loodesse Võrtsjärve madalikule. Sulavete põhjaerosiooni iseloomustab esiteks nn. Ilmjärve org, mis on lõikunud Nava voore kagutippu, ning edasi Visusi voort läbiv Visusi org. Peaaegu samas suunas edelasse läbib uurdeorg Sepa voort ja Koogi künnist. Sama vooluteega on seotud ka Väänikvere või Laeva ürgorg.

Voorte ala kohta ei saa mainimata jätta, et voortevahelistes nõgudes asusid omaette sulaveekogud, mis kerkisid üha teravamalt esile peale mandrijää täielikku hääbumist voorte alalt. Seoses sellega, aga samuti ka maapinna hilisema kerkimisega, tekkisid mainitud veekogude veepinna kõrgustes suurenevad vahed ning seega kujunesid ülejooksud ühest järvest teise, mida näitavad künnised ja voorte madalamaid kohti läbivad orundid. Osa neist kasutavad veel tänapäeva jõed, nagu näiteks nn. Kurgi orgu Raigastvere voore kaguotsas Soitsjärve väljavoolav oja; Äksi orgu Saadjärve tühjendav Mudajõgi jne. Osa reliktseid, nn. ülevooluorge on aga täiesti kuivad ning nende reljeefi üksikasjad on asustamise tõttu kadumas (orund Igavere voore kagutipus jne.) või juba hävinudki.

Pöörates tähelepanu eespool mainitud radiaalsele lõhele Siimusti—Ebavere joonel (1. joon.), selgub, et see oli esimene ulatuslikum lõhe Põhja-Eestis hääbuma hakkaval jääl. See lõhe eraldas hiljem kujunenud kahte suurt erineva taganemise iseloomuga jääkeelt — ida- ja läänepoolset. Arvatavasti on kõnesolev lõhe esinenud suhteliselt pikka aega, sest selle piires võib leida väga erineva ehituse ja suurusega oose, mõhnastikke jne.



2. joon. Jääsulavee kuhjatiste tõususpekter. *1* — fluvioglatsiaalsed deltad, *2* — ooside lavajad laed, *3* — fluvioglatsiaalsed lavad, *4* — mõhnastike lainjad laed, *5* — mandrijää serva asendid, *6* — jääpaisjärvede nivoo kõikumise ulatus.

Üldiselt on mandrijää Siimustist Kärdeni taganenud ühtlaselt, seisakuteta, sest puuduvad tähelepanuväärsed servakuhjatised. Selles lõigus esinevad kohati reljeefsed negatiivsed pinnavormid. Kärde voort läbib kuni 25 m sügavune lääneloode—idakagu-suunaline uurdeorg. Sellega ristub põhja—lõuna-suunaline org, mis on eelmisest üle 8 m võrra madalam, kuid suure ulatusega, kulgedes Kärde ja Vanamõisa voorte vahel lõunasse; põhja suunas ulatub ta kuni Porkunini (vt. järgnevas). Seniste andmete põhjal tuleks orgude tekkest aru saada järgmiselt. Endla nõost taganes mandrijää rutem või vähemalt oli tunduvalt õhemaks sulanud kui Kärde voorest ida poole jäävas nõos (Laiuse ja Mõisamaa voorte ees). Sellest tingituna hakkasid sulaveed jääpinnal voolama Endla nõo suunas, kuni Kärde voore kohale tekkis kanjon. Kanjoni põhja pideval süvenemisel erodeerus vastavalt ka voor. Mõnevõrra hiljem, jää uue ajutise edasitungi tõttu kattus kõnesolev org uuesti jääga (seda näitab oru põhja kattev moreen) ning kulutati lamedamaks jäävoolu eksaratsioonile hästi kättesaadav oru lõunaveer. Veelgi hiljem, kui liustik antud piirkonnast lõplikult taganes, kujunes Linnamäe oos Kemba orgu ning eespool mainitud põhja—lõuna-suunaline org, millele lõpliku kuju andis tõenäoliselt Porkuni jääpaisjärvest väljuv sulavesi.

Kohati on toimunud väga omapärane liustiku serva taganemine ja sulavete tegevus Kärdest põhja pool, Olju ja Edru piirkonnas. Teatavasti leidub nii Edru kui ka Emumäe voorel ridamisi mitmesuguseid lohkvorme ja nendega seotud oose. Esinevate lohkvormide teket on võimalik seletada kahel viisil: nad on kas surnud jäätükkide asemed või uuristatud sulavete poolt. Kõige lihtsam seletus on muidugi esimene. On vähe usutav, et jääpangad mattusid voorte setetesse kaarekujuliste ridadena ja kohati koguni rööpselt ning sellepärast tuleb arvestada teist võimalust. Üks kruusaliivaseljakute ja -kuplite ning nendega vahelduvalt seotud mitmesuguste lohkvormide rida algab Edru voore kaguosast, kulgeb üle voore keskosa ning pöördub siis itta, jätkudes Mäitse voorel, kuni jõuab Emumäe voorele Salla kohal. Järgmine lõunapoolne kaar algab Sassinurme voorel Sassinurme «mägedena», kulgeb nn. Mäitse aukude kohalt üle Mäitse voore kuni ühineb Emumäe oosiga. Samuti levib Sallast põhjaloodesse vahelduvalt oose (Rootsi mäed jne.) ja mitmesuguseid orundeid ning liiva-kruusakünniseid ja -kühme kuni Suur-Tammiku vooreni. Taoliste orgude ahelike teket on püütud seletada sulaveevooluidega (Woldstedt, 1921; Schott, 1933), mis olevat külgnenud torutaolistes kanalites jääkatte all, kus nad võisid uuristada endale tee ka jääalustesse setetesse.

Kanalites voolavate sulavete puhul ei tohi aga unustada fakti, et need voolud võisid tekkida ja endale tee rajada ainult ühe suve

jooksul. Järgmisel talvel sulaveevoolude lakkamisel langesid kanalid sisse ja lõpuks külmus jälle kõik ühtseks massiks. Põhjendada kõnesolevate orgude teket ühe suve jooksul esinenud voolukanalitega on väga kaheldav. Tõenäolisem on orgude ja nendega seotud kuhjevormide teket püüda seletada lahtistes lõhedes, eriti just mandrijää serva lähedastes lõhedes kulgenud sulaveevooludega. Serva läheduses võis nii kuhjav kui ka kulutav tegevus toimuda mitte ainult ühe suve jooksul, vaid mitme sulamisperioodi vältel. Nii näiteks ühe suhteliselt väga sooja ja sademeterikka suve jooksul uuristati lohkvormid, talvel võis neist jää üle liikuda ja jätta orgude põhja moreeni, mida me sealt leiamegi. Järgnevate suladega toimus positiivsete vormide kuhjumine orgude lähedusse või osaline orgude täitumine.

Kõnesoleva ala piirides on negatiivsetest vormidest veel tähelepanuväärne Edru voort läbiv uurdeorg. Arvatavasti on Edru oru teke seotud eespool mainitud Siimusti—Ebavere suure radiaalse lõhega, milles voolanud sulaveed lõikusid oma teele jäävasse Edru voorde. Kuna Olju lavajad ja kühmjad kõrgendikud koosnevad põhiliselt samast materjalist, millest Edru voor uurdeoru kohal, siis võib arvata, et see materjal on sealt sulavetega Olju joonele kantud. Hiljem, kui jää aktiivsus tõusis ja kliimatingimused halvenesid, suruti lõhe peaaegu kokku, nii et ainult kohati võisid sulaveed sellesse kivimmaterjali setitada. Sellega on seletatav ka eespool mainitud Olju lavajate vormide lagedel n.-ö. pealepandud kitsaste ooside teke jne.

Järgnevalt hääbus mandrijää kuni Pandivere kõrgustiku servaaladeni, jätmata erilisi reljeefivorme. Alles siin kujunesid ajutised pealetungid ja pidevad jääserva seisud (2. joon. — II, III, IIIa, IV, IVa, IVb ja V), millele viitavad esiteks Levala künklik maastik Porkunist põhja pool, Naistevälja paismoreen Tamsalu lähedal jne. (1. joon., B). Samal ajal tekkisid ka juba võrdlemisi pidevad jääpaisjärved jääserva ja Pandivere kõrgustiku vahele. Ühele paremini väljakujunenud, s. o. Porkuni jääjärvele on tähelepanu juhtinud juba W. Ramsay (1929, lk. 29) ja hiljem A. Õpik (1938). Nagu näitavad ooside lavapindade kõrgused (128, 126 ja 116 m), oli järve alanemises 3 pidevat staadiumi. Jääpaisjärve veed leidsid väljapääsu Porkunist veidi lõuna pool asuva Porkuni ürgoru kaudu. Selle praeguse veelahkmelise ala kõrgus Ilumäe kohal, kus oruga ristub Väike-Maarja—Porkuni maantee, on 112 m. Ürgorg on maastikul jälgitav kohati õige selgelt siit edasi ka lõuna suunas, kaasa arvatud Edru org kuni Kärdeni, mis, nagu eespool mainitud, on osaliselt tekkinud Porkuni jääpaisjärve esinemise ajal.

Sama kaua, kui püsis Porkuni jääpaisjärv, püsis ka liustiku idapoolseim keeleots Peipsi nõo põhjaosas (2. joon., II). Sellest

kõnelevad Kaiu laialdased kruusa- ja liivakuhjatised, millede lavajate lagede kõrgused vastavad (tänapäeval 75 m) Porkuni jääpaisjärve kõrgemale nivoole (2. joon.). Kaiu mõhnastiku kruusi ja liivu (neis sageli devoni liivakivimaterjali) kuhjavad veed valgusid Kaiu vagumuse kaudu Pataste ja Puiatu voore vahelt Amme ürgorgu ja sealt Emajõe ürgorgu. Mõnevõrra hiljem on sulaveed leidnud tee jääserva ees Padaoru ja Alatskivi ürgoru kaudu jääst vabanevasse Peipsi järve. Kui Kaiu mõhnastikku piirasid tema tekke ajal peamiselt paigalseisvad lõhelised jäämassid, siis Kaiust kirdes püüdis mandrijää serv võrdlemisi sirgel frondil kahel korral edasi tungida. Esimest servaasendit tähistavad kruusa-liivakuhjatiste kogumikud Vaheküla—Ojaküla—Moku joonel, kuna teine jäi 2 km loodesse Sõõrumäe Tuha—Mareta kohale.

Ka Pandivere kõrgustiku põhja- ja loodepoolsematel aladel kohtame liustiku serva väga aeglast retsessiooni. See ilmneb Porkunis, Tapa ja Rakvere vahemikus mõningate otsamoreensete kuhjatiste kujunemises ja samaaegses Porkuni jääpaisjärve alanemises ning taandumises loodesse (1. joon., C).

Mõnevõrra keerulisem on olukord Kirde-Eestis ja Peipsi nõo piirides. Peipsi nõo piirides tähistavad taganeva mandrijää järgmist servaasendit Kaiust põhja poole (1. joon., C) jäävad Tõljase fluvioglatsiaalsed kuhjatised (2. joon., IIa). Arvestades nii Kaiu kui ka Tõljase kuhjatiste lavapindade tänapäevaseid kõrgusi (Kaiu 25 m, Tõljase 92 m) ja maapinna üldist tõusu antud kohal (umbes 30 m 1 km kohta), pidi jääpaisjärve tase Tõljase kuhjatiste tekkimise ajal olema tõusnud ligemale 10 m võrra kõrgemale Kaiu ea jääpaisjärve tasemest.

Illuka—Iisaku joonel paiknevate vallseljakute radiaalne asend (Rähni, 1959) näitab küllaltki suurt kõrvalekaldumist mandrijää valdavast liikumissuunast Eestis: Iisaku—Illuka vallseljakud asuvad peaaegu risti Pandivere kõrgustiku oosidele ja jääkriimudele. Arvatavasti põhjustas jää liikumise suuna muutumist peamiselt aluspõhja reljeef, eeskätt Suur-Peipsi nõgu ja Iisaku—Illuka joonel olev aluspõhjaline vagumus. Veelgi tõenäolisem on see, et siin ei ole tegemist üksi jää liikumise suuna muutumisega, vaid koguni ühe uue jääkeele pealetungiga kirdest Peipsi nõkku, mille maksimaalset ulatust tähistavadki Tõljase ja siit Torma suunduvad fluvioglatsiaalsete kuhjatiste read. Tõenäoliselt oli uue jääkeele pealetungist ja hilisemast intensiivsest sulamisest tingitud ka Peipsi nõo jääpaisjärve nivoo ajutine tõus. Tõljase joonelt taganes mandrijää umbes 10 korda kiiremini kui samal ajal Pandivere kõrgustikult. Arvatavasti põhjustas seda sulamise suur ülekaal, kuna omaette jääkeele toitumine oli raskendatud. Tuleb ka veel seda arvestada, et hiljem kandub liustiku aktiivsus loodesse (vt. Paunküla servamoodustiste kompleksid). Seoses mandrijää

taganemisega Peipsi nõost langes kiiresti ka jääpaisjärve tase. Kui järvepind on langenud kaiu ea pinnani või veidi madalamale, tekkis Iisaku—Illuka joonele radiaalne jäälõhe (1. joon., C) ning kujunes Iisaku radiaalne oos, natuke hiljem aga Kuremägi (IIb). Järgnevalt alanes veepind umbes 23 m võrra, mis langeb kokku jääserva seisuga Tudulinna kohal (Avinurme, Tudulinna—Kattase) ja Tudulinna markantse fluvioglatsiaalse delta kuhjumisega (1. joon., D). Edasi laienes Iisaku—Illuka joonel olev lõhe ning kuhjusid Kõnnu lai lavaoos, Mäetaguse oosistiku keskne lavajas osa (IV) ning mõnevõrra hiljem Kurtna oosid. Kurtna ooside ümber, eriti kagu ja ida suunas, tekkis järgnevalt Illuka mõhnastik. Metsküla ja Iisaku ümbruses aga püsisid visalt jäämassid (IVb) Metsküla—Mäetaguse ja Iisaku oosi ning jääserva vahel ning tekkisid omapärased värvilistest setetest koosnevad mõhnastikulised terrassid (Metsküla, Pihamäe, Armeiski, Kullamäe jt.; vt. Rähni, 1959).

Vaadeldes jääserva taganemist Pandivere kõrgustikult, näeme, et alanes jääpaisjärve tase ja hakkasid kujunema Põhja-Eesti suurimad oosid, nagu Karitsa, Neeruti, Roela jne. (1. joon., B ja C). Neeruti lähedal tähistaksid samaaegset või mõnevõrra hilisemat pidevat jääserva seisu Pankase marginaalsed oosid ja edasi kirde poole Kallukse otsamoreenid, mida edasiliikuv jääserv kuhjas aluspõhjalisele kõrgendikule. Neeruti ja Karitsa ooside kohal on jääkeele serv kohati õige liikuv olnud, sest kühmudesse ja liiva-kruusaseljakutesse on paisatud rähka ning moreeni. Karitsa ja Mõdriku vahel oli jääkeel paiguti rahulikuma iseloomuga, eriti Saueaugu läheduses. Sulavete poolt moodustatud pinnavormid on siin hilisematest jääserva liikumistest enamasti rikkumata ja asetsevad jääkeelega peamiselt rööpselt.

Saueaugust ida poole on mandrijää serv peatunud suhteliselt pikemalt kahel korral. Väljasulanud materjal kuhjus siia mitmesuguse kuju ja suurusega kuplite, seljakute jne. kogumikuks. Mõned suuremad sulglohud moodustasid miniatuursed jääpaisjärved — Pühajärve ja Udujärve. Nendest kagusse lainetas aga võrdlemisi suur jääpaisjärv, mis ulatus kuni Roelani.

Saueaugust veelgi ida poole, s. o. Männikväljalt taganes mandrijää serv aste-astmelt, jättes paiguti Männikvälja kohale maha nn. aastamoreene. Siit itta aga püüdis liustik mööda vagumust kahel korral edasi tungida, millele viitavad kaks reljeefset servakuhjatiste kaart (Sae—Nõva—Rihula ja Männikvälja—Nikri—Jägaaru).

Arvestades sulavee kuhjatiste lavapindade kõrgusi, kujunesid Pandivere kõrgustiku piires järgnevalt Rakvere, Uljaste, Rutika ja Ohepalu oosid (1. joon., D). Uljaste oosist läände väärivad otsamoreenidest tähelepanu Hurtja ja Mardijüri. Mainitutest on

omapärasem Mardijüri otsamoreen (1. joon., E), mis on kujunenud Uljaste järve nõkku suunduva jääkeele osalisel paisutamisel. Hurtja servakuhjatis koosneb valdavalt pestud materjalidest. Ta ulatub otsaga Kunda jõe ürgorgu ja on olnud arvatavasti üheks paisuks Põlula kohaliku jääpaisjärve moodustumisel. Teiseks paisuks samale veekogule on olnud Sämisilla deltalised liivad. Põlula järv võis olla pika eaga, mida näitavad mitmesugused järve setted oru piirides. Sämisilla liivade abradeerimine järve poolt ja jõe kujunemine siin võis arvatavasti toimuda atlantilisel ajal. Järgnevalt hakkas jääkattest vabanema ka Tapa ümbrus, kusjuures jääserva taganemine kiirenes nähtavasti põhja ja loode suunas kuni Viitnani. Viitna mõhnastiku ja ooside kujunemise tõttu diagonaalselt üle Loobu ürgoru tekkis selles peale suure jääpaisjärve alanemist (jääserva ja Pandivere kõrgustiku vahel) pikk kohalik jääpaisjärv, mis ulatus üle Kadrina kuni Järtuni (1. joon., E). Väljavool peale mandrijää taganemist puudus nii põhja kui lõuna suunas, kuni atlantilise aja lõpul süvenes lõplik läbimurre Soomukse kohal ja järvetasandiku piirides arenes Loobu jõgi. Samasuguseid kohalikke jääpaisjärvi tekkis ka Rakverest loodes (1. joon., E) Nortsu—Haljala juures ja Kaarlist põhja pool. Mainitud jääpaisjärved, eriti viimane, olid lühikese eaga, alanedes vastavalt mandrijää serva taganemisele.

Kui kõik eespool mainitud fluvioglatsiaalsete kuhjatiste lavapinnad peegeldavad jääserva ees eksisteerinud veekogude alanemist keskmiselt 5—10-meetriste astmete kaupa (välja arvatud kõrgemad nivood), siis langeb see järgnevalt järsku 15 m võrra, kusjuures kujunesid Aegviidu ja Paunküla mitmesugused mandrijää servamoodustiste kompleksid. W. Ramsay (1929, 15. joon.) nimetas mainitud kuhjatistega seotud veekogu Eesti jääpaisjärv IV-ks, mis vastaks K. Pärna (Пярна, 1960) A_I-le. K. Markovi (Марков, 1931) selgitatud nivoodest Leningradi oblasti loodeosas on mainituile lähedasem G_{II}.

Nagu näeme (1. joon., E), kaldus liustiku retsessioon enam loodesse, kusjuures mõned mandrijää osad olid visad taanduma, nagu näiteks Aegviidu—Koitjärve vahelisel alal. Oma tegevuse algul oli siinne jääkeel õige energiline; edasi liikudes kuhjas ta suure kaarja servakuhjatise Jäneda raudteejaama ja Pruunakõrve vahele. Jääserv on mainitud joonel ka veidi peatunud nii, et sulaveed jõudsid jätta maha kruusa ja liiva. Peale seda taganes jääkeel 5 km loodesse, enne kui ta suutis jälle saavutada tasakaalu sulamisega. Siin kuhjasid lõhedest ja kanalitest väljuvad sulaveed Aegviidu—Leppsilla—Paukjärve joonele vahetult jääserva ette kühme, kuhikuid ja kupleid, enamasti aga laiu lavajaid seljakuid, mis moodustavad esimese servakuhjatiste kaare (1. joon., E).

Nüüd saavutas ülekaalu jälle sulamine ja liustiku serv taganes 2 km lääneloodesse. Ka siin kuhjusid liivased pinnavormid. Juba esimese kaare tekkimisel arenesid liustikukeeles radiaalsed lõhed, mille täited jäid sulamisel maha oosidena, milledest reljeefsem on nn. Varga oos.

Nagu eespool kirjeldatud mandrijää marginaalsetest servakuhjatistest nähtub, on jääkeeled olnud kohati väga aktiivsed. Paremini väljakujunenud servakuhjatised moodustavad enamasti selgekujulisi kaari, mis asuvad korrapäraselt üksteise taga. Kõik see näitab, et mandrijää ei sulanud Põhja-Eestis surnud massina, vaid taganes aste-astmelt ablatsiooni ja pealetungide vastandliku võitlusega.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

KIRJANDUS

Hausen, H., 1913a. Materialen zur Kenntnis des pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34. Helsingfors.

Hausen, H., 1913b. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34. Helsingfors.

Orviku, K., 1934. Kuusiku otsmoreen. Eesti Loodus, nr. 4.

Ramsay, W., 1929. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia, 52. Helsingfors.

Rähni, E., 1959. Iisaku—Illuka vallseljakute-ala. Eesti Loodus, nr. 1.

Schott, E., 1933. Zur Formengestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands. Zeitschr. f. Gletscherkunde. Bd. 21.

Tammekann, A., 1926. Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes. Acta et Comm. Univ. Dorpatensis, A. IX, 7.

Tammekann, A., 1940. Mannerjää viimane retsessioon ja otsmoreenid. Ettekannete kokkuvõtted. Neljas Eesti loodusteadlaste päev 18. ja 19. märtsil 1940 Tartus. Tartu.

Woldstedt, P., 1921. Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland Jahrb. d. Pr. Geol. Landes-Austalt. Berlin.

Öpik, A., 1938. Porkuni—Tamsalu ümbruse geoloogiast. Eesti Loodus, nr. 5.

Алейников А. А., 1957. Отступание ледника в северо-западной части русской равнины (стадии и осцилляции). Тр. регион. совещ. по изуч. четверт. отлож. Прибалтики и Белоруссии. Инст. геологии и географии АН ЛитССР. Научные сообщения, т. IV.

Марков К. К., 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. ГТРУ, вып. 117.

Орвику К. К., 1955. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. Изв. АН ЭстССР, т. VI, № 2.

Пярна К., 1960. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, V.

ОБ ОТСТУПАНИИ ПОСЛЕДНЕГО МАТЕРИКОВОГО ЛЬДА ИЗ СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

Э. РЯХНИ

Резюме

Отступание последнего материкового льда с территории Эстонии рассматривали в своих работах Хаузен (Hausen, 1913 a, b), Рамзей (Ramsay, 1929) и Таммеканн (Tammekann, 1940). Они считали гляциальные формы рельефа, находящиеся в окрестностях Ийзаку—Иллука, конечными моренами. А. Таммеканн полагал, что гряды Ийзаку—Иллука отлагались одновременно с флювиогляциальными образованиями, расположенными севернее Тарту и образовали вместе с последними конечную морену Ийзаку—Тарту.

По данным автора, гряды Ийзаку—Иллука являются радиальными образованиями. Впадина озера Пейпси не освободилась ото льда раньше Пандивереской возвышенности (рис. 1 A и B). На склонах Пандивереской возвышенности материковый лед исчезал медленно (рис. 1 C и D). Динамика более активных языков ледника оказалась здесь в общем ритмичной, что проявляется в образовании попарно расположенных дуг краевых образований (Паункюла—Воозе, Аэгвийду—Паукъярве и т. д.; рис. 1 E). При последовательном отступании ледника в понижениях древнего рельефа юго-восточного направления между Пандивереской возвышенностью и краем материкового льда образовались местные ледниковые озера (рис. 1 C, D и E). Последние (Вийтна—Кадрина, Сямисилла—Пылула) сохранились и после отступания материкового льда, так как сток воды из них в северо-западном направлении был закрыт краевыми образованиями, сформировавшимися в вышеупомянутых понижениях древнего рельефа.

По всей вероятности, одновременно с освобождением центральной части Пандивереской возвышенности от ледникового покрова, во впадину озера Пейпси с севера или с северо-востока устремился новый язык ледника, максимальное распространение края которого отмечают флювиогляциальные скопления в Тэльязе (рис. 1, C). Наступание этого ледникового языка обусловило повышение уровня ледникового озера во впадине Пейпси. Позже материковый лед отступал из впадины озера Пейпси относительно быстро, так как типичных краевых образований, кроме как в Тудулинна (рис. 1, D), здесь больше не встречается.

При таяний материкового льда в Северной Эстонии больших масс мертвого льда не образовалось, материковый лед оставался в основном активным, временами происходило наступание ледника.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

ÜBER DAS ZURÜCKWEICHEN DES LETZTEN INLANDEISES AUS NORDESTLAND

E. RÄHNI

Zusammenfassung

Das Zurückweichen des letzten Inlandeises vom Territorium Estlands ist von Hausen (1913 a, b), Ramsay (1929) und Tammekann (1940) untersucht worden. Diese Forscher haben die glazialen Reliefformen von Iisaku—Illuka für Endmoränen gehalten. Tammekann (1940) hat die Wälle von Iisaku—Illuka mit den nördlich von Tartu befindlichen fluvioglazialen Bildungen in Verbindung gebracht und alles zusammen als Endmoräne von Illuka—Tartu bezeichnet.

Der Verfasser vertritt jedoch die Ansicht, dass wir es bei den Bildungen von Iisaku—Illuka mit radialen Osern zu tun haben. Auch wurde das Peipusbecken nicht früher als die Pandivere-Höhe eisfrei (Abb. 1, A und B). Auf den peripheren Teilen der Pandivere-Höhe schwand das Eis nur langsam. Überhaupt muss hier die Bewegung der aktiven Gletscherzungen eine rhythmische gewesen sein, wie es die paarweise auftretenden bogenförmigen Randbildungen zeigen (Paunküla—Voose, Aegviidu—Paukjärve usw., Abb. 1, E). Bei dem allmählichen Abschmelzen des Gletschers entstanden in den alten nordwestlich-südöstlich verlaufenden Ausfurchungen zwischen der Pandivere-Höhe und dem Eisrand lokale Eisstauseen (Abb. 1, C, D und E). Diese Seen (Viitna—Kadrina, Sämisilla—Põlula) blieben auch nach Zurückweichen des Inlandeises bestehen, da der Abfluss des Wassers aus den Ausfurchungen durch die Randbildungen verhindert war.

Während der mittlere Teil des Pandivere—Höhengebiets sich allmählich von der Eisdecke befreite, schob sich aller Wahrscheinlichkeit nach von Norden oder Nordosten eine neue Eiszunge in das Peipusbecken vor, deren maximale Ausdehnung sich durch die fluvioglazialen Bildungen bei Töljase (Abb. 1, C) kennzeichnet.

Im Zusammenhang damit hob sich der Wasserspiegel des Eisstausees im Peipusbecken. Später ging das Zurückweichen des Inlandeises aus dem Peipusbecken wohl relativ rasch vor sich, — die typischen Eisrandbildungen sind nur bei Tudulinna zu finden.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass in Nordestland beim Abschmelzen des Inlandeises die toten Eismassen eine geringe Rolle spielten, der Rückzug des Eises spielte sich vielmehr in wechselseitigem Kampf zwischen Ablation und wiederholtem Vordringen ab.

Institut für Geologie
der Akademie der Wissenschaften
der Estnischen SSR

MANDRIJÄÄ SERVAMOODUSTISTEST, FLUVIOGLATSIAALSETEST SETETEST JA MANDRIJÄÄ TAANDUMISEST SAKALA KÕRGUSTIKU PÕHJA- JA KESKOSAS

E. LÕOKENE

Fluvioglatsiaalsete setete levikust, lasumistingimustest ja vanusest

Käesolevas artiklis iseloomustatakse fluvioglatsiaalseid setteid ja valdavalt nendest koosnevate mandrijää servamoodustiste morfoloogiat ning mandrijää taandumist Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas.

Nimetatud alal on fluvioglatsiaalsed setted moreeni kõrval üheks enam levinud pinnakatte komponendiks. Fluvioglatsiaalsete setete vanus ja lasumistingimused on mitmesugused. Esinevad moreenidealused, moreenidevahelised ning vahetult maapinnal paljanduvad, mitmesuguseid pinnavorme moodustavad setted.

Ulatuslikumad fluvioglatsiaalsete setete paljandid paiknevad Sakala kõrgustiku põhjaosas suhteliselt vähe liigestatud reljeefiga aladel Olustvere, Taevere, Põhjaka, Lõhavere, Suure-Jaani, Epraküla ja Lituvere ümbruses. Kõrgustiku põhjaosas on fluvioglatsiaalsed setted valdavalt ka moreenide lamamiks. Kirjeldatava ala lõunaosas tasastel aladel levivad fluvioglatsiaalsed setted piiratult, ka moreeni lamamina esineb neid harvem kui kõrgustiku põhjaosas.

Moreenidealused fluvioglatsiaalsed setted, mis kohati ka paljanduvad, on vanemad Sakala kõrgustikul ulatuslikult levivast viimase jääajajärgu katvast moreenist.

Kõrgustiku põhjaosas Olustvere, Lõhavere, Võhmaküla ja Auksi ümbruses on vanemate fluvioglatsiaalsete setete paksus kuni 18 m (kaevude andmed). Lahmuse puuraugu andmetel on fluvioglatsiaalsete setete paksus 13—14 m. Nimetatud setete lamami ja lasumi moodustavad erineva vanusega, värvuselt ja litoloogiliselt erinevad moreenid. Samasuguse lasumusega on ligikaudu 14 m paksused fluvioglatsiaalsed setted Jämejala puuraugus, mis tõenäoliselt asub Karula vana oru mattunud lõunaosa kohal.

Viljandist lääne pool Pilu talu ja Kõpu ümbruses Täku talu lähistel leidub 1—1,5 m paksuselt fluvioglatsiaalseid setteid neemeni ajajärgu stadiaalsete moreenide vahel.

Moreenidealused fluvioglatsiaalsed setted on kohati rikutud lasumusega. Setetes esineb väikese amplituudiga murranguid ja kurde. K. Orviku (1935) märgib kahe erineva vanusega moreeni esinemist Viljandi endise lasketiiru seinal, kus katva punakaspruuni moreeni all leidub rikutud asendis vanemaid kvaternaarseid setteid — kihitatud kruusa ja liiva, osaliselt vaheldumisi kollakashalli moreeniga. Moreenialuste fluvioglatsiaalsete setete rikutud lasumust võib näiteks jälgida ka Allaküla kruusaaugus, kus esineb 2—3 m kõrgune kurd (III tahvel, 5. foto).

Peale eespool kirjeldatud vanemate fluvioglatsiaalsete setete on hilisjääajal mandrijää taandumisel pikemate peatuste ja ajutiste pealetungide vältel kuhjunud mitmesugusteks servamoodustisteks ka nooremad fluvioglatsiaalsed setted. Viimased esinevad ooside, otsamoreenide, fluvioglatsiaalsete deltade ja künkliku moreenreljeefina. Künklik moreenreljeef ja otsamoreenid pole kujunenud muidugi mitte ainult jääsulavete toimel, vaid olulist osa on siin etendanud nii aktiivne kui ka surnud mandrijää. Kuid ka nende servamoodustiste koostises on oluline ja sageli valdav osa fluvioglatsiaalsetel setetel.

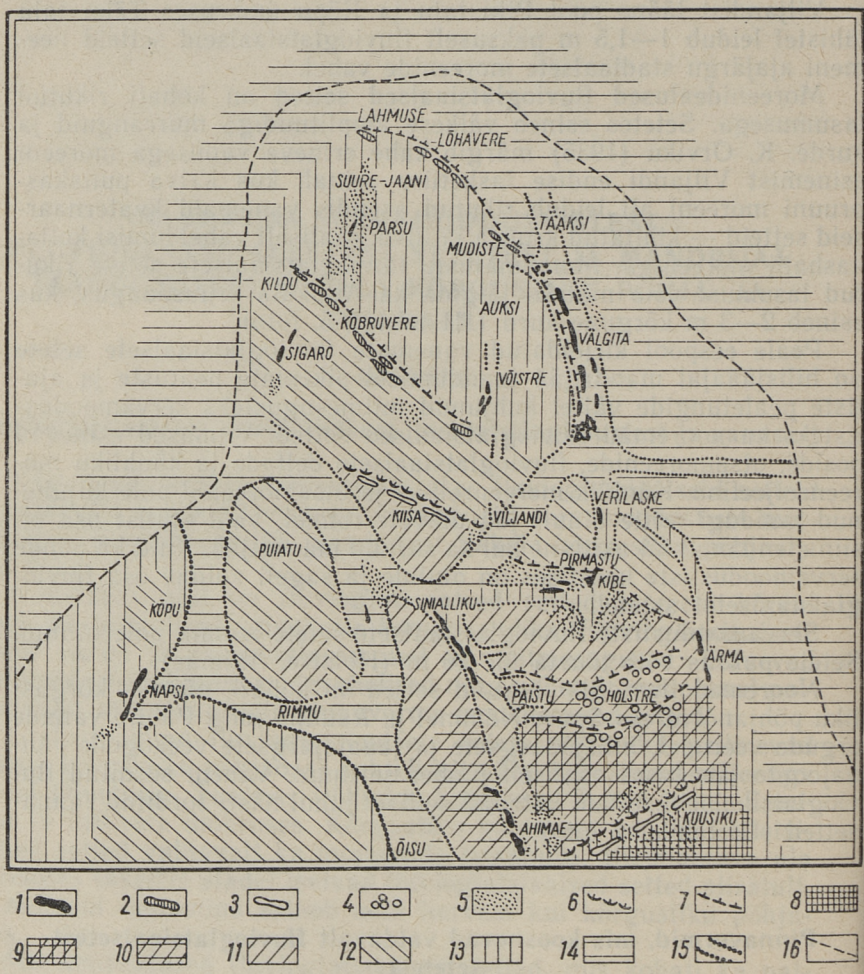
Servamoodustiste fluvioglatsiaalsete setete lamam pole tuntud. Setete paksus võib tõusta üle 20 m (Holstre, Ahimäe).

Nooremad fluvioglatsiaalsed setted on kohati, näiteks kõrgustiku põhjanõlva ees Suure-Nõmmel ja Raudna ning Päidre vanade orgude veerudel, hilisjääaegsete ja jääajajärgsete veekogude rannajoonte läheduses osaliselt ümber settinud. Vähem sorditud fluvioglatsiaalseid setteid katavad sellisel juhul hästi sorditud rannasetted (III tahvel, 6 foto).

Pinnavormid, mis koosnevad valdavalt fluvioglatsiaalsetest setetest

Sakala kõrgustikul, nagu juba nimetatud, esinevad mitmesugused mandrijää servamoodustised (1. joon.). Kõige enam on levinud oosid. Lõuna pool Viljandi orgu, Holstre ja Paistu ümbruses, esineb kaunis ulatuslik künklik moreenreljeef. Otsamoreenide, eriti aga fluvioglatsiaalsete deltade levik on piiratud.

O o s i d. Servamoodustiste, eriti ooside levik ja morfoloogia sõltub suurel määral vanast, enne viimast jäätumist esinenud reljeefist. Enamik suurematest ooside süsteemidest paikneb vanades, aluspõhja lõikunud orgudes või nende vahetus läheduses (Väl-



1. Joon. Mandrijää serva asendite skeem. *1* — oosid, *2* — otsamoreenid, *3* — voored, *4* — künklik moreenreljeef, *5* — fluvioglatsiaalsete setetega kaetud alad, *6* — pealetungiva mandrijää serva asend, *7* — pikemat või lühemat aega peatuva mandrijää serva asend, *8* — mandrijää III servaasendi ajaks jääkattest vabanenud ala, *9* — mandrijää IV servaasendi ajaks jääkattest vabanenud ala, *10* — mandrijää V servaasendi ajaks jääkattest vabanenud ala, *11* — mandrijää VI servaasendi ajaks jääkattest vabanenud ala, *12* — mandrijää VII servaasendi ajaks jääkattest vabanenud ala, *13* — mandrijää VIII servaasendi ajaks jääkattest vabanenud ala, *14* — mandrijää VIII servaasendi ajal jääga kaetud ala, *15* — vanad orud, *16* — Sakala kõrgustiku piirjoon.

gita—Saarepeedi, Sinialliku—Loodi, Kobruvere jt. oosid). Väiksemaid oose esineb avarates nõgudes (Ärma, Sigaro). Orgudest sõltumatuid, lavadel paiknevaid oose esineb harva ja nad on mõõtmetelt väiksemad orgudes olevatest oosidest (Lahmuse, Paksu ja Napsi oos).

Ooside seost vanade orgudega on täheldanud juba varasemad uurijad. K. Orviku (1935) märgib Kobruvere—Pärsti, Mäeküla—Kehklase ning Sinialliku—Sultsi orus esinevaid vallseljakute süsteeme.

Ooside seost orgudega võib seletada järgmiselt: vanad orud, mida Sakala kõrgustikul rohkesti leidub, põhjustasid taanduvas ja õhenenud mandrijääs lokaalseid liikumissuundade ja kiiruste muutusi, mis soodustas lõhede teket, mida mööda voolanud jääsulaveed kuhjasid kaasaskantava settematerjali oosideks.

Tääksi—Välgita—Kehklase orus esinevad oosid peamiselt Mäeküla oru suudmest lõuna pool. Põhjapoolses osas on oru veerud kaetud fluvioglatsiaalsete setetega ning oru lammil esinevad üksikud künkad. Mäeküla oru suudmest lõuna pool kulgeb oru lammil rida oruga rööpseid oose kuni Saarepeedini. Oru lääneosas esinevad kitsad ja järsunõlvalised kitsaste lavajate või kergelt kumerate lagedega, kuni 10 meetri kõrgused oosid. Ooside lagede absoluutne kõrgus on 70—72 m. Pupsikülast lõuna pool on oosid mõõtmetelt väiksemad ja osaliselt liitunud oru lääneveeruga. Oru keskel ja idaosas esinevad madalad lamedanõlvalised fluvioglatsiaalsetest setetest künnised. Saarepeedist lõuna pool on oosid kohati väljaspool orgu ja fluvioglatsiaalsed setted täidavad orgu vaid osaliselt. Oru suudmealal on fluvioglatsiaalsed setted kuhjunud küngasteks ja künnisteks, mis on kohati omavahel liitunud. Tekkinud kuhjevormide (Varesemägede) reljeef sarnaneb mõhnastikuga. Samasuguseid mõhnastiku reljeefi meenutavaid pinnavorme leidub väikeses ulatuses ka Mäeküla oru suudmes.

Tääksi—Välgita—Kehklase orus on fluvioglatsiaalsed setted mitmekesised. Tüüpiliste ooside tuumas on peeneteralised väikesi veeriseid sisaldavad hästi kihitatud ja sorditud kruusad ja liivad. Ooside lagedel ja nõlvadel paljandub veeriseline ja kohati munakaline materjal, kusjuures lapergused veerised paiknevad osaliselt rööbiti. Varesemägedes esineb palju veeriselist ja munakalist materjali, vähemal määral ka kruusaseid ja liivaseid setteid, mis on hästi sorditud ja kihitatud. Oru idapoolses osas paiknevad madalamad künnised ja seljakud koosnevad suhteliselt peeneteralisemast, kohati tihedast ning kergelt savikast liivast ja kruusast, mida katab mõnikord väikese paksusega moreenikihike.

Loode—kagu-suunaline Kobruvere—Pärsti org on laia oruna jälgitav ainult Kobruvere ja Vastemõisa vahelisel alal. Vastemõisast kagusse ja Kobruverest loodesse esineb lamedaveeruline nõgu.

Piki seda vana orgu ja lamedaveerulist nõgu kulgeb kuni 8 km pikkune loode—kagu-suunaline Kildu—Kobruvere—Pärsti ooside süsteem. Nimetatud ooside süsteemis on kõige markantsemad Kobruverest loodesse jäävad Kildu ja Kalmemäe oosid ning oosid Kobruvere ja Vastemõisa vahelisel alal. Need oosid on 6—7-meetrise suhtelise kõrgusega. Pikemate järsunõlvaliste ooside kõrval esineb ka madalaid, kuni paari meetri kõrgusi väiksemaid oose. Vastemõisast idakagusse esinevad piki nõgu üksikud madalad künnised.

Ooside süsteemi kõige loodepoolsemas osas domineerivad peeneteralised setted — kruusad ja liivad väiksemate veeristega. Kohati (Vihasaare) on setted tugevasti tsementeerunud. Kildu oosi koostises on kohati ülekaalus veeriselised ja munakalised setted, milles leidub devoni päritoluga materjali. Kalmemägede ja Vanamõisa ooside setted on valdavalt peeneteralised. Kõige kagupoolsemas osas, Pärstil, koosnevad väiksemad künnised peamiselt veeriselisest ja munakalisest kruusast. Nimetatud ooside süsteemile on iseloomulik rikkalik rändkivide esinemine oosidel ja nende vahetus läheduses. Eriti palju on rändkive Kobruvere oru piirides paiknevatel oosidel (Härjamägi, Kalmemägi) ja oru lammil. Võib oletada, et samaaegselt kirjeldatud ooside tekkega kuhjusid fluvioglatsiaalsed setted ka Kobruvere oru veerudele. Oru veere katvad setted on mitmekesised ja hästi sorditud.

Pärsti oosidest kirde pool paiknevad 2—3-meetrise suhtelise kõrgusega ja kuni 100 m pikkused lamedanõlvalised, põhja—lõuna- ja põhjakirde—lõunaedela-suunalised Võistre oosid. Seljakute koostises on valdavad peeneteralised kruusased setted. Fluvioglatsiaalseid setteid katab kohati õhuke moreenikiht.

Kobruverest edelas, Vastemõisa ja Kobruvere ümbruse moreentasandiku ja Ketu voorestatud ala vahelises nõos esinevad üksikud madalad Sigaro künnised, mis koosnevad peamiselt peeneteralisest heledast, valkjast või roosakast, kohati kergelt savikast tihedast liivast. Veeriselise materjali osatähtsus on väike.

Sinialliku—Loodi—Sultsi oruga on seotud üks Sakala kõrgustiku suuremaid ooside süsteeme. Oose esineb piki orgu alates oru suudmest kuni uuritava ala piirini lõunas. Lõuna pool uuritud ala piire jätkub sama ooside süsteem üle Tuhalaane kuni Mäeküla järvedeni. Oosid nimetatud orus ja oru lähistel on mitmekesised nii oma morfoloogialt kui ka setete koostiselt.

Sinialliku ja Loodi vahelisel alal esinevad tüüpilised oosid. Kohati paikneb kõrvuti mitu üksteisega ja oruga rööpset oosi. Need oosid, võrreldes teiste orgudes esinevate oosidega, on suhteliselt laiad ja kõrged. Ooside laed on ebatasased, kohati lavajad, nende kõrgus ulatub kuni 64 m üle merepinna. Ooside setted on mitmesugused. Sinialliku raudteejaamast põhja pool ja Loodil koosnevad

oosid peamiselt peeneteralistest iseloomulikult hallidest setetest (I tahvel, 1. foto). Kohati, näiteks Sinialliku järve läänekaldal, on materjal valdavalt veeriseline.

Sinialliku—Loodi—Sultsi org Aidu järvest kagu pool ei esine enam sügava oruna, vaid nõrgalt väljakujunenud avara orundina. Sellest lääne pool orundi lähistel paiknevad laiad ebatasaste lagedega kaunis suurte suhteliste kõrgustega fluvioglatsiaalsed künkad ja künnised, millede lagede kõrgus on kuni 111,6 m üle merepinna. Tüüpilisi oose siin ei esine. Muutunud on ka setete koostis. Puuduvad Sinialliku ja Loodi oosidele omased hallid setted. Ahimäe ligikaudu 20 m sügavuses kruusaaugus paljanduvad kuni 10 m paksuses suhteliselt vähem sorditud veeriselised kruusad ja liivad, mida katavad 8 m paksuses väga hästi sorditud ja kihitatud roosakad või beežid peeneteralised liivad (II tahvel, 3. foto).

Kõrgustiku idanõlval, peaaegu põhja—lõuna-suunalises Verilaske orus ning viimast edela suunas jätkavas Pirmastu orus esineb mitu oosi. Verilaske oru veerudel ja lammil paiknevad oosid on mõõtmetelt väikesed ja lamedanõlvalised. Kohati katavad fluvioglatsiaalsed setted ka oru veere. Oosid koosnevad enamasti peeneteralisest kruusast ja liivast. Oru veerude kattena, eriti veerude ülemises osas leidub aga väga jämedateralist, veeriselist ja munakalist materjali.

Pirmastu oru loodeveerul esinevad suuremad oosid, nn. Kibe mäed. Kibe oosid on katkendlikud, kohati üle 10 m kõrged, laiade lavajate või ebatasaste lagedega. Suuremate ooside lagede absoluutne kõrgus on 64—66 m. Kibe oosi koostises paljanduvad Kibe veski juures hästi sorditud põimkihilised, väga peeneteralised kruusad ja liivad (I tahvel, 2. foto). Oosi nõlval katab liivu väikeste veeristega ja vähem sorditud kruus. Oosi lage katab kuni 0,5 m paksuselt kollane porsunud savikas liiv.

Holstre künkliku moreenreljeefi ja Tarvastu voorestiku vahelises laias lamedas nõos Ärma jõest lääne pool Ärma ja Lintsi talu kohal ning jõest ida pool Veske talu lähedal kulgevad jõega enamvähem rööpsed oosid, milleks on ebatasaste lagedega ja mõnemeetrise suhtelise kõrgusega lamedanõlvalised künnised (IV tahvel, 7. foto). Ooside materjaliks on liivased ja kruusased setted väheste veeristega. Setete paiguti intensiivselt roosa värvus näitab, et siin esineb palju devoni päritoluga materjali. Viimast esineb kaunis rohkesti ka veeriste hulgas.

Kõrgustiku keskmist osa läbib Viljandi järvest lõuna pool peaaegu ida—lääne-suunaline Sooba org. Sooba oru veeru jalamil paikneb üldjoontes oruga rööpne, kahe- kuni kolmesaja meetri pikkune järsunõlvaline oos suhtelise kõrgusega 11 m. Oos koosneb mitmesuguse terasuurusega hästi sorditud materjalist ning selle nõlvadel ja jalamil on palju rändkive. Samas, oru pervest mõne-

kümne meetri kaugusel tasandikul on väike, peamiselt liivastest setetest kuhjunud paari meetri kõrgune oos.

Peale eespool kirjeldatud ooside, mis on nii või teisiti seotud vanade orgudega või nõgudega, esineb, nagu juba öeldud, oose, millede teke ei näi seoses olevat vanemate negatiivsete pinnavormidega.

Üks marginaalsete ooside vööde kulgeb loode—kagu-suunaliselt kõrgustiku kirdenõlval üle Mudiste, Allaküla, Lõhavere ja Lahmuse. Nimetatud servamoodustiste vöödet jätkab lõuna suunas Tääksi—Välgita—Kehklase orus esinevate radiaalsete ooside süsteem.

Mudistes on silmapaistvamaks oosiks paari-kolmemeetrise suhtelise kõrgusega kuni poole kilomeetri pikkune loode—kagu-suunaline oos. Mäeküla orust põhja pool paikneb üksikuid mõnekümne meetri pikkusi suhteliselt madalaid seljakuid. Jaska ja Allaküla vahel esinevad üksikud samasuunalised väikesed künnised. Markantsemateks vormideks selles servamoodustiste vöötmes on Lõhavere ümbruses esinevad künklikud ja seljakulised vormid: Peomägi, Lõhavere linnamägi ja esimesest kagu poole jääv 6—7-meetrise suhtelise kõrgusega vallseljak.

Nimetatud ümbruses leidub ka väiksemaid seljakuid.

Peomägi on ebatasase laega kuni 13-meetrise suhtelise kõrgusega ja 89-meetrise absoluutse kõrgusega küngas. Samasse ooside süsteemi kuulub ka Lahmuse 3—6 meetri kõrgune oos.

Kõrgustiku põhjaosas tuleb oruvälise oosina nimetada veel Suure-Jaanist edelasse jäävat ligikaudu 5 meetri kõrgust Paksu oosi.

Kõrgustiku lõunaosas, Kõpu laval paikneb üldiselt põhja—lõuna-suunaline looklev Napsi oos. Põhjaosas on oos madal, paarimeetrise suhtelise kõrgusega. Oosi keskosa on 5—6-meetrise suhtelise kõrgusega, kuid lõunaosas on jällegi madalam. Oosi lae suurim absoluutne kõrgus on 73 meetrit. Napsi oosi koostises domineerivad peeneteralised setted — kruusad ja liivad.

F l u v i o g l a t s i a a l s e d d e l t a d. Sakala kõrgustiku tugevasti liigestatud vana reljeefi tingimustes, kus mandrijää sulaveed kasutasid vooluteedena vanu orge ning kujundasid nende piirides arvukaid oose, on fluvioglatsiaalsete deltade tekkimiseks vähe eeldusi. Viimaseid levibki Sakala kõrgustiku uuritud alal võrdlemisi vähe.

Ulatuslikum on juba W. Ramsay poolt (1929) nimetatud Nõmme liivik. Teine fluvioglatsiaalne delta levib Kuusiku otsamoreeni läheduses, paiknedes sellest nii lõuna kui ka põhja pool. Tääksi—Välgita—Kehklase oru suudmealal, Varesemägedest lõuna pool esineb väike tasase reljeefiga fluvioglatsiaalne delta (IV tahvel, 8. foto).

Kuusiku otsamoreeni lähistel paiknev fluvioglatsiaalne delta on

1. foto. Sinialliku oosi kihitatud liivad.

2. foto. Kibe oosi kihitatud liivad.

3. foto. Ahimäe fluvioglatsiaalsel künkal paljanduvad ülemised hästi sorditud ja kihitatud peeneteralised setted.

4. foto. Holstre künkliku moreenreljeefi vähe sorditud setted Subsimari paljandis.

5. foto. Moreenialustes fluvioglatsiaalsetes setetes esinev «kurd» Allaküla paljandis.

6. foto. Hilisglatsiaalsete veekogude toimel ülemises osas ümbersettinud fluvioglatsiaalsed setted Raudna oru veerul.

7. foto. Osa Ärma oosist.

8. foto. Varesemägedest lõuna poole jääv fluvioglatsiaalne delta.

tasase reljeefiga. Hästi sorditud ja kihitatud kruusaseid ja liivaseid setteid katab 1—2 meetri paksuselt kollakas liiv. Kirjeldatud fluvioglatsiaalne delta kujunes ajal, kui mandrijää serv paiknes Kuusiku otsamoreeni kohal, ning ka hiljem jääserva taandudes Holstre künkliku moreenreljeefi alale.

Nõmme liivik asub vanadest orgudest tugevasti liigestatud kõrgustiku keskosas. Suhteliselt lühikest aega esinenud jääpaisjärves settinud liivad ja kruusad ei suutnud matta vanemat reljeefi, mistõttu vanad orud jaotavad liiviku kolmeks osaks ning ta esineb orgude suunas kallakute tasandikkudena (1. joon.). Selle fluvioglatsiaalse delta idaosas levivad hästi sorditud kruusased setted. Pirmastu orust lääne poole jäävatel aladel katavad kruusa kihitatud liivad. Kirjeldatud fluvioglatsiaalse delta kujunemise ajal peatus mandrijää serv Kiisa otsamoreeni ja Mäeltküla joonel.

Väike fluvioglatsiaalne delta Tääksi—Välgita—Kehklase oru suudmealal, Viljandi oru veerul on võrdlemisi tasase reljeefiga. Fluvioglatsiaalsel deltal esinevad tugevatest vooluvetest kantud hästi sorditud kruusased setted. Nimetatud delta kujunes piki Tääksi—Välgita—Kehklase orgu voolanud jääsulavete ajal, kui jää kattis ainult veel Sakala kõrgustiku madalamaid äärealasid, kõrgustiku keskosa oli aga juba mandrijää kattest vabanenud.

O t s a m o r e e n i d. Otsamoreene esineb uuritud ala piirides kaks: Kuusiku otsamoreen kõrgustiku lõunaosas ja Kiisa otsamoreen kõrgustiku põhjaosas.

Kiisa otsamoreen moodustub kolmest loode—kagu-suunalisest kitsast, sageli teravaharjalisest ja järsunõlvalisest, kuni 0,5 km pikkusest seljakust. Otsamoreeni suurim suhteline kõrgus on 6—7 m. Seljakud koosnevad pruunikashalli ja halli värvusega rändkividerikkast moreenist ja kihitatud ning sorditud fluvioglatsiaalsetest setetest. Viimaste osatähtsus on suurem otsamoreeni kaguosas, kuna kirdeosas koosneb otsamoreenseljak valdavalt moreenist.

Kuusiku otsamoreen moodustub idakirde—lääneedela-suunaliste seljakute ahelast. Nimetatud otsamoreeni on üksikasjaliselt kirjeldanud K. Orviku (1934). Otsamoreen koosneb fluvioglatsiaalsetest setetest ja moreenist ning on morfoloogiliselt mitmekesine, tema suurim suhteline kõrgus on 8 m.

Otsustades otsamoreenide morfoloogia ja setete iseloomu järgi, on nad kuhjemoreenid, mis kujunesid mandrijää ajutiste pealetungide ajal.

K ü n k l i k m o r e e n r e l j e e f. Künklik moreenreljeef levib uuritud alal kõrgustiku keskses kõrgemas osas Holstre ja Paistu ümbruses. Künkliku moreenreljeefi tüüpilisteks pinnavormideks on künkad ja künnised, umbselt lõppevad orutaolised nõod, milles esineb umbjärvi ja kinnikasvanud järvenõgusid, ning ebatasase pikiprofiiliga orud. Holstre künklikus moreenreljeefis võib pinnavor-

mide paigutuses täheldada idakirde—lääneedela-suunalist orientatsiooni, mis väljendub nii üksikute pinnavormide (künnised, järved, orutaolised nõod) kui ka pinnavormide rühmade paigutuses. Samasuunalise orientatsiooniga on ka künklikust moreenreljeefist lõuna pool olev Viraste org ning viimasest ligikaudu 2,5 km eemal asuv Kuusiku otsamoreen.

Holstre künklikus moreenreljeefis võib eraldada kaht pinnavormide vöödet. Lõunapoolsem küngaste ja künniste vööde kulgeb üle Pulleritsu, Looritse, Kulli ja Jürimatsi rööpselt Viraste oruga. Samasuunaline on ka sellesse vöötmesse jääv pikergune Kulli järv.

Reljeefsem ala suuremate suhteliste kõrgustega (kuni 37 m) paikneb Paistu, Holstre ja Tornimäe vahel, kusjuures Tornimägi (120,5 m ü. mp.) on kõrgustiku keskosas suurima absoluutse kõrgusega punktiks.

Künklikus moreenreljeefis on pleistotseensed setted esindatud peamiselt punakaspruuni moreeni ja fluvioglatsiaalsete setetega. Fluvioglatsiaalsed setted on paiguti vähe sorditud, mistõttu nende kihilisus on ebaselge ja pealiskaudsel vaatlusel näib materjal sortimatuna (II tahvel, 4. foto). Paiguti esineb ka hästi sorditud ja kihitatud materjali. Setete koostises domineerivad veeriselised kruusad ja liivad, milledes on aleuriitset materjali mõnevõrra rohkem kui teiste servamoodustiste setetes.

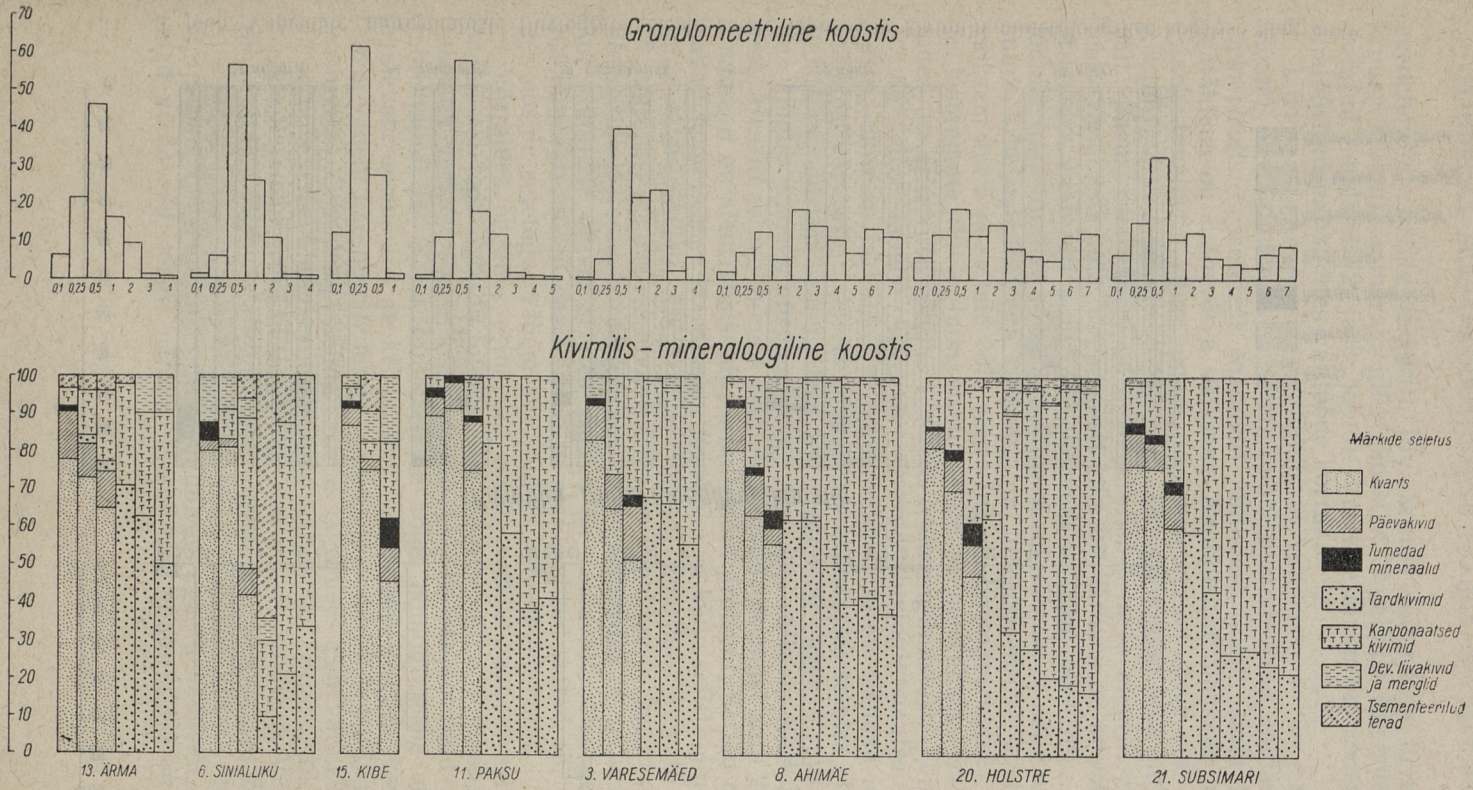
Holstre künkliku moreenreljeefi kaks kuplite, kinkude ja künniste vöödet tähistavad kahte teineteisele võrdlemisi lähedast mandrijää serva asendit (1. joon.). Pinnavormide suured suhtelised kõrgused ja fluvioglatsiaalsete setete rohkus näitavad, et mandrijää serv püsis siin kaunis kaua ja tema sulamine oli intensiivne.

Rohkete sulgvormide esinemine ja astangud kuplite nõlvadel osutavad sellele, et aktiivse mandrijää kõrval on pinnavormide kujundamisel oluline tähtsus olnud ka jääservast eraldunud surnud jääl ja termokarstilistel nähtustel.

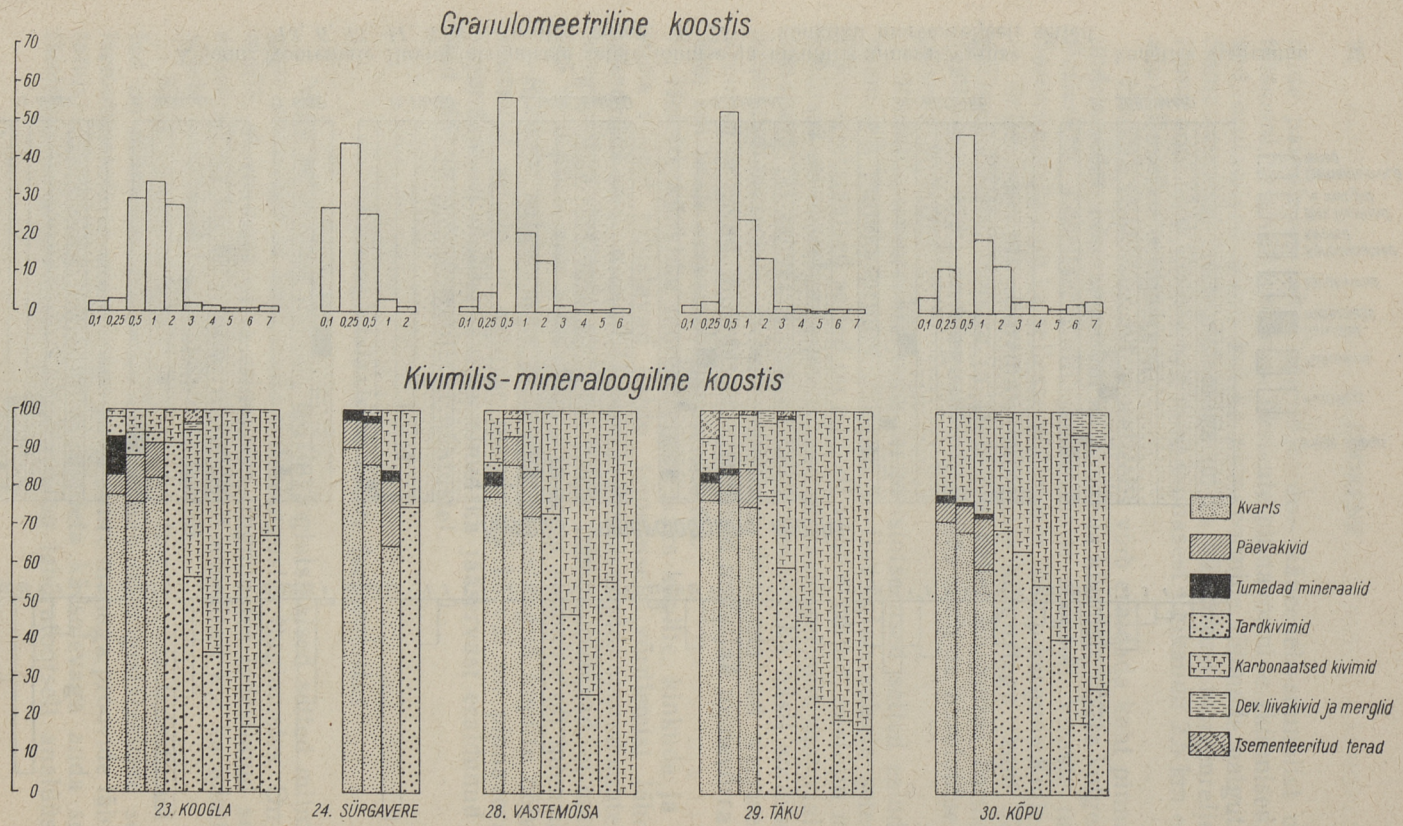
Fluvioglatsiaalsete setete iseloomustus

Nagu eeltoodust nähtub, on fluvioglatsiaalsed setted mitmesuguse vanusega ja kujunenud mitmesugustes tingimustes. On loomulik, et eri aegadel ja erinevates tingimustes ladestunud setted erinevad nii kivimilis-mineraloogiliselt koostiselt kui ka lõimiselt, setete sordituselt ja teistelt omadustelt.

Kuid ka samaaegselt ja samades tingimustes ladestunud setted on mitmekesised. Selle tõttu nõuab fluvioglatsiaalsete setete iseloomustamine suure hulga ja ka suure mahuga proovide läbitöötamist. Nimetatud põhjustel ei suudeta käesolevaga anda setete täielikku iseloomustust. Käesolevas on laboratoorselt analüüsitud



2. joon. Nooremate fluvioglatsiaalsete setete lõimise ja kivimilis-mineraloogilise koostise diagramm. *13, 6, 15, 11, 3, 8* — ooside setted; *20, 21* — künkliku moreenreljeefi setted.



3. joon. Vanemate, moreenialuste fluvioglatsiaalsete setete lõimise ja kivimilis-mineraloogilise koostise diagramm

peeneteraliste setete (aleuriit, liiv, kruus) lõimist ja liiva ning kruusa kivimilis-mineraloogilist koostist. Analüüsi tulemused on esitatud joonistel (2. ja 3. joon.). Veeriste kivimilist koostist on analüüsitud paljandites välitööde korras.

L õ i m i s. Analüüsidest nähtub, et vanemate (s. o. moreenialuste) fluvioglatsiaalsete setete puhul moodustavad valdava osa peeneteralistest setetest enamikul juhtudest liivad, kuna kruusa osatähtsus on mõnevõrra väiksem. Analüüsitud üheksas proovis esineb tavaliselt kõige enam keskmiseteralist liiva (ø 0,25—0,5 mm), mille sisaldus on 44—65%. Jämedateralist liiva on tunduvalt vähem, veel vähem on peeneteralist liiva ja aleuriitseid setteid — viimaste hulk on enamasti alla 3%. Kruusa on analüüsitud proovides enamasti kuni 30%, harvem ka kuni 65—76%. Setete lõimise logaritmilise kõvera analüüsimisel nähtub, et välja arvatud suure kruusasisaldusega proovid, on heterogeensuse koefitsient väiksem kui 5 ja setteid võib seega lugeda homogeenseteks.

Nooremate fluvioglatsiaalsete setete peeneteralistes fraktsioonides on erinevusi sõltuvalt setete tekketingimustest. Tüüpiliste ooside setete lõimise kõverad erinevad fluvioglatsiaalsete küngaste, künniste ja künkliku moreenreljeefi setete lõimise logaritmilistest kõveratest. Ooside liivastes ja kruusastes setetes (13 analüüsi) moodustab peamise osa liiv, sageli 80—90%. Kruusasisaldus kõigub suurtes piirides ja on enamasti väiksem liivasisaldusest. Aleuriit esineb mõnest kümnendikust protsendist kuni 20%-ni. Enamasti on aleuriidisisaldus ainult mõni protsent. Setted on valdavalt homogeense koostisega. Künklike ja künniseliste pinnavormide (Varesemäed, Ahimäe ja Holstre) koostises olevate setete (8 analüüsi) kruusa- ja liivasisaldus on vahelduv — kord esinevad ülekaalukalt liivad, kord kruusad. Aleuriidisisaldus on samasugune kui tüüpiliste ooside setetes. Setted on valdavalt heterogeensed. Ka jämedateralised veeriselised ja munakalised setted on, võrreldes ooside setetega, vähem sorditud ja heterogeensemad.

Võrreldes orgudes esinevate ooside setteid lavadel esinevate ooside setetega, nähtub viimaste väiksem sorditus. Siinkohal võib märkida veel, et Paksu oosis esineb jääsulavete sorditud setetes moreenipesi ja -läätsi. Lõimiselt on kõige homogeensem orgudes esinevate ooside liiv ja kruus, mis kuhjus jää lõhedes voolanud enam-vähem ühesuunalistes ja teatud perioodil püsiva tugevusega vooluvetes. Orgudes ja nende vahetus läheduses esinevate künklike ja künniseliste pinnavormide ning väljaspool orge paiknevate ooside liivad ja kruusad on mõnevõrra vähem sorditud. Viimased moodustusid tõenäoliselt tugevasti liigestatud jää avarates lõhedes, kus jääsulavete voolusuund ja ka voolu tugevus kiiresti muutus. Väljaspool orge olevaid oose kujundasid aga tõenäoliselt nõrgemad vooluveed. Nagu nähtub analüüsitud materjalist, on kõige

heterogeensemad künkliku moreenreljeefi liivased ja kruusased setted. Künkliku moreenreljeefi kujunemisel esinesid rahutud settimistingimused ning tugevad, kuid muutuvate suundade ja erinevate kiirustega vooluveed.

Kivimilis-mineraloogiline koostis. Kivimilismineraloogiliselt koostiselt on Sakala kõrgustikul esinevad fluvioglatsiaalsed setted väga mitmekesised ja lokaalselt erinevad. Üldiselt on fluvioglatsiaalsete setete liivades valdav osa kvartsil, mida esineb peaaegu alati üle 50%. Mõnedes liivades on kvartsi kõrval suure tähtsusega veel karbonaatsed kivimid, kuid viimased võivad ka täiesti puududa, eriti peeneteralisemates fraktsioonides. Peale nimetatute on liivades veel päevakive ja vähesel määral ka tumedaid mineraale, mille hulk võib biotiidi arvel kohati üle kümne protsendi tõusta. Ooside liivad sisaldavad paiguti ka mõne protsendi ulatuses devoni liivakive. Mõnel juhul esineb liivas, harvem ka kruusas, kaunis suurel hulgal tsementeerunud teri, mis on moodustunud kas peliitse, kaltsiitse või harvem ka räniokssüüdse tsemendiga tsementeeritud aleuriidist.

Erineva vanusega setetes on teatud erinevusi.

Vanemate fluvioglatsiaalsete setete liivafraktsioonis on kvartsi 66—83% (enamasti 77—83%), karbonaatseid kivimeid 4—13%, harva ka kuni 24%. Ülejäänud osa liivadest moodustub päevakividest ja tumedatest mineraalidest. Kruusafraktsioonis on kõige enam karbonaatseid kivimeid, mis moodustavad setetest enamasti 50—60%. Tardkivimite sisaldus kõigub 40—50% piires ja tõuseb üksikjuhtudel kuni 75%-ni. Devoni liivakivid vanemates fluvioglatsiaalsetes setetes puuduvad või neid esineb ainult 1—2%.

Nooremate fluvioglatsiaalsete setete kivimilis-mineraloogiline koostis on mitmekesine. Ooside liivad, juhul kui nad ei sisalda suuremal määral tsementeerunud aleuriiti, koosnevad valdavalt kvartsist, mille hulk on 65—83%. Päevakive esineb ligikaudu 3—10%, tumedaid mineraale 0,1—3%.

Kruusastes setetes, fraktsioonides 1—3 mm, esineb tardkivimeid sageli üle 50%, peenemates fraktsioonides kohati kuni 90%. Jämedamates fraktsioonides kahaneb tardkivimite hulk karbonaatsete kivimite arvel. Üldiselt väheneb tardkivimite hulk terasuuruse suurenemisega, kuid esineb ka vastupidiseid juhtumeid (näit. Sinialliku, Loodi, osaliselt ka Ahimäe ja Varesemägede setetes). Karbonaatsete kivimite sisaldus kõigub suurtes piirides ja on erinevates oosides erinev. Mõnede ooside nii kruusa- kui ka liivafraktsioonides võib leida rikkalikult tsementeerunud aleuriiti.

Antud ooside setete üldisest iseloomustusest esineb mitmeid kõrvalekaldumisi. Erisuguse kivimilise koostisega on Sinialliku—Loodi oru ooside setted. Sinialliku oosi setete erinevusele on tähelepanu juhtinud juba H. Hausen (1913b), märkides nimetatud oosi

setete suhteliselt suurt karbonaatse materjali rikkust ning sellest tulenevat heledat värvust.

Sinialliku oosi liivades ja peeneteralistes kruusades esineb väga rikkalikult tsementeerunud aleuriiti. Tsement on peliit-kaltsiitne. Kvartsi hulk on suhteliselt väike (43—47%). Liivades ja peeneteralises kruusas esineb rikkalikult halli devoni liivakivi, kohati kuni 13%. Liivad on vilgurikkad. Erinevalt teistest fluvioglatsiaalsetest setetest esineb siin hele vilk — muskoviit. Sinakashall tugevasti porsunud liivakivi, karbonaatse materjali ja peliitse tsemendiga seotud aleuriit annavadki setetele iseloomuliku halli värvuse. Märkida tuleb veel seda, et karbonaatsed kivimid ei esine mitte ümardunud, vaid õhukeste laperguste teradena. Samasuguseid halle setteid esineb ka Loodi oosis. Siin leidub aga rikkalikumalt roosakaid devoni päritoluga liivakihte, mida Sinialliku oosis esineb vähemal määral. Nagu juba märgitud, suureneb terajämeduse suurenemisega siin tardkivimite hulk. Sultsist lõuna pool, Ahimäe ümbruse fluvioglatsiaalsetes pinnavormides, mis paiknevad väljaspool orgu, halle setteid enam ei esine. Tsementeerunud terade hulk on väiksem. Tsemendina esineb siin tõenäoliselt ränioksüüd. Kõrgustiku idanõlval, Ärma ooside liivaste ja kruusaste setete koostises on palju devoni päritoluga liivakive (5—18%), mistõttu setted on roosa värvusega. Ka siin on kaunis rikkalikult tsementeerunud aleuriit. Tsement on peliit-kaltsiitne.

Üldiselt võib öelda, et kõik orgudes või orgude vahetus läheduses esinevad radiaalsed oosid on devoni päritoluga materjali poolest võrdlemisi rikkad. Nimetatud asjaolu on tingitud sellest, et mandrijää ja jääsulaveed, liikudes piki aluspõhja lõikunud orgu, on seda purustanud ja kulutanud. Nagu näitavad Lahmuse ja Paksu oosi veeriste analüüsid ning ka Paksu oosi liivade ja kruusa analüüs, puudub väljaspool orgu esinevates oosides devoni päritoluga materjal kas täiesti või esineb tähtsusetult vähesel määral. Kivimilis-mineraloogiliselt koostiselt on erandiks veel Kildu oos, mida iseloomustab suhteliselt suur biotiidisisaldus, eriti peeneteralises liivas (13%).

Künkliku moreenreljeefi fluvioglatsiaalseid setteid on suhteliselt vähe uuritud. Veeriselises materjalis moodustavad valdava osa, 80—90%, karbonaatsed kivimid. Tardkivimeid esineb vähe, keskmiselt 20%, devoni päritoluga liivakive on kuni 1—2%. Liivastes setetes on kvartsi 66—76%, päevakivi 6—8%, tumedaid mineraale 1—3%, karbonaatsete kivimite hulk kõigub 15—25% vahel. Kruusades alates 2 mm-sest fraktsioonist on karbonaatseid kivimeid 66—68%. Kruusas esineb devoni liivakive ja mergleid 1—3%, tsementeerunud aleuriiti 1—5%.

Võrreldes eri vanusega fluvioglatsiaalsete liivade ja kruusade kivimilis-mineraloogilist koostist, nähtub, et nooremad setted sisal-

davad suhteliselt enam karbonaatseid kivimeid ja devoni liivakive. Vastavalt sellele on tardkivimite sisaldus nooremates fluvioglatsiaalsetes setetes väiksem kui vanemates, moreenialustes setetes. Vaatamata setete mitmesugustele tekketingimustele, võib nende kivimilis-mineraloogilises koostises, eriti devoni päritoluga materjali sisalduse suhtes, täheldada mõnesugust seaduspärasust, olenevalt nende asetusest kõrgustikul.

Kuna fluvioglatsiaalsete setete lähtematerjaliks on peamiselt mandrijääs esinev moreen, siis sõltub nende iseloom suurel määral viimasest. Moreen aga on Sakala kõrgustikul väga mitmesugune ning tema koostis oleneb moreeni lamamist, eriti aluspõhja kivimite iseloomust.

Rikkaliku devoni päritoluga materjali sisaldusega fluvioglatsiaalsete setete levikuala langeb üldjoontes kokku punakaspruuni moreeni ja õhukese pinnakattega alade levikuga.

Iseloomustades kokkuvõtlikult devoni päritoluga materjali poolest rikaste setete paiknemist Sakala kõrgustikul, võib öelda, et nimetatud fluvioglatsiaalseid setteid esineb kõrgustiku lõunaosas rohkem kui põhjaosas. Devoni päritoluga materjali lisandeid on fluvioglatsiaalsetes setetes enam seal, kus aluspõhja reljeef on rohkem liigestatud ning allunud intensiivsemale jää ja selle sulavete kulutusele. Kõrgustiku ida -ja keskosas on devoni päritoluga materjal esindatud valdavalt punase liivakiviga, lääneosas (Sinialliku oos) suureneb tunduvalt devoni karbonaatsete kivimite osa.

Mandrijää taandumisest

Tuginedes Sakala kõrgustiku põhjaosas esinevate mandrijää servamoodustiste morfoloogiale ja setete iseloomule, võib teha mõningaid järeldusi mandrijää taandumise käigust ja iseloomust uuritaval alal (1. joon.). Mandrijää serva asendeid tähistavad pinnavormid esinevad ainult kõrgustiku keskses, kõrgemas osas, kust jää taandus mitmete peatuste ja ajutiste pealetungidega, millede vältel kujunesidki jääserva asendit markeerivad pinnavormide vöötmed. Madalamatelt servaaladelt ja kõrgustikku piiravatelt tasandikkudelt taandus jää hiljem rahulikumalt ning nimetatud alad kattusid pideva moreenkattega.

E. Rähni, kes käsitles mandrijää taandumist Sakala kõrgustiku lõunaosas, on esile tõstnud mandrijää serva kaks asendit. Esimest, lõunapoolsemat serva asendit tähistab Hummuli vahelduva reljeefiga kuplistik. Teine, pikem jääserva peatus esines Rutu—Rinna—Härjasaare joonel, kus kujunesid Rutu, Rinna, Härjasaare kuplid ja künnised.

Kolmandat jääserva seisakut tähistab juba käesoleva uurimis-

ala piirides paiknev Kuusiku otsamoreen. Iseloomustades Kuusiku otsamoreeni, on K. Orviku (1934), arvestades setete lasumist, avaldanud arvamust, et otsamoreen on kuhjunud edasitungiva mandrijää serva ees varem settinud moreenist, kihitatud kruusadest ja liivadest. Kuna Kuusiku otsamoreeniga tähistatud jääserva joonel esineb fluvioglatsiaalseid kuhjevorme suhteliselt vähe, võib arvata, et siin oli tõepoolest tegemist pealetungiva mandrijääga. Kuusiku otsamoreeni kujunemise ajal on jääsulavete setted kuhjunud otsamoreenist lõuna pool väiksema ulatusega fluvioglatsiaalsel deltal.

Kuusiku otsamoreeni joonelt taandunud jääserv peatus Holstre künkliku moreenreljeefi lõunaosas. Sulamine jääserval oli muutunud intensiivsemaks, jääserv liigestus ning sellest eraldusid jääpangad. Sulavete setetest ja jääst väljasulavast moreenist kuhjus Holstre künkliku moreenmaastiku lõunapoolsem neljandat servaasendit tähistav pinnavormide vööde. Jääsulaveed kasutasid vooluteedena osaliselt Viraste orgu, osa sulavetest aga voolas lõunasse piki Sinialliku—Loodi—Sultsi oru ülemjooksuosa, mida osaliselt täitis veel kõrgustiku lääneosa kattev mandrijää. Sel ajal kuhjusid tõenäoliselt nimetatud orus ja orust lääne pool Ahimäe ümbruse künklikkude ja künniseliste pinnavormide alumised, vähem sorditud ja jämedamad setted. Jääservast lõuna pool võis esineda kohalik jääpaisjärv, milles kujunes Kuusiku otsamoreenist põhja poole jääv fluvioglatsiaalne delta.

Mandrijää viiendat servaasendit Sakala kõrgustikul tähistab künkliku moreenreljeefi põhjapoolsem ja reljeefsem pinnavormide vööde. Arvestades vormide mitmekesisust ja markantsust, võib arvata, et mandrijää peatus nimetatud joonel pikemat aega. Pinnavormide moodustamisest võtsid osa nii aktiivne kui ka surnud mandrijää ja jääsulaveed. Jääsulaveed kasutasid vooluteedena peamiselt Paistu ja Sinialliku—Loodi orgu ning kuhjasid viimase piirides juba varem ladestunud setetele peeneteralisemat materjali.

Küsimus, kuidas taandus mandrijää vanadest orgudest tugevasti liigestatud kõrgustiku keskosas, on võrdlemisi keeruline. Sel alal esinevad glatsiaalsed ja fluvioglatsiaalsed pinnavormid on mitmekesised ja fluvioglatsiaalsete setete iseloom erinevates kohtades tunduvalt erinev.

Viljandi orust põhja pool olev Kiisa otsamoreen ja selle vahetus läheduses moreenide vahel esinevad 1,5 m paksused stadiaalsed setted ning teineteisel lasuvad erinevad moreenid nii põhja kui ka lõuna pool Viljandi orgu, osutavad ajutisele mandrijää pealetungile, kusjuures jääserv peatus mõnda aega Kiisa otsamoreeni joonel ning pöördus siit lõunasse, kattes kõrgustiku kesk- ja idaosa kuni Mäeküla—Vardja—Kibe jooneni. Kõrgustiku põhjaosas kujunenud Kiisa otsamoreen ja lõunaosas jääserva ees kujunenud Nõmme—Pirmastu fluvioglatsiaalne delta märgistavad seega mandrijää

kuuendat servaasendit. Samaaegselt võisid tõenäoliselt kujuneda ka Kibe, Sooba ja osaliselt ka Sinialliku—Loodi lõunapoolsemad oosid, millede koostises ei esine halle devoni karbonaatsetest kivimitest rikkaid setteid. Edasisel taandumisel kujunes juba õhenenud ning rikkalikult kivimmaterjali sisaldavas mandrijääs Kobruvere oru ja Pärsti nõo kohal jääservaga rööpne lõhede süsteem, millest lõuna pool võis säilida veel surnud jääd. Lõhede ja piki viimaseid eraldunud jääpankade vahel kuhjusid Kildu—Kobruvere—Pärsti marginaalsed oosid, mis tähistavad mandrijää seitsmendat servaasendit. Samal ajal kujunesid ka Kobruvere oru veeri katvad fluvioglatsiaalsed setted ja sulasid mandrijääst välja oosidel ning nende lähemas ümbruses rikkalikult esinevad rändkivid. Samaaegselt võisid lõhenenud mandrijää servaalal kujuneda ka Võistrest edela pool olevad oosid. Kuna nimetatud väikesed oosid on kohati kaetud moreeniga, siis võib arvata, et nad kujunesid nõrkade vooluvete toimel kitsastes lõhedes, võib-olla isegi jääserva all.

Selle perioodiga võib siduda tõenäoliselt ka aluspõhja lõikunud Köstioja oru teket, mille erodeerisid lõunasse suunduvad jääsulaveed. Jääsulavete setted kuhjusid Viljandi oru piirides Köstioja suudmest edela pool.

Arvestades Sakala kõrgustiku kõrgussuhteid, võib arvata ka, et mandrijää sulamine kõrgustiku põhjaosa kõrgemas osas Sürgavere ümbruses algas ajal, mil jääserv peatus veel Sakala kõrgustiku keskosas. Sel juhul pidi Sürgavere kõrgustiku piirides mõnda aega püsima mandrijääst piiratud jääjärv ning Kildu—Kobruvere—Pärsti oosid pidid kujunema selle jääjärve piirides. Kuna aga nimetatud oosid on ebatasaste lagedega ning vastavas ümbruses ei esine jääjärve setteid, siis näib viimane oletus siiski vähem tõenäolisena. Kildu—Kobruvere—Pärsti joonel kuhjunud glatsiaalsete ja fluvioglatsiaalsete pinnavormide morfoloogia ning väga rikkalikult esinevad rändkivid räägivad selle kasuks, et vastavad pinnavormid on kujunenud mandrijää serva läheduses.

Mandrijää edasine taandumine oli aeglane ja rahulik. Kõrgustiku põhjaosas kujunesid vähe liigestatud reljeefiga moreentasandikud.

Kõrgustiku piirides tähistavad viimast, s. o. kaheksandat mandrijää servaasendit Mudiste—Allaküla—Lõhavere ja Lahmuse marginaalsed oosid. Nimetatud ooside kujunemise ajal oli kõrgustiku idanõlv veel mandrijääga kaetud. Lõhenenud jääserv paiknes Tääksi—Välgita—Kehklase orus. Piki orus paiknevat jääserva ja lõhesid voolasid jääsulaveed lõunasse. Oru lääneveerul, tugevasti lõhenenud jääserva piirides, kujunesid tüüpilised kitsad ja kõrged oosid. Oru idaosas, kus jää oli vähem liigestatud ja sulavete voolud nõrgemad, tekkisid künniselised vormid, mis on kohati kattunud moreeniga.

Vanad orud, välja arvatud võib-olla Sakala kõrgustiku keskset, kõrgemat osa liigestavad orud (Pirmastu, Loodi oru ülemjooksuosa), olid sel ajal täitunud veel jääga, mis oli lõhenenud ja liigestatud jääsulavetest.

Omaette probleemiks on Sinialliku ooside kujunemine, sest et viimaste setted erinevad tunduvalt kõrgustiku keskosa orgudes olevate teiste ooside setetest. Käsitledes Sinialliku oosi, väidab H. Hausen (1913b), et oosi materjal on pärit siluri alalt, ning oletab, et oosi setted kuhjusid jääsisestes kanalites, mida mööda materjal kohale toodi. Uurides Sinialliku ooside setete koostist, nähtub, et viimastes esinevad väga rikkalikult devoni päritoluga karbonaatsed kivimid ja sinakashallid liivakivid. Et aga devoni karbonaatsed kivimid Sakala kõrgustiku piirides väga vähesel määral paljanduvad, võib arvata, et oosi setete lähtematerjaliks on olnud Pärnu tasandikult (narva lademe avamusalalt) Sakala kõrgustikuni kandunud devoni karbonaatse materjali sisalduse poolest rikkam moreen. Ooside setted on kantud kohale loodest piki Raudna vana orgu kagu suunas voolanud jääsulavetega. Üldiselt on vähe teada sellest, millal ja kuidas toimus kõrgustiku madalamate äärealade ja orgude vabanemine jääkattest.

Kokku võttes võib öelda, et mandrijää taandumine algas kõrgustiku keskses, kõrgemas osas, kuna samal ajal olid madalamad äärealad, orud ja kõrgustikku piiravad tasandikud mandrijää all ning vabanesid jääkattest suhteliselt aeglaselt ja mitte üheaegselt.

Arvestades glatsiaalsete ja fluvioglatsiaalsete pinnavormide paigutust, morfoloogiat ja nendes esinevate setete iseloomu, võib Sakala kõrgustiku piirides esile tõsta 8 mandrijää servaasendit (kaks esimest servaasendit, mida on kirjeldanud E. Rähni 1953. a., jäävad väljapoole uurimisala piire). Mandrijää taandumisel kõrgustiku lõunaosas oli jää sulamine algul intensiivne. Kuna aga jää oli veel küllalt aktiivne, siis esinesid pikemad jääserva peatused, mille vältel kujunesid küllaltki reljeefsed künkliku moreenreljeefi vöötmed.

Kahe esimese servaasendi järele toimus mandrijää pisut visam taandumine ja ajutine pealetung, mida tähistab Kuusiku otsamoreen (III asend). Holstre servamoodustiste vöötmed (IV ja V asend) räägivad uuest jää sulamise intensiivistumisest. Edasine mandrijää taandumine oli taas aeglasem ja ajuti esines pealetunge, mille tõendiks on kõrgustiku keskosas Viljandi lähistel esinevad erineva vanusega moreenid, stadiaalsed fluvioglatsiaalsed setted ja Kiisa otsamoreen (VI asend). Kõrgustiku põhjaosa rahuliku reljeefiga moreentasandikud ning nende piirides esinevad Kildu—Kobruvere—Pärsti (VII asend) ja Mudiste—Allaküla—Lõhavere—Lahmuse (VIII asend) servamoodustised räägivad jää aeglasest ajutiste peatustega taandumisest.

KIRJANDUS

Hausen, H., 1913a. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, 2.
Hausen, H., 1913b. Über die Entwicklung der Oberflächen-formen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, 3.
Orviku, K., 1934. Kuusiku otsmoreen. Eesti Loodus, nr. 2.
Orviku, K., 1935. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Äratrükk Eesti Kirjanduse Seltsi kirjastusel ilmunud koguteosest «Eesti», pt. «Viljandimaa». Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi toimetused, nr. 47.
Ramsay, W., 1929. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia, 52, 2.

Tartu Riikliku Ülikooli
geoloogia kateeder

О КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ МАТЕРИКОВОГО ЛЬДА, ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ОБ ОТСТУПАНИИ МАТЕРИКОВОГО ЛЬДА В СЕВЕРНОЙ И СРЕДНЕЙ ЧАСТЯХ САКАЛАСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Э. ЛЫОКЕНЕ

Резюме

В статье дана характеристика флювиогляциальных отложений и морфологии краевых образований материкового льда и отступания его в северной и средней частях Сакаласкої возвышенности.

В названном участке флювиогляциальные отложения наряду с мореной являются наиболее распространенными компонентами четвертичного покрова. Возраст и условия залегания флювиогляциальных отложений различны. Здесь представлены подморенные, межморенные и непосредственно обнажающиеся на поверхности флювиогляциальные отложения.

В позднеледниковое время, в связи с отступанием, остановками и временными наступаниями материкового льда, формировались различные краевые образования: озы, флювиогляциальные дельты, конечные морены и холмисто-моренный рельеф. Названные краевые образования состоят или целиком (озы, флювиогляциальные дельты), или частично (конечные морены, холмистый рельеф) из флювиогляциальных отложений.

Флювиогляциальные отложения, скопившиеся в различные времена и в разных условиях, различаются по петрографо-минералогическому и гранулометрическому составу, а также по отсортированности и другим свойствам.

Формы рельефа, маркирующие более раннее положение края материкового льда, находятся только в центральной, более высокой части возвышенности, которая освободилась от ледяного покрова раньше и где отступание льда происходило с многочисленными наступаниями и временными остановками. С более низких краевых частей возвышенности и ограничивающих их равнин материковый лед отступал позже и равномернее, вследствие чего соответствующие участки покрылись сплошным моренным покровом.

В границах возвышенности Сакала можно выделить восемь положений края материкового льда (два первых из них описаны Э. Ряхни в 1953 г.).

В южной части возвышенности, где таяние льда было в то время более интенсивным и лед был довольно активным, краевые образования материкового льда сформировались в виде холмисто-моренного рельефа. При этом наблюдались и кратковременные наступания ледника, о чем свидетельствует, например, конечная морена Куузику (III положение края ледника). Поясы холмисто-моренного рельефа в Хольстре (IV и V положение края) говорят об интенсивном таянии льда. Дальнейшее отступание материкового льда происходило опять же более медленно, с временными наступаниями, на что указывают находящиеся около Вильянди, в центральной части возвышенности, разные морены, стадиальные флювиогляциальные отложения и конечная морена Кийза (VI положение края). Моренные равнины северной части возвышенности с более спокойным рельефом вместе с находящимися в их границах краевыми образованиями Кильду—Кобрувере—Пярсти (VII положение края) и Мудисте—Аллакюла—Лыхавере—Лахмузе (VIII положение края) указывают на медленное отступание ледника с временными остановками последнего.

Кафедра геологии
Тартуского государственного университета

VON DEN RANDBILDUNGEN DES INLANDEISES, DEN FLUVIOGLAZIALEN ABLAGERUNGEN UND DER REGRESSION DES INLANDEISES IM SAKALA-HÖHENGEBIET

E. LÖOKENE

Zusammenfassung

Im vorliegenden Artikel werden die fluvioglazialen Ablagerungen und die Morphologie der aus ihnen bestehenden Randbildungen sowie der Rückzug des Inlandeises aus dem Sakala-Höhengebiet charakterisiert.

Im genannten Gebiet bilden — ausser den Moränen — fluvioglaziale Ablagerungen die am meisten verbreitete Komponente der Quartärablagerungen. Das Alter und die Sedimentationsbedingungen der fluvioglazialen Ablagerungen sind verschieden.

Während der spätglazialen Zeit haben sich bei dem Rückzug, beim Stillstande und bei dem zeitweiligen Vordringen des Inlandeises verschiedene Randbildungen angehäuft: radiale und marginale Oser, fluvioglaziale Deltas, Endmoränen und hüglige Moränenlandschaften. Die genannten Randbildungen bestehen entweder vollständig (Oser, fluvioglaziale Deltas) oder teilweise (Endmoränen, hüglige Moränenlandschaften) aus fluvioglazialen Ablagerungen.

Die in verschiedenen Zeiträumen und unter verschiedenen Bedingungen abgesetzten fluvioglazialen Ablagerungen unterscheiden sich sowohl durch ihre petrographisch-mineralogische Zusammensetzung als auch hinsichtlich ihres granulometrischen Bestandes, ihrer Sortiertheit und anderer Eigenschaften.

Die Oberflächenformen, welche die früheren Lagen des Inlandeisrandes markieren, treten im mittleren höheren Teil des Höhengebiets auf. Von den niedrigeren Randteilen des Höhengebiets und von den angrenzenden Ebenen zog sich das Inlandeis später zurück.

In den Grenzen des Sakala-Höhengebiets sind 8 Randlagen des Inlandeises hervorzuheben. (Die beiden ersten Randlagen gehören nicht in das Forschungsgebiet und sind 1953 von E. Rähni beschrieben worden.)

Im südlichen Teil des Höhengebiets war das Abschmelzen des Eises intensiv, und da das Eis gleichzeitig aktiv war, so bildeten sich in den Randgebieten des Inlandeises hüglige Moränenlandschaften. Darauf folgte ein einigermassen träger Rückzug und ein zeitweiliger Vorstoss des Inlandeises, was durch die Endmoräne von Kuusiku markiert wird (III Randlage). Der Gürtel der hüg-

ligen Moränenlandschaft von Holstre (IV und V Randlage) zeugt von einem neuen intensiveren Schmelzen des Eises. Der darauf folgende Rückzug des Eises war langsamer und durch zeitweilige Vorstösse unterbrochen. Merkmale hierfür sind die im mittleren Teil des Höhengebiets in der Nähe von Viljandi auftretenden verschiedenartigen Moränen, die stadialen fluvioglazialen Ablagerungen und die Endmoräne von Kiisa (VI Randlage).

Die Moränenebene im nördlichen Teil des Höhengebiets mit ihrem ruhigen Relief wie auch die in ihren Grenzen befindlichen Randbildungen von Kildu—Kobruvere—Pärsti (VII Randlage) und Mudiste—Allaküla—Lõhavere—Lahmuse (VIII Randlage) zeugen von einem langsamen Rückzug des Eises.

Staatsuniversität zu Tartu,
Lehrstuhl für Geologie

KARSTI ARENGUTINGIMUSTEST EESTIS

Ü. HEINSALU

Käesoleval ajal mõistab üha suurem hulk uurijaid karsti all geoloogilist protsessi, mis tekib ja areneb vees lahustuvais kivimeis ja väljendub spetsiifilises pindmiste ja süvavormide kompleksis ning hüdrograafilise võrgu ja põhjavete tsirkuleerimise omapäras. Karsti arengu omapära võib sõltuda seejuures paljudest teguritest, milledest tähtsamateks on karstuva kivimikompleksi keemiline koostis, paksus ja lasumustingimused, selle lõhelisus, atmosfääriliste vete filtratsiooni- ja äravoolutingimused. Peale nende tegurite avaldavad karsti arengule vähemal määral mõju veel näiteks kivimite struktuur, poorsus, tektoonilised struktuurid, kliima, taimkate, vete mineralisatsioon ja rida teisi tegureid. Käesolevas artiklis käsitletakse vaid neid tähtsamaid ja põhiliselt jääajajärgseid tingimusi, mis määravad Eesti karsti arengu iseärasused.

Eesti NSV-s esinevad karstinähtused sageli ordoviitsiumi ja siluri vanusega karbonaatsete kivimite kompleksis, mis levib territooriumi põhja- ja keskosas ning läänesaartel ja on kaetud enamasti väikese paksusega kvaternaarsete setetega.

Sel karbonaatsete kivimite kompleksil on vaid nõrk, ligikaudu 15-minutiline kallakus lõunasse või lõunakagusse. Tingituna peamiselt kihtide kallakust, kuid samuti ka reljeefi lõunasuunalisest tõusust, suureneb karstuva kivimikompleksi paksus lõuna suunas, olles avamusala põhjaserval vaid 10—20 meetrit, lõunaserval aga ligikaudu 300 m. Ta koosneb valdavalt õhukesekihilistest merglistest ja dolomiitsetest lubjakividest, harvem lubjadolomiitidest, kuna aga puhtaid lubjakive ja dolomiite esineb vähe.

Karstuva kivimikompleksi lademete kivimilise ilme muutlikkus tingib ka erinevaid karstumistingimusi Eesti eri piirkondades. Teatavasti alluvad karbonaatsetest kivimitest kergemini karstumisele puhtamad lubjakivierimid. Kõigis ordoviitsiumi ja siluri kivimikompleksi lademetes võib aga CaO ja MgO hulk erineda üsna suurtes piirides nii vertikaalses kui ka horisontaalses suunas. Üldiselt on ka kivimite terrigeense komponendi sisaldus suur ja muutlik.

Kivimite mikroskoopilised kirjeldused ja keemilised analüüsid näitavad, et suhteliselt paremini lahustuvaid kihte esineb enamikus ordoviitsiumi ja siluri lademetes. Eesti aluspõhja mittekülladase läbiuurituse tõttu ei ole võimalik üksikasjaliselt näidata, missugustes lademete osades ja millistes piirkondades on soodsamad karstumistingimused. Üldiselt võib aga öelda, et karsti arengutingimused on paremad lasnamäe lademes Harju ja Keila rajoonis, rakvere lademes Harju rajoonis, nabala, vormsi ja pirgu lademes Rapla rajoonis, juuru ja tamsalu lademes Väike-Maarja rajoonis ja jaagarahu ning kaarma lademes Saaremaal.

Karstinähtuste levikupilt Eestis näitab, et muudel soodsatel tingimustel, eriti intensiivse lõhelisuse ja soodsate geomorfoloogiliste tingimuste olemasolul, võib karst areneda ka merglistes kivimites. Selle eredaks näiteks on Uhaku karstiala esinemine merglises uhaku lademes Lüganuse lähedal. Karstinähtusi on teada peaaegu kõigi lademete avamusaladelt. On aga märkimisväärne, et mõne lademe avamusalalt (näit. rakvere), kus esinevad puhtamad lubjakivid, on karstinähtusi suhteliselt vähe teada. Tõenäoliselt on see tingitud karsti vähesest uuritusest selliste lademete avamusaladel. Et mõnedes lademetes ei ole karstinähtusi üldse leitud, on tingitud samuti nähtavasti kas vastavate andmete puudumisest või siis ilmselt ebasoodsatest tingimustest karsti arenguks, nagu vasalemma lademes Ida-Eestis ja jaani lademes.

Karsti arengutingimuste seisukohalt on veel tähtis asjaolu, et kõigis lademetes esineb õhukesi mergli- ja savivahekihikesi, osalt ka suurema paksusega põlevkivikihte ja mergleid. Lademed ja lademete osad, kus neid sagedamini esineb, moodustavad veekindlaid või suhteliselt veekindlaid hüdrogeoloogilisi horisonte. Tuleb märkida, et suhteliselt veekindlad horisondid ei esine kogu karstinähtuste levikualal, vaid väiksemates või suuremates piirkondades, sõltuvalt lademete iseloomust.

Veekindlate ja suhteliselt veekindlate horisontide sage esinemine karstuvas kivimikompleksis takistab oluliselt karsti arengut sügavusse. Seetõttu on Eestis intensiivsest karstumisest haaratud vaid aluspõhja maapinnalähedane osa. Et karst on siin väga õhuke, seda näitab hästi karstivormide ja samuti karstivete horisontaalse tsirkulatsioonivöö väike sügavus.

Üheks põhiliseks karsti arengutingimuseks on lõhelisuse olemasolu, mille tähtsust on rõhutanud paljud karsti uurijad. Lõhed võimaldavad pinna- ja pinnasevete tungimist karstuvatesse kivimitesse ning vee liikumist nendes. Eesti ordoviitsiumi ja siluri kivimeis esineb tihe ja mitmekesine lõhelisus, kusjuures karstumises on oluline just tektooniline, kihipindade ja murenemisvöö lõhelisus.

Tektoonilises lõhelisuses eraldatakse C. Teicherti järgi (1927)

kaks lõhede süsteemi: 1) meridionaalse ja rööbikulise levimissuunaga lõhede süsteem, 2) lõhede süsteem, mis nähtub esimese suhtes 45°-se nurga all. Viimane lõhede süsteem esineb C. Teicherti järgi kõikjal, kusjuures domineerivad on siin loodesuunalised lõhed. Karsti arengutingimuste uurimine Eestis kinnitab neid C. Teicherti seisukohti.

Loodesuunalise levikuga tektooniliste lõhede asimuut on sagedamini 300—330°, kusjuures horisontaalses suunas levivad nad võrdlemisi sirgelt mõnikümmend, sageli isegi kuni mõnisada meetrit. Lõhed esinevad võrdlemisi tihedalt ja ühtlaselt, kusjuures eri piirkondades erinevalt. Üldiselt esineb loodesuunalise levikuga lõhesid 0,5—15 m järel. Lõhede tihedus sõltub nähtavasti peamiselt kivimi iseloomust, olles suurem õhukestes ja vähem tugevates kihtides. Nii esinevad Ida-Eestis kukruse ja idavere lademe kihtides loodesuunalise levikuga lõhed sageli mõnekümne sentimeetri järel. Lõhesid esineb harvemini tugevates, paksukihilistes lubjakivides, näiteks vasalemma ja kaarma lademes, samuti biohermides. Vertikaalses suunas on loodesuunalise levikuga lõhed enamasti ulatuslikult jälgitavad. Nad ei kulge aga pidevalt, vaid katkevad kohati kihipindadel, jätkudes mõnekümne sentimeetri kaugusel samas kõrval.

Kirdesuunalise levikuga lõhede asimuudid esinevad intervallis 30—70°. Mõnes lõhesid käsitlevas töös (Гатальский, 1957; Газизов, 1958) omistatakse kirdesuunalise levikuga lõhedele tunduvalt kitsam intervall — 50—60°, mis on tingitud sellest, et käsitletakse peamiselt neid lõhesid, mis on seotud tektooniliste lõhede ja purustusvöönditega. Lõhed neis vööndites on sageli täidetud liiva ja saviga, mõned aga esinevad liivakivisoontena. Sellised lõhed ja purustusvööndid on Kirde-Eestis, kus neid on lähemalt uuritud, tõepoolest väga lähedaste asimuutidega. Erinevalt üldisest kirdesuunalise levikuga lõhelisusest paigutuvad nad M. A. Gatalski järgi rühmiti. Alljärgnevas nimetame neid rühmlõhedeks.

Kirdesuunalise levikuga üldlõhed, s. o. lõhed, mis ei kuulu samasuunalise levikuga rühmlõhede hulka, esinevad kõikjal Eesti NSV territooriumil. Nad on loodesuunalise levikuga lõhedega võrreldes väiksema horisontaalse ulatusega ega ole sageli ka nii sirged, muutes teiste lõhedega lõikumisel levimissuunda. Kuigi kirdesuunalise levikuga üldlõhede tihedus on väiksem, võrreldes loodesuunalise lõhelisusega, esinevad nad sageli 5—10 m järel. Nende vertikaalse leviku iseloom ei erine märgatavalt teiste levimissuundadega lõhede omast, välja arvatud kirdesuunalise levikuga rühmlõhed.

Kirdesuunalised rühmlõhed moodustavad M. A. Gatalski järgi Gdovi kaevanduste piirkonnas lõhede vööndeid, laiusega 50—80 m

ja kaugusega üksteisest 200—500 m. Eesti põlevkivikaevanduste andmeil võivad vööndite laiused ja vahekaugused kõikuda veelgi suuremates piirides. Nende tihedus väheneb üldiselt lääne suunas. Kirdesuunaliste rühmlõhede vööndites kaasnevad sageli väiksemad rikked kihtide normaalses lasumuses: väikeseamplituudilised antiklinaalsed painded, murrangud ja pealenihked.

Meridionaalse ja rööbikulise levimissuunaga lõhed esinevad kirde- ja loodesuunalistest tunduvalt harvemini, kuid vähemalt 100—200 m järel. Horisontaalselt võib nende levik olla küllaltki ulatuslik. Nii on näiteks Uhaku karstialal põhja—lõuna-suunaliste lõhede järgi kujunenud langatuslehtrite ahela pikkus üle 200 meetri.

Tektoonilised lõhed, välja arvatud kirdesuunalise levikuga rühmlõhed, on laienenud vaid aluspõhja ülemises osas, murenemisvööndis. Juba 4—5 m sügavuses on lõhed tavaliselt suletud, vaid üksikud on laienenud suurema sügavuseni. Nagu näitavad vaatlused kaevandustes, on nende laius 30—40 m sügavusel vaid kuni 3 cm. Laienenud lõhed on täidetud savika kvaternaariaegse materjaliga.

Kirdesuunalise levikuga rühmlõhed võivad sisaldada savi- või liivakivitäidet suurema sügavuseni. Kohati võib samasuunalistes tektoonilistes purustusvööndites savi täita ka kivimitükkide vahesid.

Kõrvuti tektoonilise lõhelisusega etendab karsti arengus suurt osa kihipindade lõhelisus. Kuna ordoviitsiumi ja siluri kivimid on Eestis enamasti õhukesekihilised, siis on ka kihipindade tihedus suur. Piki kihipindu kujunevad madalad ja laiad maa-alused voolukanalid, eriti aga neil karstialadel, kus tektoonilisi lõhesid harvem esineb.

Suurel määral soodustab pinnasevete pääsu aluspõhja ja karsti arengut karbonaatse kivimikompleksi pealmises osas murenemisvöö lõhelisus. Intensiivne lõhelisus selles ulatub, olenevalt kivimi litoloogilisest iseloomust ja mandrijää denudatsiooni suurusest, keskmiselt 1—3 m sügavuseni. Lõhesid esineb siin vähem paksukihilistes tugevates ja rohkem õhukesekihilistes kivimites. Nende laius on aluspõhja pealispinnal kuni 30 cm, vähenedes järsult sügavusega. 2—4 m sügavusel on enamik lõhedest juba suletud ja märkamatuks muutunud.

Murenemisvööndis esineb kõrvuti väga mitmesugust tüüpi lõhesid. Peale tektooniliste lõhede, kihipindade ja kihilisuse lõhede esinevad siin eralduslõhed, mandrijää surve või liikumise tagajärjel tekkinud lõhed ja otsesed murenemislõhed. Osa neist on kahtlemata laienenud juba jääajaeelsel ajal.

Tihe tektooniliste lõhede võrk karbonaatses kivimikompleksis loob soodsad tingimused vete tsirkulatsiooniks ja kivimi võrdle-

misi ühtlaseks karstumiseks. Seetõttu, kuid teiselt poolt tingituna ka kivimi iseärasustest, kujunevad siin võrdlemisi väikesed karstiõõnsused ja kanalikesed.

Lõhelisuse seisukohalt on karsti arengutingimused kõige soodsamad kirdesuunalise levikuga tektoonilistes purustus- ja lõhevööndites. Tuleb aga märkida, et Kirde-Eestis, kus tektoonilisi rikkevööndeid on rohkesti, on nende piires teada vähe maapealseid karstinähtusi. Nähtavasti on karsti areng siin takistatud, kuna need lõhed on täidetud liiva- ja savimaterjaliga. Üldse ei ole Eestis võimalik tektooniliste lõhede puhul esile tõsta ühtki lõhede levimissuunda, milles tingimused karstumiseks oleksid sedavõrd soodsad, et see avalduks karstivormide levikupildis kõigil karstialadel. Karstiõõnsuste kujunemine, mis toimub karstivete liikumise suunas, läheb alati üle ühe levimissuunaga lõhest teise levimissuunaga lõhesse, kohati aga kujunevad õõnsused piki kihipindu vastavalt lõhede levimissuuna ja -sageduse muutumisele.

Atmosfääriliste vete filtratsiooni ja äravoolu määravad oro- ja hüdrograafilised tingimused, aluspõhja reljeef, pinnakatte paksus ja selle iseloom, mis Eesti karsti arengus ja omapäras olulist osa etendavad.

Maapinna reljeef jälgib vaadeldaval alal üldiselt aluspõhja reljeefi. Mandril kujutab see lavamaad, mis moodustab vastu Soome lahte paekalda, kõrgusega kuni 56 m Ontikal, kust itta ja läände paekalda kõrgus väheneb. Lõuna suunas kõrgeneb Põhja-Eesti lavamaa pikkamööda veelahkmeni, absoluutse kõrgusega 30—132 m. Edasi toimub pikaldane madaldumine kuni devoni avamusjooneni. Saared kujutavad endast samuti üldjoontes lavamaid väikeste absoluutsete kõrgustega, mis on keskosas suuremad.

Põhja-Eesti lavamaa märgatavalt kõrgemaks alaks on selle veelahkmel aluspõhjaline Pandivere kõrgustik, mille lameda ja üldiselt õhukese pinnakattega kaetud lae kõrgus on kuni 132 m. Kõrgustikku ümbritseva ala kõrgus jääb seejuures 80—100 m piiridesse. Aluspõhja reljeefi suuremate vormidena on teada veel kvaternaarsetest setetest maetud orge. Põhja-Eesti rannikul on need lõikunud läbi kogu karbonaatsete kivimite kompleksi, ulatudes kuni 100 m alla merepinna. Nii on selliseid maetud orge teada Väänas ja Purtses. Vanade orgude kulgemise kohta on senini väga vähe andmeid.

Aluspõhja reljeefi väiksemate vormidena on Eesti lavamaale iseloomulik väikese suhtelise kõrgusega lamedate aluspõhjaliste kõrgendike rohke esinemine. Neid katavad tihti üsna väikese paksusega kvaternaarsed setted. Aluspõhja katvate kvaternaarsete setetena esinevad mitmesugused glatsiaalsed setted moreeni, kruusa ja liivade näol, milledel sageli lasuvad Balti mere alt vabanenud alal holotseensed Balti mere setted. Tihti esineb veel jär-

vede, soode ning orgudes jõgede setteid. On oluline märkida, et glatsiaalsed setted koosnevad põhiliselt karbonaatsest materjalist.

Kvaternaarsetele setetele on iseloomulik väga suur vahelduvus horisontaalses ja vertikaalses suunas. Nende paksuses esineb kõikumisi 0,1—20 meetrini, harva isegi rohkem. Nii esineb põhjarannikulähedastes piirkondades ja saartel kuni mõne ruutkilomeetri suurusi alvarilisi alasid, kus pinnakatte paksus ulatub ainult mõnekümne sentimeetrini, kohati aga katab aluspõhja vaid mullakamar.

Väga õhukese pinnakattega, nagu eespool juba märgiti, on sageli ka väikesed aluspõhjalised kõrgendikud, mis on enamasti kaetud moreeniga. Aluspõhjaliste kõrgendike vahelistel nõgusatel või tasandikulistel aladel, mis on enamasti soostunud, on aga kvaternaarsete setete paksus harilikult suurem, ulatudes isegi kohati kümnetesse meetritesse. Soostunud aladel esineb tavaliselt soosetete all halvasti filtreeriv pinnakate moreeni või viirsavi näol. Kvaternaarsete setete suuremad paksused esinevad veel künkliku moreenmaastiku levikualadel ja mandrijää servamoodustiste piirkondades. Viimastes ilmnevad suuremad paksused otsamoreenide, mõhnastike ja ooside kohal. Suur on kvaternaarsete setete paksus ka Balti mere rannikumoodustiste — rannavallide ja luidete levikualadel. Enamasti esinevad neil aladel hästi filtreerivad setted läbipestud moreeni, kruusade ja liiva näol. Suure paksusega kvaternaarseid setteid esineb ka voorte piirkonnas, eriti Pandivere kõrgustikust lõunasse jääval alal.

Võib märkida, et suure paksusega pinnakattega alad on Eesti karstivaldkonnas piiratud ulatusega ja esinevad laiguti (näit. sood) või siis pikkade ja kitsaste pinnavormidena — mandrijää serva- ja rannikumoodustistena. Juba nende lähemas ümbruses võib kohati pinnakatte paksus olla üsna väike.

Jõgede võrk on Eestis noor, olles kujunenud ja arenenud jääajajärgsel ajal vastavalt Balti mere taganemisele. Tingituna noorusest ja ala väikesest absoluutsest kõrgusest on jõed karstivaldkonnas vähe süvenenud ja aeglase vooluga. Vaid suuremad neist on oma alamjooksuosas lõikunud aluspõhja, moodustades real juhtudel Põhja-Eesti paekalda servas kanjoneid. Suurem osa jõgede voolusängidest ei ole aluspõhja veel lõikunud.

Jõgede vooluhulgad kõiguvad suurtes piirides ja on üldiselt väikesed. Paljud Soome lahte suubuvate jõgede väikesed lisajõed on suvel ja talvel kuivad. See on tingitud pinnasevete vähesusest kogumisalal, real juhtudel aga ka niigi väikeste vooluhulkade neeldumisest jõesängis.

Vaadeldaval territooriumil esineb hulk järvi, millede pindala ja sügavus on üldiselt väikesed. Enamik neist asub soodes ja paljudel ei ole väljavoolu ning nad kasvavad kinni. Real juhtudel

on järvedel kujunenud äravool ojakese kaudu, mis neeldub kurisus. Karsti langatusvormides esinevaid järvi ei ole Eestis teada.

Eespool märgiti, et aluspõhja vahelduv kivimiline iseloom on geoloogilises minevikus oluliselt takistanud karsti arengut sügavusse. Võib lisada, et seda takistavad ka üldiselt väikesed absoluutsed kõrgused, eriti rannikulähedastel aladel, ja kohalike erosioonibaaside kõrge asetus kogu karstivaldkonnas.

Karstinähtuste leviku ja aluspõhja reljeefi positiivsete vormide vahel ilmneb üsna tihe seos. Nähtavasti on see tingitud ühelt poolt nende jääajaeelsest suuremast karstumisest, teiselt poolt aga hüpsomeetrilisest asendist erosioonibaasi suhtes, mistõttu ka jääajajärgsel ajal on karstumine olnud intensiivsem.

Aluspõhjalistest suurvormidest paistab karstinähtuste esinemise sageduse poolest silma Pandivere kõrgustik, mida iseloomustab jõgede ja järvede puudumine. Kõrgustikul esineb palju kurisuid, milledes neelduvad pindmiselt voolavad veed; kõrgustiku nõlvadel leidub ka rohkesti karstiallikaid, mis annavad alguse reale jõgedele.

Võib öelda, et Põhja-Eesti paekalda ja vanade mattunud orgude kui aluspõhjaliste suurvormide läheduses ei saa seniste andmete põhjal suhteliselt intensiivsemat karsti märkida.

Karst on holotseenis arenenud seoses aluspõhjaliste väikevormidega. Vaheldub väikeste suhteliste kõrgustega reljeef, milles positiivsed pinnavormid on tihti aluspõhjalised ja õhukese pinnakattega, negatiivsed aga soostunud, sest pindmine äravool neist puudub või on puudulik. Selline reljeef tingib aluspõhjaliste positiivsete pinnavormide soodsamat karstumist. See nähtub sagedast kurisute esinemisest soiste nõgusate alade serval, kus pindmiselt voolavad veed neelduvad ja voolavad ära karstiõõnsuste kaudu. Kuna karstivete horisontaalse tsirkulatsiooni tase ei ole sügaval, siis kurisutest algavate karstiõõnsustega seotud allikad ilmuvad enamasti juba aluspõhjaliste väikevormide teise nõlva jalamil, põhjustades siin soostumist. Suuremad karstiallikad on aga harilikult ojade alguseks.

Aluspõhjaliste positiivsete pinnavormide, samuti ka alvariliste alade soodsam karstumine on tingitud veel karstivete vertikaalse tsirkulatsioonivööndi suuremast paksusest. Neile langevad sademete veed infiltreeruvad lõhesid mööda suuremalt jaolt aluspõhja ja põhjustavad lõhede laienemist esmajoones murenemisvöös. Siinkohal on küllaltki suur tähtsus pinnakatte iseloomul ja paksusel. Infiltratsiooni seisukohalt on soodsamaiks kvaternaarseiks setteiks loomulikult liivad ja kruusad. Sageli ei lasu nad aga otse aluspõhjal, vaid on sellest moreenikihiga eraldatud. Tasandikulistel akumulatsioonialadel lasub liiv samuti sageli moreenil või savil. Selli-

sel juhul on juba moreeni väikese paksuse korral karstivormide teke tunduvalt takistatud.

Karst pinnakattega kaetud aladel, nn. vene tüüpi karst, avaldub Eestis peaaegu eranditult hästi filtreerivate setete levikualadel. Setete paksus ei ületa aga sellistes kohtades 3 meetrit. Suuremate paksuste puhul väheneb tunduvalt setete suure karbonaatsuse tõttu neist läbifiltreeruvate vete agressiivsus ja karsti areng on juba aeglasem.

Karsti arengut on Eestis teataval määral mõjutanud ka hüdrograafilise võrgu areng. Suuremate jõgede süvenemisega muutuvad nende väiksemad lisajõed, millede süvenemine on aeglasem, esimeste suhtes rippuvateks. Selle tagajärjel algab väiksemate jõgede sängides järjest intensiivsem vee neeldumine, mis viib lõpuks neis suurte kurisute kujunemiseni ja maapealse voolu katkemiseni väiksemate vooluhulkade ajal. Maa-alune veevool suundub siis karstiõõnsuste kaudu kas otse teise jõkke, mille näiteks on Uhaku karstiala, või ilmub uuesti kuivaks jäänud jõesängis allikatena mõni kilomeeter neeldumiskohtadest allpool (Jõelähtme jõgi, Kuivajõgi).

Karsti arengus etendab küllaltki suurt osa kliima. Jääajajärgsel ajal on meie kliima nii sademete hulgalt kui ka suhteliselt soojade talvede ja jahedate suvede tõttu olnud karsti arenguks üsna soodne. Kliima seisukohalt toimub karstumine kõige intensiivsemalt kevadel lume sulamise ajal, mil pindmiselt voolavate vete hulgad on kõige suuremad. Küllaltki suur on vahetevahel vete neeldumine karstivormidesse pärast kestvamaid sadusid ka suvel, eriti aga sügisel.

Lõpuks, rääkides karsti arengutingimustest Eesti karstivaldkonnas, ei saa märkimata jätta, et üldiselt on karstumistingimused jääajajärgsel ajal muutunud neotektoonilise maatõusu tõttu pidevalt paremaks. Selle tagajärjel süveneb karstivete horisontaalne tsirkulatsioonivöönd pikkamööda ja karbonaatses kivimikompleksis toimub intensiivne karstumine üha sügavamalt. Seetõttu arenevad ja suurenevad maapealsed karstivormid pidevalt, kuigi väga aeglaselt.

Nimetatud üldisest karsti arengu seaduspärasusest on ka kõrvalekaldumisi. Nii esineb üksikutel karstialadel Eestis karstumise vaibumist, mis on tingitud järvede kinnikasvamisest, kust väljavool maa alla neelduva oja näol on lakanud. Karsti järsk intensiivistumine toimub kaasajal põlevkivikaevanduste piirkonnas, kus looduslik karstivete režiim on rikutud kaevanduste drenaaži tagajärjel. Kaevandusväljadel ilmneb äravoolukraavides vee neeldumine lõhede kohal ja soiste alade kuivenemine.

KIRJANDUS

Teichert, C., 1927. Die Klufttektonik der Cambro-silurischen Schichtentafel Estlands. Geol. Rundschau, Bd. XVIII, H. 4.

Газизов М. С., 1958. К вопросу о морфологии и происхождении глубинного карста в Прибалтийском сланцевом бассейне. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, II.

Гатальский М. А., 1957. Карст силурийских и ордовикских карбонатных пород Прибалтики. — Геология и геохимия (доклады и статьи), 1 (VII). Гостоптехиздат.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

ОБ УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ КАРСТА В ЭСТОНСКОЙ ССР

Ю. ХЕЙНСАЛУ

Резюме

Карст в Эстонской ССР развит в карбонатных породах ордовика и силура. В статье рассматриваются условия, определяющие особенности карста в Эстонии — литологический характер карстующихся пород, их трещиноватость, рельеф коренных пород, а также современный рельеф, мощность и характер четвертичного покрова. Показывается, что литологический характер карстующейся толщи, несмотря на густую сеть трещин, сильно препятствует развитию карста в глубину. Поэтому карст является здесь мелким. В распределении карстовых воронок важную роль играет современный рельеф, который в основных чертах совпадает с рельефом коренных пород. Поверхностные карстовые формы приурочены чаще к бессточным ложбинам или участкам подземных ручьев.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

CONDITIONS OF THE DEVELOPMENT OF KARST IN THE ESTONIAN S.S.R.

Ü. HEINSALU

Summary

The Estonian Karst has developed in Ordovician and Silurian carbonate rocks. The present paper deals with the conditions which have determined its specific features: the lithological character of the sediments, their rifted texture, the relief of the bedrock and the relief, strength and quality of the Quaternary deposits in their present state. The lithological character of the sediments is shown to have constituted a powerful barrier against penetration of the Karst to a greater depth, in spite of the dense network of fissures and clefts. As a result, the Estonian Karst is comparatively shallow. The present surface relief, which in general closely follows that of the bedrock, plays an important role in the distribution of the Karst craters. Surface forms are usually found to coincide with the presence of underground streams and closed depressions.

Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology

ÕIETOLMUANALÜÜSI RAKENDAMINE HOLOTSEENSETE LUULEIDUDE VANUSE MÄÄRAMISEL

L. ORVIKU

Holotseensete setete stratigraafia selgitamisel kasutatakse praegusel ajal väga ulatuslikult õietolmuanalüüsi ehk palinoloogilist uurimisviisi. See seisneb selles, et setetes määratakse taimede õietolmuterade ja eoste hulgalised vahekorrad ehk spektrid, mis erivanustes kihtides on erisugused. Võrreldes õietolmuspektreid omavahel, saabki määrata kihtide stratigraafiat. Eriti hästi on palinoloogiline meetod holotseeni stratigraafias rakendatav organogeensete soo- ja järvesetete suhtes sellepärast, et nendes säilivad õietolmuterad ja eosed kõige paremini.

Kuid palinoloogilist meetodit kasutatakse ka teiselaadiliste setete, näiteks alluviaalsete setete, järvesavide jne. stratigraafia selgitamisel.

Ka Eesti holotseensete soo- ja järvesetete stratigraafia põhineb palinoloogilistel uurimistel. Nende setete stratigraafilise jaotuse tõstis esile P. Thomson juba 1926. aastal ning täiendas ja täpsustas seda oma hilisemates töödes (Thomson, 1929, 1939a, 1939b). Ta eraldas holotseeni piirides kümme erivanust, üksteisest selgelt erinevat õietolmuspektrit, mis võimaldavad soo- ja järvesetteid jaotada stratigraafiliselt sama paljudesse vöödesse (Orviku, K., 1961). P. Thomsoni õietolmuspektreid kasutatakse meil praegugi holotseensete setete stratigraafia selgitamisel (Orviku, L., 1956; Орвику Л., 1958).

Holotseensetes jämedateralistes setetes, näiteks liivas ja kruusas ei ole õietolmuterad ja eosed säilinud ja nende vanuse määramiseks ei saa ka palinoloogilist meetodit vahetult kasutada. Kuid seal, kus liiva- ja kruusakihid katavad soo- ja järvesetteid või viimaste vahel leidub liiva ja kruusa või liiv ja kruus on soo- ja järvesetete all, on võimalik liiva, kruusa jt. klastiliste setete vanust palinoloogilise meetodiga kaudselt määrata. Meil leidub näiteks mitmel pool vanu meresetteid turbakihtide või järvesetete peal. Viimaste vanust on võimalik määrata õietolmuanalüüsi abil: nende peal olev kõige alumine liiva- või kruusakiht on noorem kui

kõige ülemine turba- või järvesetete kiht. Sellelaadilist kaudset holotseensete meresetete stratigraafia selgitamist kasutas juba P. Thomson. Nii luges ta Pärnu jõe vasakul kaldal, veidi ülalpool Reiu jõe suuet turbakihtidel lasuvad liivad keskholotseeni algusse kuuluvaks sellepärast, et liivade all oleva turba vanuseks õietolmuanalüüsi põhjal osutus alamholotseeni lõpp (Thomson, 1928).

Viimastel aastatel on H. Kessel oma uurimistega selgitanud holotseensete Balti mere setete esinemist soo- ja järvesetete peal terves reas uutes kohtades. Ei ole kahtlust, et nende leiukohtade palinoloogiline uurimine annab edaspidi meie holotseensete setete stratigraafia selgitamiseks uut ja olulist lisa. Purdsetete geoloogilise vanuse määramise kohta soo- ja järvesetete abil pakub huvitavat materjali ka Võrtsjärve nõo geoloogia (Орвику Л., 1958).

Palinoloogiliste uurimistega on võimalik kaudselt määrata ka eelajaloolise inimese asulakohtade vanust. Mitmed asulakohad Lõuna-Eestis on sealse pinna- ja pinnasevete dünaamika muutumise tõttu holotseenis tänapäeval kaetud kas turba või järvesetetega. Aeg, millal eelajalooline inimene niisugust asulakohta viimati kasutas, eelnes ajale, mil looduslike tingimuste muutumise tagajärjel hakkas asulakohale tekkima näiteks turvas; selle tekkimise aega saab aga määrata palinoloogiliselt. Nii on palinoloogilise meetodi abil täpsustatud noorema kiviaja asulakohta Akalis Suur-Emajõe suudmealal (Янитс, 1953). Emajõe suudmeala ümbruses oli veel keskholotseeni algul Peipsi järve veepind tänapäevasest 6 m võrra madalam. Siis aga hakkas see pidevalt kerkima, sest seoses maakoore suhteliselt kiirema kerkimisega järve põhjaosas valgusid järve veed pidevalt lõunasse, ujutades siin üle alasid, mis varem olid kuivad. See järve veepinna kerkimine oli sedavõrd aeglane, et järvelähedase piirkonna madalamates kohtades võis kestvalt areneda madalsoid ja tekkida tavalisest suuremas paksuses madalsooturvast. Viimast leidubki Emajõe suudmealal kuni 6 m paksuses. Selle alumised kihid hakkasid siin õietolmuanalüüsi andmete põhjal (Thomson, 1939b) tekkima keskholotseeni algul. Suudmealal esines sel ajal lamedaid künkaid, mida eelajalooline inimene asulakohtadena kasutas. Kuid aja jooksul, järve veepinna tõustes, kattusid need asulakohad samuti turbaga, mille paksus on nüüd vastavates kohtades 2—3 m. Alumise turbakihi õietolmuanalüüsiga määratud vanuse põhjal leiame ka vaadeldava asulakoha kõige väiksema vanuse — Akali asulakohti võis inimene kasutada tõenäoliselt veel ülemholotseeni algul, kuid mõnevõrra hiljem laius samade asulakohtade kohal madalsoo.

Soo- ja järvesetete, samuti ka teiste holotseensete setete vanuse määramine palinoloogia abil võimaldab kindlaks teha ka neis setteis leiduvate selgroogsete loomade luude vanust. Juba sada aastat tagasi sattus esimene Eesti maa-alalt soo- ja järvesetetest leitud

luu uurijate kätte (Schrenk, 1854) ning hiljem on neid rohkesti kirjeldatud. XIX sajandi teisel poolel kirjeldas neid C. Grewingk (1885), käesoleva sajandi 30-ndatel aastatel aga J. Lepiksaar (1930, 1933 jt.). Peamiselt on leitud põdraluid, harvem ka ürgveise, metssea jt. luid. Need luuleiud võimaldavad saada pilti selgroogsete, eriti imetajate arengust meie maa-alal holotseeni vältel.

Selleks aga, et nende luuleidude põhjal luua kujutlust loomastiku arengust holotseeni vältel, on vaja teada nende luuleidude vanust. Vanuse määramisel on jällegi kasutatud palinoloogia abi. Kui luuleiu asend kihtides on teada, siis on vaja määrata õietolmuanalüüsi abil vastava kihi vanus ning seega ongi määratud ka sellest kihist leitud luude vanus. Kahjuks ei ole aga enamiku luuleidude kohta teada, missugustest kihtidest nad leiti, mistõttu ei ole olnud võimalik määrata ka nende geoloogilist vanust.

Esimene luu, mille geoloogiline vanus on õietolmuanalüüsi abil määratud, on põhjapõdra sarv, mis leiti juba möödunud sajandil Kunda vana järve setetest (Grewingk, 1885). Sarve küljes säilinud setteosakeste palinoloogilisel analüüsimisel P. Thomsoni poolt selgus, et see sarv sattus settesse juba enne holotseeni — pleistotseeni kuuluva valdai ajajärgu lõpul esinenud hilisjääajal, seega üle 10 000 aasta tagasi (Lepiksaar, 1933).

1929. aastal leiti Kaarli lähedalt, end. Pärsti talu heinamaalt umbes 1 m sügavuselt maapinnast alluviaalsetest setetest rohkesti ürgveise luid. Alluviaalseid setteid kattis siin metsaturvas. Viimase suurimaks vanuseks määras P. Thomson õietolmuanalüüsi põhjal kas alamholotseeni lõpu või keskholotseeni alguse (Lepiksaar, 1930). Seega peavad ürgveise luud olema samuti vähemalt sama vanad, s. o. 7500—8000 aastat.

Ajavahemikus 1952—1955 leidis Võhma turbatööstuse tööline A. Remm Võhma raba turbalasundist umbes 2,7—3 m sügavuselt mitu põdraluud, mis K. Paaveri järgi kuuluvad mitmele isendile. Need luud on õieti esimesed, millede leiuasendit kihtides on olnud võimalik täpselt kindlaks teha ja vastavalt sellele on saadud hästi määrata ka nende geoloogilist vanust õietolmuanalüüsi abil (Orviku, L., 1956).

Samast kohast, kust leiti 1952. aastal esimene luu, mille asend turbakihtides täpselt teada oli, koostati kogu turbalasundi õietolmudiagramm, mille põhjal selgus, et luu asub alamholotseeni lõpul tekkinud turbakihtides ja tema vanust võib hinnata umbes 8000 aastale. Ka teised samast turbalasundist järgmistel aastatel leitud põdraluud osutusid umbes samavanusteks.

Nüüd on lisandunud uus luude leiukoht, mida on uuritud luude vanuse kindlakstegemiseks, — nimelt Kuiksilla soo Sangaste lähedal. Sellest soost on leitud ürgveise luid koos paljude põdraluudega juba möödunud sajandil (Grewingk, 1885). Aastatel 1955 ja 1956

on sellest turbalasundist turbatootmisel saadud uusi luuleide, mis on koondatud ENSV TA Zooloogia ja Botaanika Instituuti, kus neid lähemalt kirjeldab K. Paaver. Leitud on mitmeid põdra üksikluid, mis asusid turbalasundis erinevatel sügavustel. Seoses nende uute leidudega ja püüdega määrata nende geoloogilist vanust, võeti 1957. a. sügisel Kuiksilla soo lasundist täielik proovide seeria 20-sentimeetriste vahedega ning koostati soo õietolmudiagramm.

Kuiksilla soost viimastel aastatel leitud luud võib rühmitada kolme rühma. Esimese rühma moodustavad luud, mis on leitud umbes 2,6 m sügavuselt arvates soo pinnast. Õietolmudiagrammi põhjal võib nende luude leiukihiks olla turvas, mis tekkis siin keskholotseeni algul metsade arengu VI faasil — umbes 7000 aastat tagasi. Osa luid on leitud umbes 2 m sügavuselt. Nende vanuseks võib lugeda vastavalt keskholotseeni lõppu, s. o. metsade arengu III faasi — umbes 3000—4000 aastat tagasi. Kolmas rühm luid on leitud ainult 1,2—1,5 m sügavuselt. Nende hulgas oleval lõualuul, mis leiti 1,2 m sügavuselt, oli säilinud veidi turvast vastavast kihist. See võimaldas luu vanust täpsemalt määrata: luu küljest saadud turbast tehti õietolmuanalüüs ning vastavat õietolmuspektrit võrreldi soo õietolmudiagrammi spektriga 1,2 m sügavuselt. Mõlemad spektrid kattusid enam-vähem. Sellest näeme, et teades luude leiusügavust ja tundes soo õietolmudiagrammi, võib ligilähedaselt määrata ka luude geoloogilist vanust, kuigi luudelt ei ole võimalik saada turbaproovi õietolmuanalüüsiks. Kolmanda rühma luude vanuseks on ligikaudu ülemholotseeni keskpaik, s. o. metsade arengu Ib faas või II faasi lõpp — seega umbes 2000 aastat või mõnevõrra vähem.

Võhma ja Kuiksilla luuleidudest võib järeldada, et holotseensetest setetest leitavate luude geoloogilist vanust on võimalik määrata küllaltki hästi palinoloogiliste uurimiste abil. Selle eelduseks on, et luude leiutase kihtides oleks võimalikult täpselt teada ja luudel oleks veel väikeses koguses seda setet, millest nad on leitud. Need eeldused aga enamasti puuduvad. Luid leitakse tavaliselt turbalasundeist turbatootmisel ja kraavide kaevamisel ning alluviaalsetest ja järvesetetest jõgede süvendamisel ja õgvendamisel, kuna leidjateks on vastavatel töödel töötajad. Nemad ei pööra aga erilist tähelepanu leiutingimuste täpsele kindlakstegemisele. See on sageli isegi raske, kuna töötatakse ekskavaatoritega, jõesüvendajatega jne. Samal ajal aga püütakse leitud luu võimalikult puhtaks pesta, eemaldada viimanegi raasuke turvast või savi selle küljest.

Selgroogsete fauna arenguloo selgitamiseks Eesti holotseeni vältel on aga võimalikult paljudel juhtudel vaja määrata luude geoloogiline vanus ning seda saab praegu siiski kõige paremini teha palinoloogia abil. Sellepärast tuleb igaühel, kes leiab holotseeni kihtidest luid, püüda selgitada, missugustest kihtidest need

pärinevad, kindlaks määrata vähemalt luuleiu sügavus maapinnast, samuti täpselt ära märkida luuleiu asukoht nii, et seda kohta hiljem oleks võimalik üles leida. Ka jäetagu luud puhtaks pesemata, sest luu, mille küljes on mõningal hulgal seda setet, millest ta on leitud, on edaspidiseks uurimiseks palju suurema väärtusega kui eeskujulikult puhastatud ja ilusam luu (Paaver, 1956).

Igast luuleiust tuleb kohe teatada teaduslikele uurimisasutustele — kas ENSV TA Geoloogia Instituuti (Tallinn, Estonia pst. 7) või ENSV TA Zooloogia ja Botaanika Instituuti (Tartu, Vanemuise tn. 21). Nii mõnelgi juhul on vajalik eriteadlaste kohalesõitmine leiutingimuste lähemaks selgitamiseks ja mida varem pärast luu leidmist, seda parem.

Loodusuurijate Selts
Eesti NSV Teaduste Akadeemia juures

KIRJANDUS

Grewingk, C., 1885. Neue Funde subfossiler Wirbeltierreste unserer Provinzen. Sitzungsber. d. Naturf. Gesellschaft bei der Univ. Jurjeff (Dorpat), 7.

Lepiksaar, J., 1930. Mõnda ürghärjast (*Bos primigenius* Boj.) ja tema esinemisest Eestis. Loodusevaatleja, nr. 1.

Lepiksaar, J., 1933. Eestist hävinud hilismineviku selgroogseist. Loodusevaatleja, nr. 4.

Orviku, K., 1961. Antropogeeni (kvaternaari) stratigraafia ja paleogeograafia küsimusi Eestis. Geoloogiline kogumik. Tallinn.

Orviku, L., 1956. Põdraluude leid Võhma rabast. ENSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Bioloogiline seeria, V kd. nr. 4.

Paaver, K., 1956. Luuleidude kogumisest Eesti NSV-s. Abiks loodusevaatlejale, nr. 30, Tartu.

Schrenk, A., 1854. Übersicht des oberen silurischen Schichtensystems Liv- und Ehstlands, vornehmlich ihrer Inselgruppe. Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser. I.

Thomson, P., 1926. Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren und lacustrinen Ablagerungen in Estland. Geol. Fören. i Stockholm Forhandlingar, 48.

Thomson, P., 1928. Das geologische Alter der Kunda- und Pernaufunde (Vorläufige Mitteilung). Beiträge zur Kunde Estlands, Bd. XIV, nr. 1.

Thomson, P., 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A. XVII.

Thomson, P., 1939a. Tabellarische Übersicht über das Alluvium Estlands. Beiträge zur Kunde Estlands. Naturwissensch. Reihe, 1.

Thomson, P., 1939b. Ülevaade Eesti soodest. Eesti Loodus, nr. 7.

Орвику К., 1956. Стратиграфическая схема антропогеновых четвертичных отложений территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, I.

Орвику Л., 1958. Новые данные о геологии озера Выртсъярв. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, III.

Янитс Л., 1953. Поселения эпохи неолита и раннего металла в районе устья р. Эмайыги (Эстонская ССР). Автореферат диссертации. Тартуский гос. университет.

ПРИМЕНЕНИЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА НАХОДОК КОСТЕЙ ПОЗВОНОЧНЫХ

Л. ОРВИКУ

Резюме

В статье обращается внимание на необходимость большего использования палинологических исследований для уточнения геологического возраста костей позвоночных, найденных в голоценовых отложениях. Начиная с середины XIX века известен ряд находок костей из озерных, болотных и аллювиальных отложений Эстонии. Но для определения их геологического возраста еще мало применялся спорово-пыльцевой метод. Первые единичные определения такого рода выполнялись П. Томсоном в 20-х и 30-х годах XX века. Одной из палинологически хорошо изученных находок является находка костей лося из болота Выхма на глубине около 2,7 м — возраст их определялся спорово-пыльцевым методом и датировался концом нижнего голоцена (Orviku, L., 1956). Приводятся предварительные данные о геологическом возрасте костей, найденных за последние годы в болоте Куйксилла. Кости найдены в торфе на различных глубинах и имеют разный возраст, как это показывают палинологические данные: начало среднего голоцена, конец среднего голоцена и середина верхнего голоцена.

Общество естествоиспытателей
при Академии наук Эстонской ССР

THE APPLICATION OF POLLEN ANALYSIS IN DETERMINING THE AGE OF HOLOCENE BONES

L. ORVIKU

Summary

Attention is drawn to the necessity of determining more accurately, by means of palinological investigation, the age of the bones of vertebrates found in Holocene deposits.

From the middle of the 19th century large numbers of bones are known to have been found in the lake, swamp and alluvial deposits

of Estonia. But hitherto little use has been made of palinological research in order to determine their age. The first attempts of this kind were made by P. Thomson in the twenties and thirties of the 20th century. One of the most thoroughly investigated sites to the study of which pollen analysis has been applied is Võhma bog (Orviku, L., 1956): the bones of an elk, unearthed from a depth of about 2.7 metres in the peat, proved to belong to the end of the Lower Holocene. The present article gives provisional data of palinological age determination for bones discovered during recent years in the Kuiksilla swamp. Their ages were fixed respectively as the beginning of Middle Holocene, the end of Middle Holocene and the middle of Upper Holocene, according to the depths at which they were found.

The Naturalists' Society attached
to the Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.

SISUKORD

E. Möls. Eesti aluspõhja lõhede geneesist 5
K. Orviku. Diskontinuiteedipinnad volhovi ja kunda lademes 16
E. Jürgenson. Raikküla lademe karbonaatsete kivimite tekstuurid ja struktuurid settimistingimuste kajastajatena 26
H. Teder. Karbonaatkivimite termoluminestsentsi ja litoloogiliste tunnuste vahelisest seosest 36
R. Männil. Kunda lademe faunast ja paleoökoloogiast avamuse loodeosas 43
D. Kaljo. Eesti NSV ordoviitsiumi ja ländoveri rugooside stratigraafilisest tähtsusest 49
K. Orviku. Antropogeeni (kvaternaari) stratigraafia ja paleogeograafia küsimusi Eestis 57
E. Rähni. Viimase mandrijää taganemisest Põhja-Eestist 70
E. Lõokene. Mandrijää servamoodustistest, fluvioglatsiaalsetest setetest ja mandrijää taandumisest Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas . 84
Ü. Heinsalu. Karsti arengutingimustest Eestis 106
L. Orviku. Oietolmuanalüüsi rakendamine holotseensete luuleidude vanuse määramisel 116

СОДЕРЖАНИЕ

Э. Мэлс. К генезису трещиноватости коренных пород Эстонии. *Резюме*. 15
К. Орвику. Поверхности перерыва в тойласком и кундаском горизонтах (ордовик, Эстония). *Резюме* 24
Э. Юргенсон. Отражение условий осадконакопления в структурах и текстурах карбонатных пород райккюлаского горизонта. *Резюме* 35
Х. Тедер. О связи между термолюминесценцией карбонатных горных пород и литологическими признаками. *Резюме* 41
Р. Мянниль. К фауне кундаского горизонта и ее палеоэкологии на северо-западе Эстонии. *Резюме* 48
Д. Кальо. О стратиграфическом значении ругоз ордовика и лландовери Эстонской ССР. *Резюме* 56
К. Орвику. О некоторых вопросах стратиграфии и палеогеографии антропогенового (четвертичного) периода Эстонии. *Резюме* . . . 69
Э. Ряхни. Об отступании последнего материкового льда из Северной Эстонии. *Резюме* 81
Э. Лыокене. О краевых образованиях материкового льда, флювиогляциальных отложениях и об отступании материкового льда в северной и средней частях сакалаской возвышенности. *Резюме* 102
Ю. Хейнсалу. Об условиях развития карста в Эстонской ССР. *Резюме* 114
Л. Орвику. Применение спорово-пыльцевого анализа при определении геологического возраста находок костей позвоночных. *Резюме* . 121

CONTENTS * INHALT

E. Möls. The genesis of joints in Estonian bedrocks. *Summary* 15
K. Orviku. Surfaces of discontinuities in the Volkhov and Kunda stages (Estonian ordovician). *Summary* 24
E. Jürgenson. The influence of sedimentation conditions on the structure and texture of carbonate rocks of the Raikküla stage. *Summary* 35
H. Teder. The relation of luminescence with the lithological characteristics of carbonate rocks. *Summary* 42
R. Männil. On the fauna of the Kunda stage in north-west Estonia and its paleoecology. *Summary* 48
D. Kaljo. Stratigraphical importance of the ordovician and llandoverian rugose corals of the Estonian S.S.R. *Summary* 56
K. Orviku. Problems of stratigraphy and palaeogeography of the anthropogene (quaternary) in Estonia. *Summary* 69
E. Rähni. Über das Zurückweichen des letzten Inlandeises aus Nordestland. *Zusammenfassung* 82
E. Lõokene. Von den Randbildungen des Inlandeises, den fluvioglazialen Ablagerungen und der Regression des Inlandeises im Sakala-Höhengebiet. *Zusammenfassung* 104
Ü. Heinsalu. Conditions of the development of karst in the Estonian S.S.R. *Summary* 115
K. Orviku. The application of pollen analysis in determining the age of holocene bones. *Summary* 121

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК

На эстонском, русском, английском и немецком языках

Редакционно-издательский совет

Академии наук Эстонской ССР

Таллин, ул. Кохту, 6

*

TKN toimetaja H. Kivila. Tehniline toimetaja E. Toomsalu. Korrektor I. Jeletsky

Ladumisele antud 30. VI 1961. Trükkimisele antud 2. XII. 1961. Paber 60 × 90, 1/16. Trükipoognaid 7,75 + 4 kleebist. Arvutuspoognaid 8,57. Trükiarv 800. MB-09605. Tellimise nr. 6161. Hans Heidemanni nim. trükikoda, Tartu, Ülikooli 17/19. II

Hind 66 kop.

66 kop.

EESTI AKADEEMILINE RAAMATUKOGU

1 0200 00073181 4