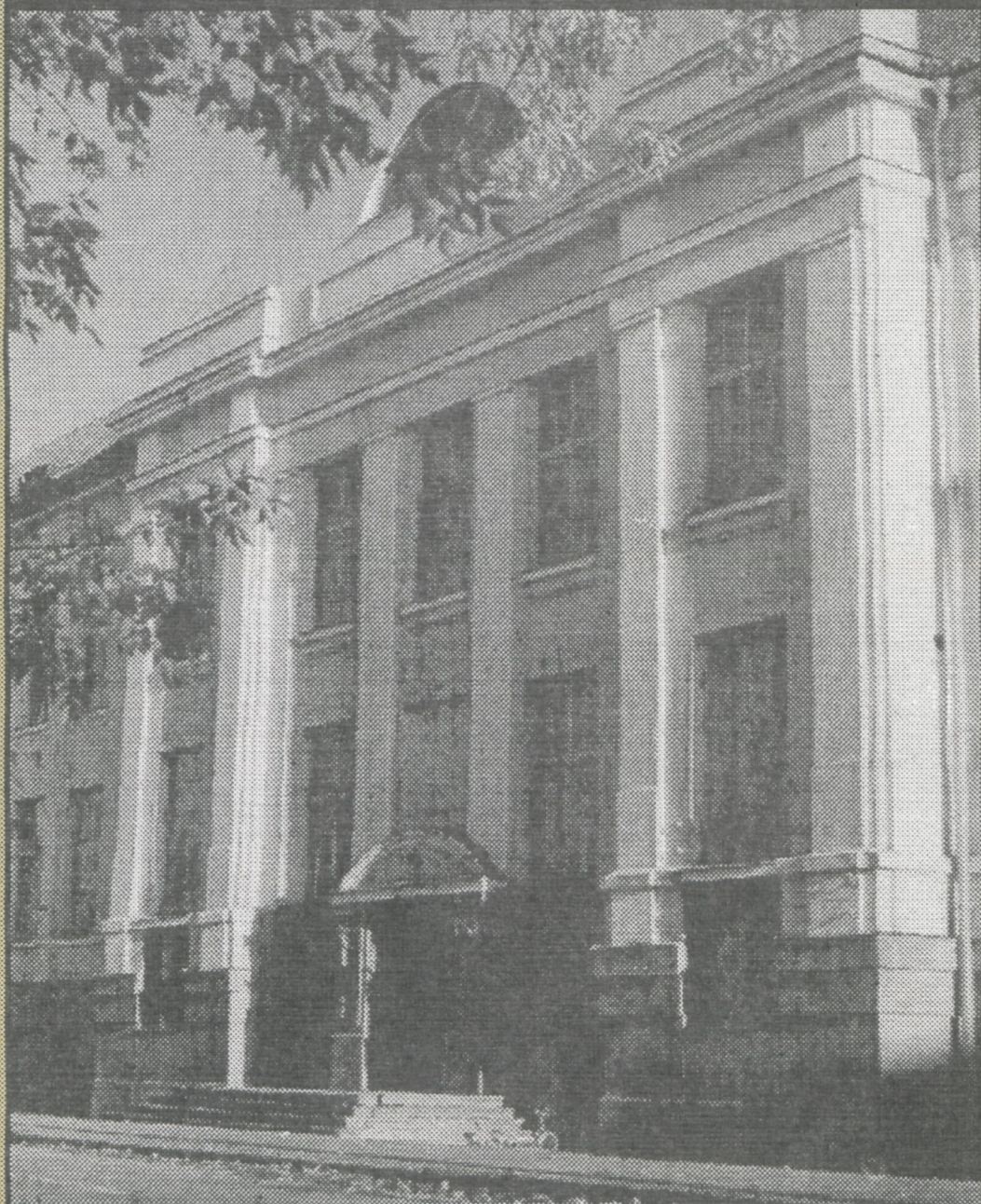


LIIVIMAA GEOLOOGIA

GEOLOGY OF LIVONIA



EKSKURSIONIJUHT EXCURSION GUIDE

LIIVIMAA GEOLOOGIA
EKSKURSIONIJUHT

GEOLOGY OF LIVONIA
EXCURSION GUIDEBOOK

Tartu 3-6 oktoober 1995
Tartu 3-6 in October, 1995

LIIVIMAA GEOLOOGIA
EKSKURSIONIJUHT
GEOLOGY OF LIVONIA
EXCURSION GUIDEBOOK

Toimetanud: Leho Ainsaar ja Kalle Kirsimäe
Edited by Leho Ainsaar and Kalle Kirsimäe

Tartu 1995
Tartu 1995

UNIVERSITY OF TARTU
ESTONIAN GEOLOGICAL SOCIETY

INSTITUTE OF GEOLOGY OF THE TARTU UNIVERSITY — 175
SECOND WORLD MEETING OF ESTONIAN GEOLOGISTS

Tartu 3–6-th October, 1995

GEOLOGY OF LIVONIA EXCURSION GUIDEBOOK

Edited by Leho Ainsaar and Kalle Kirsimäe

Tartu 1995

TARTU ÜLIKOOL
EESTI GEOLOOGIA SELTS

SISUKORD

Sisukord	7
TARTU ÜLIKOOLI GEOLOOGIA INSTITUUDI 175. AASTAPÄEV EESTI GEOLOOGIDE TEINE ÜLEMAAILMNE KOKKUTULEK	9
1. Suur- ja Väike-Ütsealutse mõär. Anne Kleesment	11
2. Eesti paljand. Elga Mark-Kurik	12
3. Põhja klassifikatsioonid	14
4. Tõrreanna paemurd. Leho Ainsaar	16
5. Väestuse ja elanikkond. Leho Ainsaar	17
6. Eesti jõe paljand. Leho Ainsaar	17
7. Jõe savikarjäär. Elga Mark-Kurik ja Leho Ainsaar	18
8. Tammiku paljand. Leho Ainsaar	19
9. Kalana paemurd. Leho Ainsaar ja Raul Blum	20
10. Põltsamaa	21
11. Põltsamaa paemurd	22
12. Tammiku vesik	23
13. Mändi paemurd. Marc Isakar	24
14. Karula kõrgustik. Reet Karukäpp	25
15. Rõuge õrgorg ja Ööbikuorg. Kalle Kirsimäe ja Leho Ainsaar	29
16. Kagu-Eesti jõeorud. Tiit Hang	30
17. Hümetsa meteoriidikraatrid. Ene Pirrus	33
18. Toimetanud: Leho Ainsaar ja Kalle Kirsimäe	34
19. Meeliku raba. Kalle Kirsimäe	35
20. Raadi lennuvälja. Ene Kõnd ja Urmas Uri	37
21. Inglini mõisa ja kruusakarjäär. Kalle Kirsimäe	37
22. Enamuse keldikindlustused Palupõhja kallas. Urmas Nugis ja Priit Alekand	38
23. Tartu tunnelikollektor. Aivo Heinasoo	40
Kirjandus	42

TARTU ÜLIKOOI
Eesti Geoloogide Selts
ESTONIAN GEOLOGICAL SOCIETY

TARTU ÜLIKOOI GEOLOOGIA INSTITUUDI 175. AASTAPÄEV
Eesti Geoloogide Teine Üldmaailmne Kokkutulek
SECOND WORLD MEETING OF ESTONIAN GEOLOGISTS

Tartu 3.-6. oktoober 1995
Tartu 3-6 October, 1995

LIIVIMAA GEOLOOGIA EKSKURSIONI RAAMATU EXCURSION GUIDEBOOK

Toimetanud: Leho Ainsaar ja Kalle Kirsimäe
Edited by Leho Ainsaar and Kalle Kirsimäe

Tartu Ülikooli Kirjastuse trükikoda
Tiigi 78, EE2400 Tartu
Tellimus nr. 186.

SAATEKS

PREFACE

SISUKORD

Saateks	7
Eesti devoni stratigraafiline skeem. Elga Mark-Kurik	9
1. Suur Taevaskoda. Leho Ainsaar	11
2. Suur- ja Väike-Ütsealutse müür. Anne Kleesment	11
3. Essi paljand. Elga Mark-Kurik	12
4. Piusa klaasiliivakaevandus. Tõnu Pani ja Elga Mark-Kurik.....	14
5. Tiirhanna paemurd. Leho Ainsaar	16
6. Vastseliina linnus ja paljand. Leho Ainsaar.....	17
7. Peetri jõe paljand. Leho Ainsaar	17
8. Joosu savikarjäär. Elga Mark-Kurik ja Leho Ainsaar	18
9. Tammiku paljand. Leho Ainsaar	19
10. Kalana paemurd. Leho Ainsaar ja Rein Einasto	20
11. Põltsamaa loss. Leho Ainsaar	21
12. Rõstla paemurd. Leho Ainsaar	22
13. Tamme veski paljand. Leho Ainsaar	23
14. Mündi paemurd. Mare Isakar	24
15. Karula kõrgustik. Reet Karukäpp	25
16. Rõuge ürgorg ja Ööbikuorg. Kalle Kirsimäe ja Leho Ainsaar	29
17. Kagu-Eesti jõeorud. Tiit Hang	30
18. Ilumetsa meteoriidikraatrid. Enn Pirrus	33
19. Tsõõrikmäe meteoriidikraater. Enn Pirrus	34
20. Meenikunno raba. Kalle Kirsimäe	35
21. Raadi lennuväli. Ene Kõnd ja Urmas Uri	37
22. Ingrimäe möhn ja kruusakarjäär. Kalle Kirsimäe	37
23. Emajõe kaldakindlustused Palupõhja külas. Urmas Nugin ja Priit Alekand	38
24. Tartu tunnelkollektor. Aivo Heinasoo	40
Kirjandus	42

— avastatud piirid - boundaries of outcrop areas
 --- postmööda teed - main roads

Joonis 1. Ekskursioonipunktide asend.
 Figure 1. Location of excursion sites.

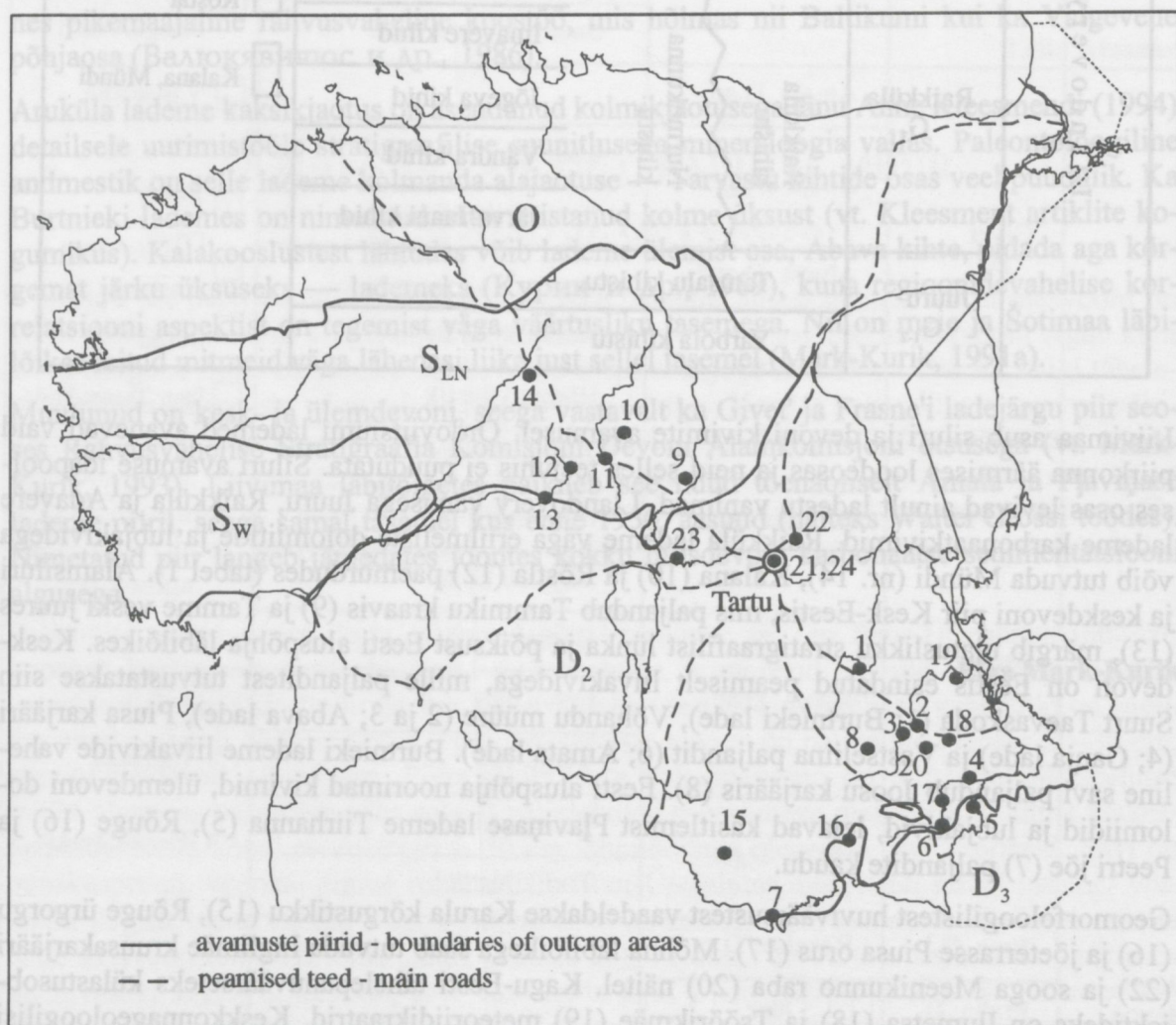
CONTENTS

Preface	7
Stratigraphical chart of the Devonian of Estonia. Elga Mark-Kurik	9
1. Suur Taevaskoda outcrop. Leho Ainsaar	11
2. Ütsealutse outcrops. Anne Kleesment	11
3. Essi outcrop. Elga Mark-Kurik	12
4. Piusa sand pit. Tõnu Pani and Elga Mark-Kurik	14
5. Tiirhanna limestone quarry. Leho Ainsaar	16
6. Vastseliina castle and outcrop. Leho Ainsaar	17
7. Peetri River outcrop. Leho Ainsaar	17
8. Joosu clay pit. Elga Mark-Kurik and Leho Ainsaar	18
9. Tammiku outcrop. Leho Ainsaar	19
10. Kalana limestone quarry. Leho Ainsaar and Rein Einasto	20
11. Põltsamaa castle. Leho Ainsaar	21
12. Rõstla dolomite quarry. Leho Ainsaar	22
13. Tamme mill outcrop. Leho Ainsaar	23
14. Mündi dolomite quarry. Mare Isakar	24
15. Karula Upland. Reet Karukäpp	25
16. Rõuge ancient valley and Ööbikuorg valley. Kalle Kirsimäe and Leho Ainsaar	29
17. River valleys in South-East Estonia. Tiit Hang	30
18. Ilumetsa meteorite craters. Enn Pirrus	33
19. Tsõõrikmägi meteorite crater. Enn Pirrus	34
20. Meenikunno bog. Kalle Kirsimäe	35
21. Raadi airport. Ene Kõnd and Urmas Uri	37
22. Inglimäe kame and gravel pit. Kalle Kirsimäe	37
23. Emajõgi riverbank consolidation at Palupõhja village. Urmas Nugin and Priit Alekand	38
24. Tartu tunnel collector. Aivo Heinsoo	40
References	42

SAATEKS

PREFACE

Käesolev ekskursioonijuht on koostatud Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi 175. aastapäeva ja II ülemaailmse Eesti geoloogide kokkutuleku raames toimuva konverentsi puhul. Nagu paralleelselt ilmuval artiklite kogumikul on ka ekskursioonidel ühendavaks teemaks "Liivimaa geoloogia". Kahel päeval toimuvatel neljal ekskursioonil antakse osalejatele ülevaade Kagu- ja Kesk-Eesti aluspõhjast, pinnakattest ja rakendusgeoloogilistest probleemidest (vt. joonis 1). Kuigi teejuht on ette valmistatud kindla ürituse tarbeks, loodavad koostajad selle raamatuga tutvustada Lõuna-Eesti geoloogiat ka teistele huvilistele, kuivõrd seni ilmunud geoloogilised ekskursioonijuhid on suures osas pühendatud Põhja-Eestile ja Saaremaale.



Joonis 1. Ekskursioonipunktide asend.

Figure 1. Location of excursion sites.

Kesk-Eesti siluri stratigraafiline skeem (H. Nestori, 1993, andmetel) ja paljandite asend

Silurian stratigraphy of Central Estonia (according to H. Nestor, 1993) and position of outcrops

LADEJÄRK SERIES	LADE STAGE	KIISTU, KIHID FORMATION, BEDS	PALJANDID OUTCROPS
Llandovery	Adavere H	Velise kihistu	Tammiku, Tamme veski
		Rumba kihistu	
	Raikküla G ₃	Mõhküla kihid	Rõstla
		Imavere kihid	
		Jõgeva kihid	
		Vändra kihid	
		Järva-Jaani kihid	
	Juuru G _{1,2}	Tamsalu kihistu	Kalana, Mündi
		Varbola kihistu	

Liivimaa asub siluri ja devoni kivimite avamusel. Ordoviitsiumi lademed avanevad vaid piirkonna äärmises loodeosas ja neid selles teejuhis ei puudutata. Siluri avamuse idapoolses osas levivad ainult ladestu vanimad, Llandovery vanusega Juuru, Raikküla ja Adavere lademe karbonaatkivimid. Raikküla lademe väga eriilmeliste dolomiitide ja lubjakividega võib tutvuda Mündi (nr. 14), Kalana (10) ja Rõstla (12) paemurdudes (tabel 1). Alamsiluri ja keskdevoni piir Kesk-Eestis, mis paljandub Tammiku kraavis (9) ja Tamme veski juures (13), märgib ulatuslikku stratigraafilist lünka ja põiksust Eesti aluspõhja läbilõikes. Keskdevon on Eestis esindatud peamiselt liivakividega, mille paljanditest tutvustatakse siin Suurt Taevaskoda (1; Burtneki lade), Võhandu müüre (2 ja 3; Abava lade), Piusa karjääri (4; Gauja lade) ja Vastseliina paljandit (6; Amata lade). Burtneki lademe liivakivide vaheline savi paljandub Joosu karjääris (8). Eesti aluspõhja noorimad kivimid, ülemdevoni dolomiidid ja lubjakivid, leiavad käsitlemist Põlva lademe Tiirhanna (5), Rõuge (16) ja Peetri jõe (7) paljandite kaudu.

Geomorfoloogilistest huviväärsustest vaadeldakse Karula kõrgustikku (15), Rõuge ürgorgu (16) ja jõeterrasse Piusa orus (17). Mõhna läbilõikega saab tutvuda Inglimäe kruusakarjääri (22) ja sooga Meenikunno raba (20) näitel. Kagu-Eesti tähelepanuväärseteks külastusobjektideks on Ilumetsa (18) ja Tsõorikmäe (19) meteoriidikraatrid. Keskkonnageoloogilisi probleeme arutatakse selles teejuhis seoses Raadi lennuvälja (21), Emajõe kaldakindlustuste (23) ja Tartu tunnelkollektoriga (24). Tükkiturba tootmist jälgitakse mõnes hetkel töötavas Tartumaa turbarabas.

Toimetajad

EESTI DEVONI STRATIGRAAFILINE SKEEM

STRATIGRAPHICAL CHART OF THE DEVONIAN OF ESTONIA

Viimase aastakümne jooksul on Eesti ja seega ka Liivimaa devoni stratigraafiline liigestus (tabel 2) mõnevõrra muutunud ning täienenud. Märgatavalt on tõusnud keskdevoni uuri- tuse tase. Ühtlasi on toimunud mõnede üksuste vanuse ümberhindamine. Võrdluseks on kasulik meenutada varasemaid laiemalt tuntud skeeme Baltikumi ning Ida-Euroopa plat- vormi kohta (Сорокин и др., 1981; Ржонсницкая, Куликова, 1990) või ka skeeme kohalikes väljaannetes (Mark-Kurik *et al.*, 1989; Kleesment, 1991).

Alamdevoni noorim — Rēzekne lade on peale mõningaid kõhkklusi loetud Emsi, täpsemalt hilisemsi vanuseks (Mark-Kurik, 1991b). Keskdevoni Narva lademe jaotus kolmeks vööks on soliidsetelt põhjendatud (Клеесмент и др., 1987). Vastavate üksuste eristamisele eel- nes pikemaajaline rahvusvaheline koostöö, mis hõlmas nii Baltikumi kui ka Valgevene põhjaosa (Валюкявичюс и др., 1986).

Aruküla lademe kaksikjaotus on asendunud kolmikjaotusega tänu Anne Kleesmendi (1994) detailsele uurimistööle stratigraafilise suunitlusega mineraloogia vallas. Paleontoloogiline andmestik on selle lademe kolmanda alajaotuse — Tarvastu kihtide osas veel puudulik. Ka Burtneki lademes on nimetatud autor eristanud kolme üksust (vt. Kleesment artiklite ko- gumikus). Kalakooslustest lähtudes võib lademe ülemist osa, Abava kihte, pidada aga kõr- gemat järku üksuseks — lademeks (Курик и др., 1989), kuna regioonidevahelise kor- relatsiooni aspektist on tegemist väga väärtusliku tasemega. Nii on meie ja Šotimaa läbi- lõikes leitud mitmeid väga lähedasi liike just sellel tasemel (Mark-Kurik, 1991a).

Muutunud on kesk- ja ülemdevoni, seega vastavalt ka Givet' ja Frasn'e ladejärgu piir seos- ses Rahvusvahelise Stratigraafia Komisjoni Devoni Alamkomisjoni otsusega (vt. Mark- Kurik, 1993). Liivimaa läbilõigetes paikneb see nüüd tõenäoliselt Amata ja Plavinase lademe piiril, seega samal tasemel kus enne 1950. aastaid (näiteks Walter Grossi töodes). Nimetatud piir langeb jämedates joontes kokku hilisdevoni karbonaatse sedimentatsiooni algusega.

Elga Mark-Kurik

Table 2

Eesti devoni stratigraafiline skeem ja paljandite asend
Devonian stratigraphy of Estonia and position of outcrops

LADESTIK SERIES	LADEJÄRK STAGE	LADE REGIONAL STAGE	VÖÖ, KIHID, KIHISTIK SUBSTAGE, BEDS, MEMBER	PALJANDID OUTCROPS
Ülem- devon D ₃	Frasne D ₃ ¹	Salaspilsi D ₃ sl (=Dubniki)		
		Pļavinase D ₃ pl	Tsudovo kihid	
			Pskovi kihid	☐ Tiirhanna
			Snetnaja Gora kihid	☐ Rõuge, Peetri
Kesk- devon D ₂	Givet D ₂ ²	Amata D ₂ am		☐ Vastseliina
		Gauja D ₂ gj	Lode kihistik	
			Sietipi kihistik	☐ Piusa
		Abava D ₂ ab*		☐ Ütsealutse
	Eifel D ₂ ¹	Burtnieki D ₂ br	Koorküla kihistik	☐ Essi
			Härma kihistik	☐ Joosu
		Aruküla D ₂ ar	Tarvastu kihid	☐ Suur Taevaskoda
			Kureküla kihid	
			Viljandi kihid	
		Narva D ₂ nr	Kernavé vöö	
			Leivu vöö	
			Vadja vöö	☐ Tammiku
		Pärnu D ₂ pr	Tamme kihistik	☐ Tamme veski
			Tori kihistik	
Alam- devon D ₁	Ems D ₁ ³	Rézekne D ₁ rz		
	Praha D ₁ ²			
	Lochov D ₁ ¹	Tilže D ₁ tl		

* järgu suhtes vaieldav ühik

1. SUUR TAEVASKODA

SUUR TAEVASKODA OUTCROP

Taevaskoja piirkonnas saavutab Ahja jõe ürgorg oma suurima sügavuse — 32 m, laius on seal kuni 200 m. Selle Saesaare paisjärvest allavoolu jääv jõeoru osa algab kunagise jõesaarega, kus asus Eesti ilusaim kärestik, ning jätkub kõrgete liivakivikaljudega kallastel. Kuni 24 m kõrge ja 150 m pikk Suur Taevaskoda on Eesti imposantseim liivakivipaljand.

Ahja jõe ürgoru arvukates paljandites avanevad Burtnieki lademe alumise osa punaka, ruuge, roosa, kollaka ja hallika värvusega põimkihilised kvartsliidakivid. Paljandite alumises osas on liivakivid kompaktsemad, ülemises osas aga halvemini tsementeerunud. Elga Mark-Kuriku järgi on Ahja paljandid väga fossiilidevaesed, Suurest Taevaskojast on leitud vaid üksik vihtuimse kala *Glyptolepis*'e soomus (Kumari, 1972).

Leho Ainsaar

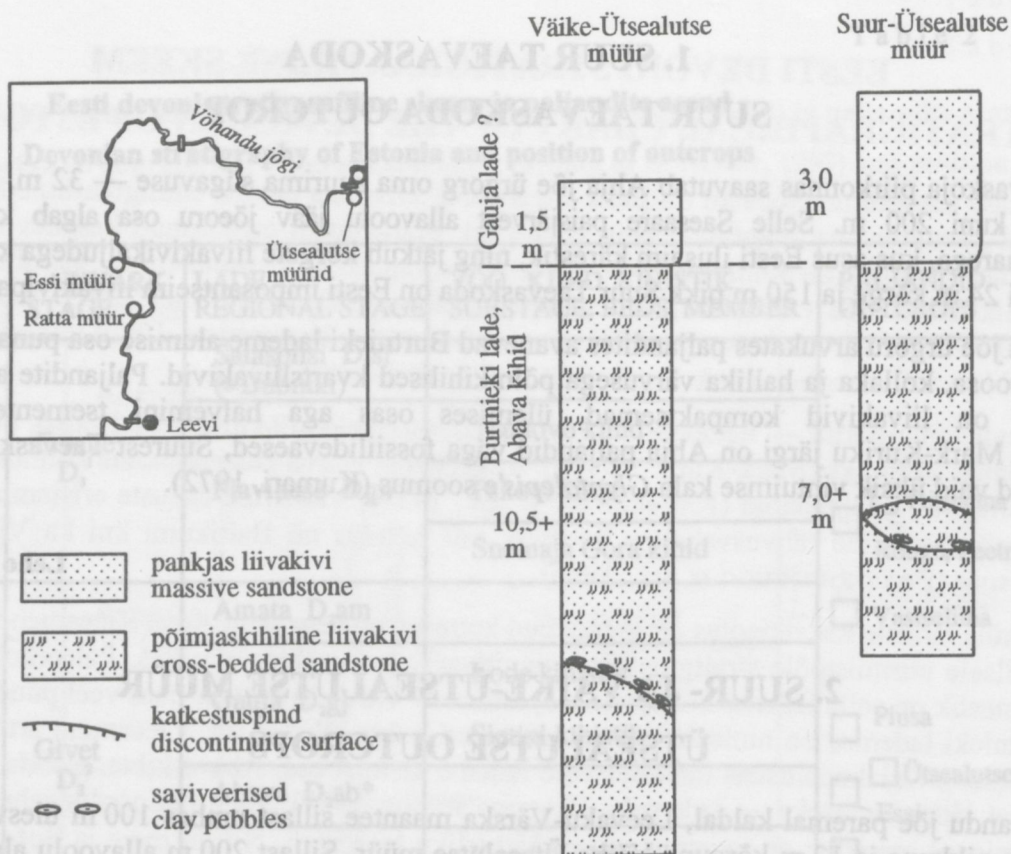
2. SUUR- JA VÄIKE-ÜTSEALUTSE MÜÜR

ÜTSEALUTSE OUTCROPS

Võhandu jõe paremal kaldal, Leevaku-Värskas maantee sillast umbes 100 m ülesvoolu on 50 m pikkune ja 12 m kõrgune Väike-Ütsealutse müür. Sillast 200 m allavoolu algab kuni 10 m kõrgune Suur-Ütsealutse müür, mille üldpikkus jõge mööda on 100 m, kuigi tähelepanuväärne kõrgus on tal ainult esimese 40 m ulatuses. Nendes paljandites avanevad põhiliselt Burtnieki lademe Abava kihid (Abava lade Elga Mark-Kuriku järgi, vt. käesolev ekskursioonijuht), paljandite ülemine osa võib kuuluda Gauja lademesse. See osa, 1,5 m Väike-Ütsealutse ja 3 m Suur-Ütsealutse müürist, on esindatud valge peeneteralise pankja liivakiviga (joonis 2). Kui selle liivakivi Gauja vanus leiab tõestust, oleks tegemist olulise piiripaljandiga.

Paljandite alumine osa, kuni 10,5 m Väike-Ütsealutse ja 7 m Suur-Ütsealutse müürist, koosneb keskmiselt tsementeerunud roosakashalle, pruunikaid ja halle vahekihte sisaldavatest kollakashallidest põimjaskihilistest liivakividest. Kirjuvärvilised vahekihid on sagedasemad paljandi alumises osas. Põimjate seeriade paksus on paljandite ülaosas 20–30 cm, allpool valdavalt 10–20 cm. Põimjaskihi isuse kallakussuund on 50°. Väike-Ütsealutse müüri alumises osas võib näha selgelt väljendunud savipinnaga markeeritud lainjat katkestuspinda, mille kohal on rohkesti 1–30 cm läbimõõduga aleuriitse savi veeriseid. Savi on punakaspruun, veeriste pinnal rohekashall. Suur-Ütsealutse müüris on samal tasemel võimalik jälgida kahte vähem selgelt väljendunud katkestuspinda, kusjuures üksikuid väikesi halle saviveeriseid võib leida ainult alumise kohal (joonis 2). Katkestuspindade naabruses on liivakivi sageli eriteraline, seal võib leida kuni 2 cm suurusi kvartsiiteri. Jämeteralist kvartsi sisaldavaid läätsjaid kihte ja pesi, samuti väikesi (diameeter 1–2 cm) saviveeriseid leidub ka ülejäänud paljandi selle kihi osades, kusjuures nad on koondunud põimjate seeriade basaalsesse ossa. Saviveeriseid sisaldavatelt tasemetelt on Herbert Viiding leidnud fossiilsete kalade fragmente.

Anne Kleesment



Joonis 2. Ütsealutse müüride läbilõiked ja Võhandu jõe kirjeldatud paljandite asend.

Figure 2. Ütsealutse sections and location of described outcrops at Võhandu River.

3. ESSI PALJAND

ESSI OUTCROP

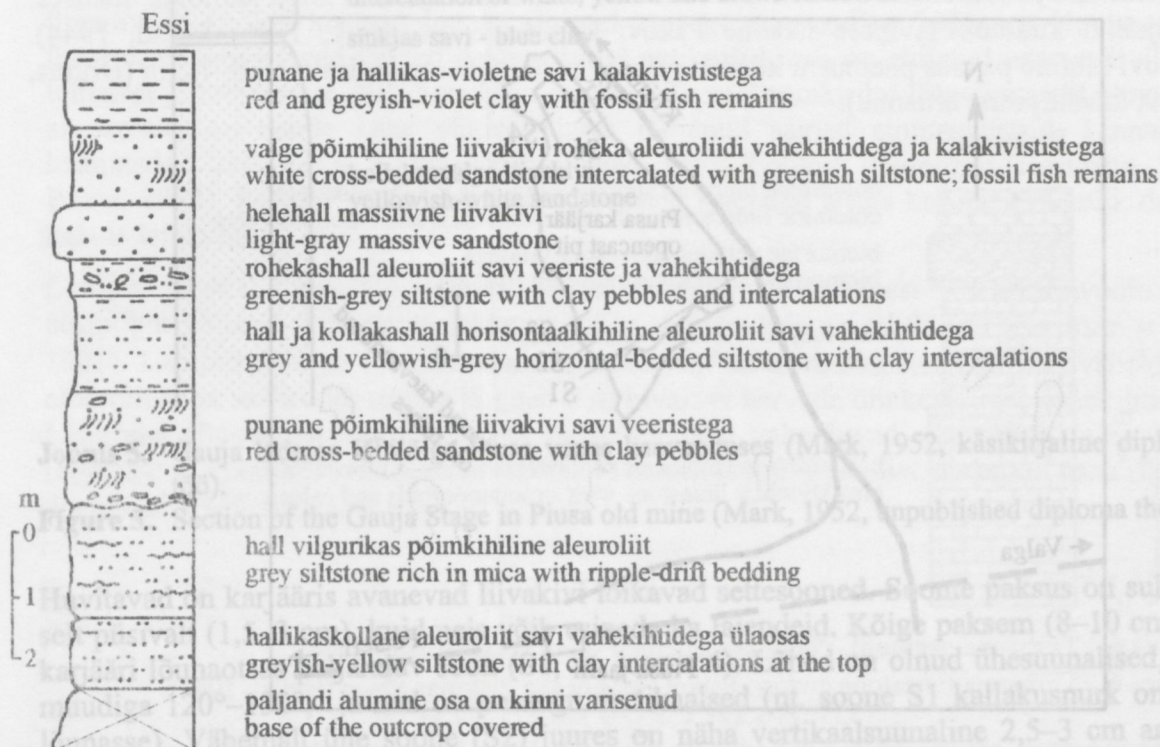
Essi paljand asub Võhandu jõe vasakul kaldal Lauri veskist allavoolu (vt. joonis 2; Väre, 1965). Kõrgus on 11–12 m. Valdavalt koosneb läbilõige vahelduvatest heleda liivakivi ja aleuroliidi kihtidest (joonis 3; Mark-Kurik, *in press*). Aluspõhja kõige ülemise kihi, mis tavaliselt on kinni varisenud, moodustab savi. Essi on kõige rikkalikum fossiilsete kalade leiukoht Võhandu jõel. Eespoolnimetatud savi, samuti selle all lamav 1,2 m paks liivakivikiht sisaldab rohkesti kalaluid, mis on hea säilivusega, kuid pudedad. Märkimisväärne on pisikese rüükala *Microbrachius*'e üliõrnade luukeste, eriti aga psammosteiidide (*Psammosteus* sp.) tuberkulite ja väikeste soomuste rohke esinemine liivakivis.

Küllalt palju kalaluid leidub ka ülesvoolu asuvas Ratta müüri nimelise paljandi ülemises osas. Siin on luud tugevalt tsementeerunud, aga ka enam kulutatud.

Essi ja Ratta müüri paljandeist kogutud kalade koondnimekiri on järgmine: *Ganosteus* sp., *Psammolepis abavica* Mark-Kurik, *Psammosteus* sp., *Watsonosteus* sp., *Asterolepis essica* Lyarskaya, *Microbrachius* cf. *dicki* Traquair, *Cheiracanthus* cf. *brevicostatus* Gross, *Chei-*

racanthus sp., *Acanthodes*? sp., *Chondrichthyes*? (hammas), *Glyptolepis* sp., *Laccognathus*? sp., *Dipnoi* (soomused), *Cheirolepis* sp. Üksik *Watsonosteus*'e luu on leitud ka allavoolu, Võhandu jõe suure idapoolse käanu lähedalt Reo paljandist. Kõik kolm nime-
tatud leiukohta kuuluvad Abava lademesse (Курик и др., 1989, Mark-Kurik, 1991a).
Võimalik, et Võhandu jõgi lõikub kolm korda Abava lademe avamusega.

Elga Mark-Kurik



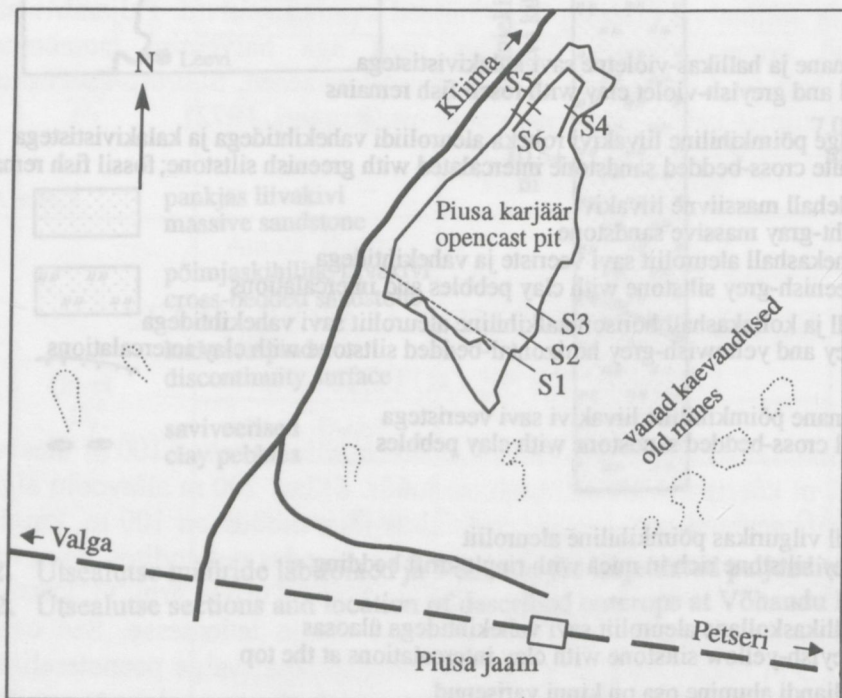
Joonis 3. Essi paljandi läbilõige, Abava lade (Mark-Kurik, in press).

Figure 3. Essi section: Abava Stage (Mark-Kurik, in press).

4. PIUSA KLAASILIIVAKAEVANDUS

PIUSA SAND PIT

Piusa klaasiliivakaevandus asub Piusa raudteejaama juures raudteest põhja pool (joonis 4). Intensiivsem kaevandamine algas 1922. aastal, algul maa-alusena ja alates 1970. aastatest karjääriviisilisena. Kaheksast allmaakaevandusest vanemate käikude kõrgus on 2–3 m, uuematel (idapoolsetel) kaevanduskäikudel ulatub see kümne meetrini (Heinsalu, 1987).



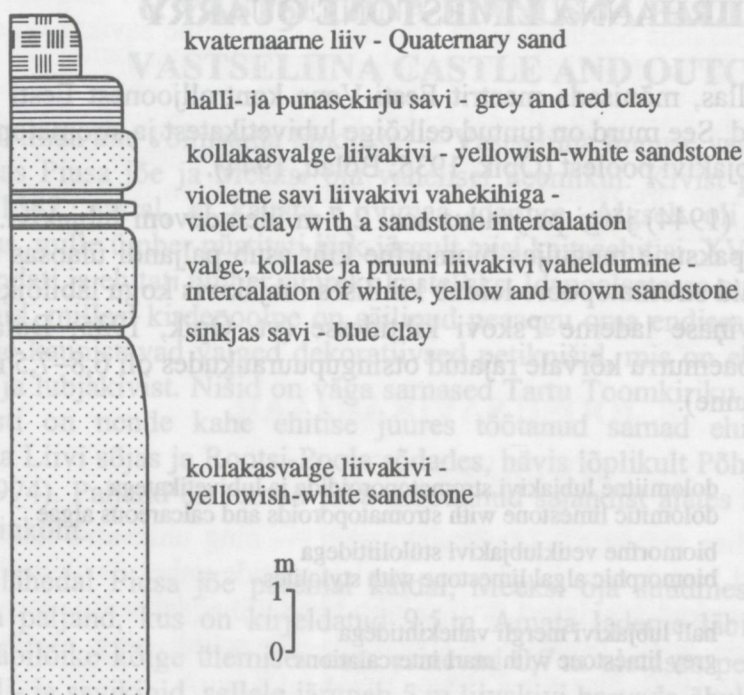
Joonis 4. Piusa liivakarjääri ja vanade kaevanduste asend. S1–S6 — settesooned liivakivis.

Figure 4. Location of Piusa opencast sand pit and old mines. S1–S6 — sedimentary veins in sandstone.

Piusa kaevanduses paljandub keskdevoni Gauja lademe alumine osa. Läbilõikes eristub kaks kompleksi: lamav valge või hall põimjaskihiline liivakivi ning lasuv kirjuväriline 10–30 cm paksustest savi- ja liivakivikihtidest koosnev osa. Kaevanduskäikudes paljandub põhiliselt hele liivakivi, lasuv kirjuväriline kompleks paljandub vaid kohati, näiteks sissevarisenud laega kohtades (joonis 5; Mark, 1952, käsikirjaline diplomitöö). Kirjuväriline kihikompleks on kõige paremini jälgitav karjääri idaseina lõuna- ja keskosas, kuhu avaneb ka kaks kaevanduskäiku.

Piusa klaasiliiva keskmine mineraloogiline koostis on järgmine: kvartsi 94,0%, päevakive 3,6%, vilguminaale 1,1%, saviminaale 0,7% ja raskeid mineraale (põhiliselt Ti-maak-mineraalid) 0,23% (Tamme, 1962). Pärast puhastamist ebasobivatest lisanditest saab Piusa liivast valmistada akna- ja pudeliklaasi.

Piusa



Joonis 5. Gauja lademe läbilõige Piusa vanas kaevanduses (Mark, 1952, käsikirjaline diplomitöö).

Figure 5. Section of the Gauja Stage in Piusa old mine (Mark, 1952, unpublished diploma thesis).

Huvitavad on karjääris avanevad liivakivi lõikavad settesooned. Soonte paksus on suhteliselt püsivalt (1,5–3 cm), kuid neis võib esineda ka laiendeid. Kõige paksem (8–10 cm) on karjääri lõunaotsas paljanduv soon (S1; vt. joonis 4). Lõhed on olnud ühesuunalised, asimuudiga 120°–130°, ja nad on peaaegu vertikaalsed (nt. soone S1 kallakusnurk on 81° lõunasse). Vähemalt ühe soone (S2) juures on näha vertikaalsuunaline 2,5–3 cm amplituudiga liivakiviplokkide nihe. Settesoonete täitematerjaliks on enamasti kollakas või helehall liiv (S2, S3, S4, S5), ka saviveeristega liiv (S1) või pruunikas aleuriit (S6), mis üldiselt on ümbritsevast setendist selgelt eristuv. Karjääri idaseinas on nähtav liivakivikihtide dislokatsioon: umbes nelja meetri sügavune sünglinaalne paine.

Piusa läbilõike alumise osa moodustav liivakivi (klaasiliiv) ei sisalda kivistisi. Erandi moodustavad ränistunud “puidutükid”, mille paksus võib olla 10 cm ja enamgi. Need kuuluvad puna- või ka pruunvetikatele lähedasele taimele perekonnast *Nematophyton* (Мейен, 1987).

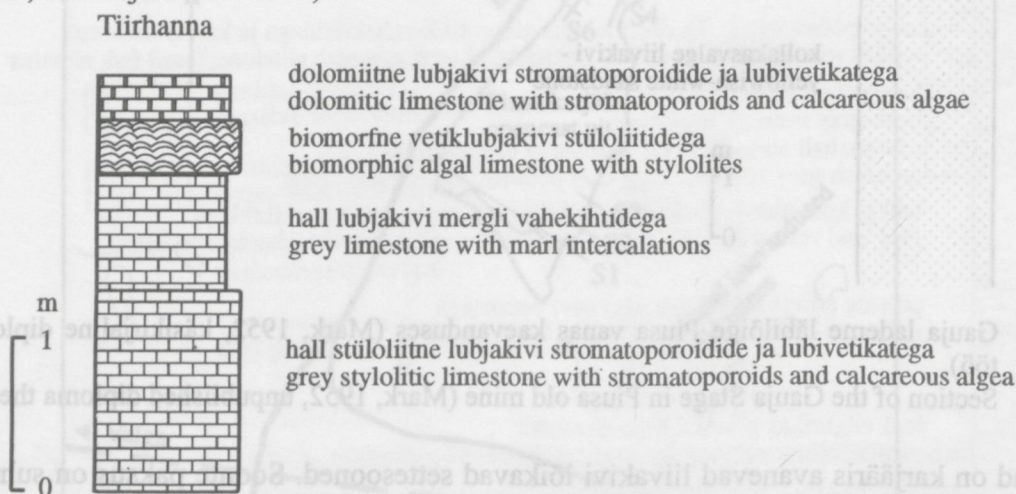
Tõnu Pani ja Elga Mark-Kurik

5. TIIRHANNA PAEMURD

TIIRHANNA LIMESTONE QUARRY

Setumaal Meremäe vallas, mõnisada meetrit Eesti-Vene kontrolljoonest Eesti pool asub vana Tiirhanna paemurd. See murd on tuntud eelkõige lubivetikatest ja stromatoporoididest koosneva biomorfse lubjakivi poolest (Öpik, 1935; Bõlau, 1944).

Öpiku (1935) ja Bõlau (1944) järgi paljandus seal 2,7 m ülemdevoni lubjakivi. Lubivetikatest koosnev 35 cm paksune muguljas biomorfne kiht asub paljandi ülaosas (joonis 6). Väiksemaid ja suuremaid stromatopoorse leidub kihilises lubjakivis kogu läbilõike ulatuses. Lubjakivi kuulub Pļaviņase lademe Pskovi kihtidesse (vt. Öpik, 1935; Bõlau, 1944). Pskovi kihtide paksus paemurru kõrvale rajatud otsingupuuraukudes oli 6,8–7,5 m (Brutus, 1989, käsikirjaline aruanne).



Joonis 6. Tiirhanna paemurd, Pļaviņase lademe Pskovi kihid (Bõlau, 1944).

Figure 6. Tiirhanna limestone quarry: Pskov Beds of the Pļaviņas Stage (Bõlau, 1944).

Tiirhanna asub geograafiliselt lähedal Pļaviņase lademe hästiuuritud läbilõigetetele Irboska ja Pihkva piirkonnas, mille hulgas on ka mitme selle lademe alajaotuse (Snetnaja Gora ja Pskovi kihid) ja varem kasutusel olnud stratooni (Gorodištše ja Irboska lade) tüüppaljandid. Ka selles piirkonnas on Pskovi kihtides oluline roll organogeensetel vahekihtidel, mis koosnevad mikroonkoliitidest, sfäärilistest stromatopooridest, vetik- ja stromatopoor-vetik-mugulatest ning tabulaatide ja rugooside jäänustest (Сорокин, 1981). Selliste vahekihtide paksus ulatub Irboska piirkonnas 0,5 kuni 1,5 m, harva ka kuni 4 meetrini (Сорокин, 1981). Vitali Sorokin (Сорокин, 1978; 1981) on Pļaviņase lademes kindlaks teinud kogu Devoni Peavälja ulatuses jälgitava rütmilisuse, kus rütmide transgressiivse osa moodustavad normaalmerelised organogeensed ja purdlubjakivid ning regressiivse osa fatsiaalselt väga muutlikud kihilised karbonaat- ja savikivimid haliidikristallide jäljenditega ja kuivalõhedega kihipindadel.

Tiirhannast mõni kilomeeter loode pool, Küllatova piirkonnas asub Gauja lademe raskesti sulavate savide maardla, mis ootab veel kasutuselevõttu.

Leho Ainsaar

6. VASTSELIINA LINNUS JA PALJAND VASTSELIINA CASTLE AND OUTCROP

Vana-Liivimaa ühe võimsama kindluse — Vastseliina linnuse varemed paiknevad Vahtseliina külas Piusa jõe ja Meeksi oja vahelisel neemikul. Kivist piiskopilinnuse ehitamist alustati 1342. aastal, et kaitsta Liivimaa idapiire. Algselt oli Vastseliinas nelinurkne tornlinnus, mille ümber püstitati järk-järgult teisi kaitseehitisi. XV sajandi teisel poolel linnust laiendati ja ehitati ümber suureks kastelliks. Idapoolsetesse nurkadesse ehitati võimsad ümartornid, millest kirdepoolne on säilinud peaaegu oma endises hiilguses. Huvitavad on ümartorne kaunistavad valged dekoratiivsed petiknišid, mis on ehitatud mitmevärvilistest tellistest ja lubjakivist. Nišid on väga sarnased Tartu Toomkiriku läänefassaadil olevatega, arvatavasti on nende kahe ehitise juures töötanud samad ehitusmeistrid. Linnus sai kannatada Liivi sõjas ja Rootsi-Poola sõdades, hävis lõplikult Põhjasõjas (Hermann, 1968; Паам, 1974). Paljand on tuntud juba möödunud sajandist alates kui üsna rikkalik devoni kalade leiukoht.

Linnuse lähedal Piusa jõe paremal kaldal, Meeksi oja suudmest 100 m allavoolu asub aluspõhja paljand, kus on kirjeldatud 9,5 m Amata lademe läbilõiget (Куршс и др., 1981). Läbilõike kõige ülemises osas esinevad 0,7 m ulatuses peenekihtilised vahelduvad aleuroliidi- ja savikihid, sellele järgneb 5 m liivakivi harvade õhukeste savi vahekihtidega. Läbilõike allosas paljanduvad 3,8 m paksuselt jälle vahelduvad aleuroliidi- ja savikihid (Куршс и др., 1981). Paljand on tuntud juba möödunud sajandist alates kui üsna rikkalik devoni kalade leiukoht.

Leho Ainsaar

7. PEETRI JÕE PALJAND PEETRI RIVER OUTCROP

Peetri jõgi, Mustjõe vasakpoolne lisajõgi, saab alguse Lätist (kannab Melnupe nime), Eesti piiridesse jääb jõe alamjooks 15 km ulatuses. Kohati on jõeorg lõikunud 15–20 m sügavuselt pinnakattesse ja devoni kivimitesse, moodustades kitsa salkoru (Luha, 1933; Heinsalu, 1987).

Läti piiri lähedal Kalkahju metsavahi maja juures asub looduskaitsealune ülemdevoni Pļaviņase lademe karbonaatkivimite paljand. Peetri jõe vasakule kaldale jääv paljand on veidi üle 3 m kõrgune ning umbes 300 m pikkune kaldajärsak, mis koosneb ülemises osas hallist tihedast või urbest dolomiidist sama värvi savi peente vahekihtidega ning alumises osas hallist peenekihtilisest varieeruva savikusega dolomiidist (Bölau, 1944; Mark, 1960b).

Riho Mootse (Moorce, 1986) järgi on Peetri jõel paljanduvad karbonaatkivimid täielikult dolomiidistunud ja sisaldavad 14–35% terrigeenset lisandit (illiit, kvarts, päevakivid). Dolomiidikihte Kalkahju (Leppura) paljandis on peetud stratigraafiliselt nii Snetnaja Gora (vt. Luha, 1933) kui Pskovi kihtideks (vt. Bölau, 1944), tõenäoliselt paljanduvad Peetri jõel mõlemad Pļaviņase lademe osad (Mark, 1960a; 1960b). Hiljuti Eesti Geoloogiakeskuse

poolt tehtud ehituskivi otsingute käigus eraldati paljandist 0,5 km lääne pool välja Kalkahju maardla. Kasulikuks kihiks on seal 3,8–6,0 m paksune Pskovi kihtide massiivne dolomiit ja 1,7–3,0 m paksune Snetnaja Gora kihtide mikrokihiline savikas dolomiit, mis lasub samadesse kihtidesse kuuluval kirjuvärvilisel savil (Brutus, 1991).

Kalkahjult veidi allavoolu Karisöödi lähedal leidub jõe järskudes nõlvades Amata lademe liivakivi väiksemaid paljandeid, ühes neist asub osaliselt kinnivarisenud Karisöödi koobas (Heinsalu, 1987). Peetri jõe oru järsust veerust Tahkumäe kohal on liivakihist leitud kaks mammutihammast ja piisonisarv (Luha, 1933).

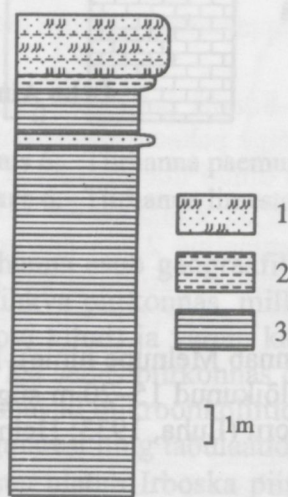
Leho Ainsaar

8. JOOSU SAVIKARJÄÄR

JOOSU CLAY PIT

Joosu on tuntud hinnalise maavara — rasksulava savi — ning unikaalse fossiilide leiukohana. Savid esinevad keskdevoni liivakivide ja aleuroliitide vahel üksikute läätsedena, mis on sageli väga keerukad looklevad ja liivakihtidest läbitud lasundid. Joosu maardla piirkonnas saab eristada kahte liivakiviga algavat ja aleuroliidi ning saviga lõppevat kihtideseeriat (Tallinn jt., 1970; Pirrus ja Tallinn, 1993).

Joosu



Joonis 7. Joosu savikarjäär, Burtneki lade (Kypnuc, 1992). 1 – põimkihiline liivakivi; 2 – aleuroliit; 3 – peendispeersne savi.

Figure 7. Joosu clay pit: Burtneki Stage (Kypnuc, 1992). 1 – cross-bedded sandstone; 2 – siltstone; 3 – fine dispersed clay.

Kasuliku kompleksi põhiosa (u. 11 m) koosneb hallist ja tumehallist peendispeerssest savist (joonis 7). Joosu savi koosneb peamiselt illiidist, milles on suur kaoliniidi sisaldus (35–60%; Утчал, Утчал, 1982). Savi on horisontaalkihiline, vahel võib märgata peent (10–20 cm) rütmilisust (Kypnuc, 1992). Huvitavad on Joosu savis leiduvad konkretsioonid. Laiemalt on siin levinud diagenetilised hallid fosfaatsed konkretsioonid diameetriga 1–6 cm, mille tuumaks on tihti kalade fragmendid. Savis on ka suuri (2–4 cm) dolomiidi agregate ja konkretsioone (Kypnuc, 1992).

Saviläätsed on tekkinud kas jõgede alamjooksul või jõesuudmes levinud sootides ja järvedes (Tallinn jt., 1970) või delta piirkonnas madalmeres esinenud lihkealangutes (Kypnuc, 1992).

Visvaldis Kurssi andmetel (Kypnuc, 1992) esineb Joosus kalakivistisi kolmel ja taimejäänuseid kuuel tasemel. Kõige sügavamale jäävates kihtides leidub ka konhost-raagi *Asmussia* kodasid. Kalafossiile on leitud nii kihipindadel üksikute luude näol kui ka muguljate konkretsioonide sees. Suuremates konkretsioonides on säilinud osa kalade (*Psammosteus*, *Glyptolepis*) soomuskattest. Selline kalajäänuste säilimisviis on meie aluspõhjas erandlik. Savist pärineb ka ainus Eestist leitud artrodiiri (*Actinolepis*) sisekolju, mis on kaetud üliõhukese luustunud kõhre kihikesega.

Tähelepanuväärsed on fossiilsete taimede leiud. Joosu on ainus Eesti devoni taimede leiukoht, kus on säilinud sõnajalgtaimede (*Pseudosporochnus estonicus*) sporangiumid (Kalamäes, 1988).

Joosust on leitud järgmised kalad: *Ganosteus stellatus* Rohon, *Tartuosteus?* sp., *Psammosteus* sp., *Actinolepis magna* Mark-Kurik, *Plourdosteus?* sp., *Asterolepis* sp., cf. *Byssacanthus*, *Hamodus lutkevitshi* Obr., *Glyptolepis* sp., *Onychodus?* sp., Osteolepididae, *Moythomasia?* sp. Mikrojäänuste hulgas esineb väikeseid akantoodide soomuseid (lähemalt määramata).

Leiukoht kuulub Burtnieki lademe ülemisse ossa.

Elga Mark-Kurik ja Leho Ainsaar

9. TAMMIKU PALJAND

TAMMIKU OUTCROP

Eestis on teada vaid üks looduslik paljand (Tamme veski) ja paar tehispaljandit, kus paljandub siluri ja devoni piir. Ühte neist, Tammiku kraavi Jõgevamaal, on detailselt kirjeldanud Lembit Põlma ja Anne Kleesment (1981), kelle andmetel põhinebki järgnev ülevaade.

Ladestute piir paljandub Tammiku külas 1960. aastate alguses rajatud umbes 600 m pikkuse põhja-lõunasuunalise magistraalkraavi keskosas ligikaudu 50 m ulatuses. 1,2–1,7 m sügavune kraav asub Kaave jõe orundi laugel vasakpoolsel nõlval. Devoni kivimid esinevad selles kohas ilmselt väikese laiguna, mis paikneb umbes 1 km põhja pool suuremast devoni jääksaarest.

Devoni kihid paksusega kuni 0,3 m on Tammiku paljandis esindatud savika dolomiidiga, mis kõige ülemises kihis asendub liivaka domeriidiga. Devoni kivimid on tugevasti poorsed ja kavernoossed ning sisaldavad siluri fauna purustatud ränistunud skeletiosi ja ränimugulaid. Mineraloogiliste tunnuste alusel kuuluvad paljanduvad devoni kivimid Narva lademe alumisse ossa.

Siluri kivimite pealispinnaks on impregnatsioonita, sile, nõrgalt lainjas kulutuspind, millel on kuni 6 mm sügavusi konarusi ja vertikaalseid puurivate organismide uurdeid. Laiguti esineb sellel pinnal kuni 4 cm paksuselt lõhenemisbretša. Viimane koosneb siluri dolomiidist lahti murdunud kuni 2 cm pikkustest kildudest, millevahelisi lõhesid täidab devoni nõrgalt savikas dolomiit. Sellise bretša kujunemise võis põhjustada soolakristallide kasv devoniaegses hüperhaliinses laguunilaadses vööndis (Põlma ja Kleesment, 1981).

Siluri purddolomiit, mis paljandub kogu kraavi ulatuses 0,2–0,7 m paksuselt, on samuti kavernoosne ja poorne. Kivistised on dolomiidis halvasti säilinud ja ränistunud, kivimis esineb barüüdi, galeniidi ja püriidi kristalle. Avanev devoni jääksaar asub Raikküla lademe Möhküla kihtide avamusel (vt. Perens, 1992).

Geokronoloogilise skaala järgi markeerib kirjeldatud kontakt 45–50 miljoni aasta pikkust settelünka.

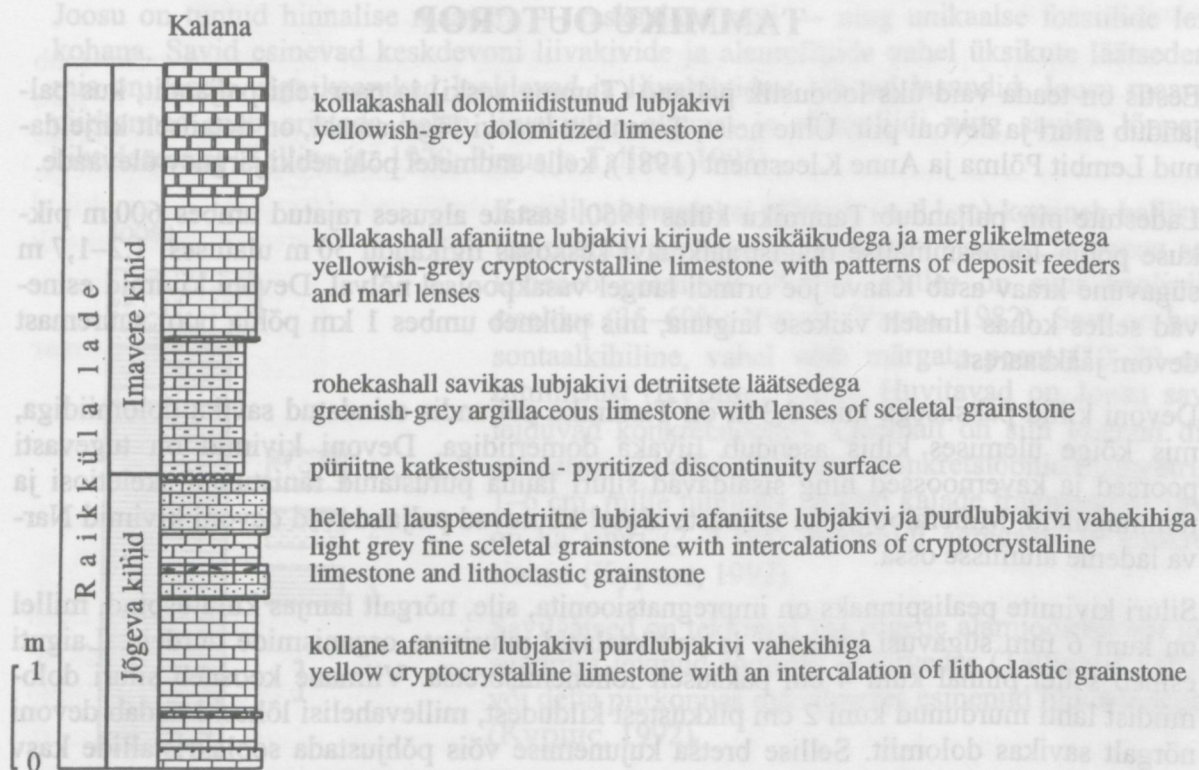
Leho Ainsaar

10. KALANA PAEMURD

KALANA LIMESTONE QUARRY

Õhukese pinnakatte all avanev paeplatoo Kalanas, Põltsamaalt kümmekond kilomeetrit kirdes on sajandeid olnud ehituspae mürdmise kohaks. Endine suur mürd asub Kalana külast umbes üks kilomeeter lõunas, 1990. aastate algul rajati külast lääne poole uus paemürd. Mõlemas mürdus paljanduvad Raikküla lademe Jõgeva ja Imavere kihtide piirikihid.

Raikküla lade liigestatakse avamusel kihtideks, mis märgivad erinevaid mesotsükleid (Perens, 1992). Iga tsükkel koosneb kolmest osast. Jõgeva-Põltsamaa piirkonnas moodustab tsüklite alumise osa muguljas savikas mudaline detriitsete vahekihtidega lubjakivi ja mergel, keskmise osa lainjaskihiline kuni poolmuguljas mudaline peitkristalne puhas lubjakivi ja ülemise osa horisontaal- kuni põimjaskihiline lausdetriitne (tombulis-detriitne) lubjakivi või mudalis-detriitne muguljas lubjakivi (Einasto ja Perens, 1985).



Joonis 8. Kalana paemürd.

Figure 8. Kalana limestone quarry.

Kalana uue mürdu alal moodustab aluspõhja ülemise osa Imavere kihtide dolomiidistunud savikas lainjaskihiline mudaline lubjakivi (joonis 8). Kihtide alumisel piiril võib mürdu lõunaseinas näha tugevat püriitset katkestuspinda, mille all esineb õhuke savikas mikrokihilise lubjakivi kiht. Jõgeva kihtide ülemise osa moodustab põhiliselt helehall lauspeen-detriitne lubjakivi: Kalana "marmor". Lubjakivis on 10–20 cm paksusi lapikute veeristega konglomeraatse purdlubjakivi vahekihte. Mürdu põhjas vee äravoolukraavis paljanduv mu-

daline või tombuline peitkristalne lubjakivi esindab tõenäoliselt juba Jõgeva kihtide keskmist osa.

Lausdetriitne Kalana lubjakivi meenutab tugeva ümberkristalliseerumise tõttu väliselt tõesti marmorit ja on ka kõvaduselt sellele lähedane, temast valmistatud killustik on kõrgekvaliteediline (1200 kg/cm^2). Kalana "marmori" levila on kitsas ida-läänesuunaline madalikutekkeliste setendite vöönd Kesk-Eestis (Perens, 1992). Paide lähedal (Mündi murrus) ja Rapla-Märjamaa piirkonnas asendab seda lubjakivi Jõgeva kihtide ülemises osas osaliselt samavanuseline laguunne sedimentatsiooniline dolomiit.

Kalana lubjakivi on alates XVIII sajandi keskpaigast kasutatud klaasitööstuses ja lubja põletamiseks, praegu kulub see killustiku valmistamiseks.

Leho Ainsaar ja Rein Einasto

11. PÕLTSAMAA LOSS

PÕLTSAMAA CASTLE

Vallikraaviga ümbritsetud loss asub Põltsamaa jõe ääres linna keskel. Esialgne kivist ordulinnus — ringmüürekastell valmis juba 1272. aastal. Peaaegu ruudukujuline ($104,5 \times 109 \text{ m}$) ringmüür oli algselt praegusega võrreldes vaid ühe kolmandiku kõrgune. Hilisema põhikuju omandas linnus XIV sajandil, mil valmis massiivne konvendihoone tüüpi siselinnus (Aluve, 1993). XVI sajandi keskel kindlustati linnust kaguküljelt bastioni ja ümartorniga. Liivi sõja ajal, aastatel 1570–1578, oli Põltsamaa Venemaa toetusel loodud ja hertsog Magnuse valitsetud Liivimaa Kuningriigi pealinn. Linnus kannatas tugevasti Rootsi-Poola sõdades ja hävis Põhjasõjas. Ümartorni varemed kasutati ära kiriku püstitamisel, mis valmis 1751. aastal. 1770. aastatel ehitati linnuse varemetele esinduslik rokokoo-stiilis sisekujundusega kolmekorruseline loss ja rajati park. Loss purustati 1941. a. suvel (vt. Magnus ja Laigna, 1975).

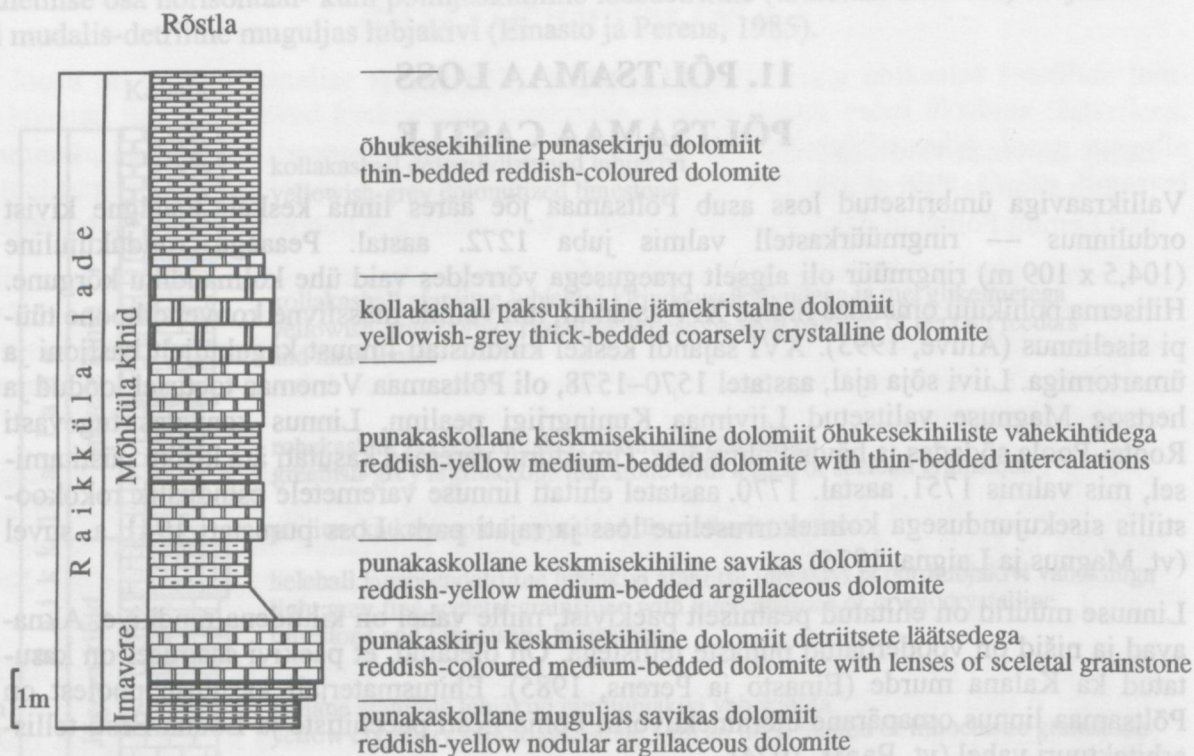
Linnuse müürid on ehitatud peamiselt paekivist, mille vahel on kihtidena rändkive. Aknaavad ja nišid on vooderdatud punaste tellistega. On oletatud, et paekivi saamisel on kasutatud ka Kalana murde (Einasto ja Perens, 1985). Ehitusmaterjali kasutuse poolest on Põltsamaa linnus omapärane üleminekuvorm Põhja-Eesti paehitiste ja Lõuna-Eesti tellis-arhitektuuri vahel (vt. Paam, 1974).

Leho Ainsaar

12. RÕSTLA PAEMURD

RÕSTLA DOLOMITE QUARRY

Uus Rõstla paemurd asub Jõgeva maakonnas Navesti jõe lähedal. Murrust võetakse Raikküla lademe Mõhküla kihtide dolomiiti, mis paljandub seal peaaegu kogu paksuses (10–13 m; Korbut jt., 1987, käsikirjaline aruanne). Paemurru põhjaseinas on näha 11,5 m läbilõiget, millest 9,5 m moodustavad Mõhküla kihid (joonis 9). Põhiliseks kivimitüübiks neis kihtides on peenekristalliline punaste kirjadega dolomiit, milles esineb õhukesi detriitse dolomiidi läätsi. Läbilõike keskosas on 1,5 m paksune jämekristalse kavernoosse dolomiidi kiht. Kogu läbilõike ulatuses esineb valgeid ränimugulaid ja ränistunud penta-meriidide kuhjeid. Murru põhjas paljanduv kirju savikam dolomiit kuulub ilmselt Imavere kihtidesse.



Joonis 9. Rõstla paemurd.

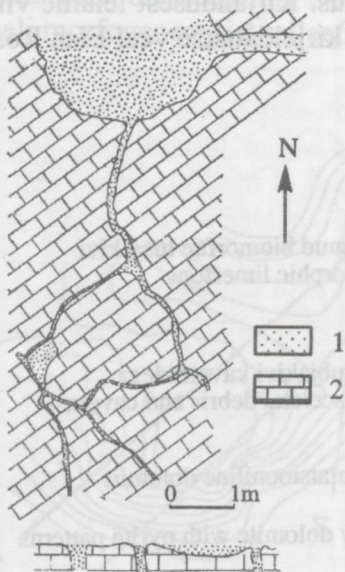
Figure 9. Rõstla dolomite quarry.

Mõhküla kihtide stratigraafiline kuuluvus on olnud vaieldav, kuigi need kihid paljanduvad Adavere lademe stratotüüpsetes läbilõigetes (Perens, 1992). See dolomiit Kesk- ja Ida-Eestis arvatigi varem Mõhküla kihistiku või kihistu nime all Adavere lademesse (Юргенсон, 1966; Kaljo, 1990), pärast mõningaid kõhklusi (vt. Perens, 1992) on see uuemates stratigraafilistes skeemides (Nestor, 1993) viidud Raikküla lademesse selle ülemiste, Mõhküla kihtidena. Raikküla lademe kihid on ajalisi-litoloogilised ühikud, mis on vastavuses lademe tsüklilise ehitusega (Perens, 1992).

Mõhküla kihtide kivimid on allunud sekundaarsetele muutustele, mis väljenduvad eelkõige dolomiidistumises ja ränistumises (Юргенсон, 1966). Tarmo Kiipli (Кийпли, 1983) arvates on siluri karbonaatkivimite lasundi 40–50 m paksuse ülemise osa dolomiidistumine toimunud mageda põhjavee ja devoni merebasseinist kivimitesse tunginud merevee segunemise võõndis.

Leho Ainsaar

13. TAMME VESKI PALJAND TAMME MILL OUTCROP



Joonis 10. Siluri ja devoni piir Tamme veski paljandis (Orviku, 1948). Ülal: pinnavaade devoni liivakiviga täidetud lõhedest ja nõgusustest siluri dolomiidis; all: läbilõige piirikihist. 1 – Pärnu lademe liivakivi; 2 – Raikküla lademe dolomiit.

Figure 10. Silurian-Devonian boundary in Tamme mill outcrop (Orviku, 1948). Above: surface view of cracks and cavities in Silurian dolomite filled by Devonian sandstone; below: cross-section of the boundary bed. 1 – sandstone of the Pärnu Stage; 2 – dolomite of the Raikküla Stage.

Eestis on teada ainult üks looduslik paljand, kus võib näha devoni liivakivide lasumist siluri karbonaatkivimitel. See piirpaljand Navesti jõe kaldal Vihiküla ja Vanaõue vahel endise Tamme veski ning paisu vahel oli teada juba Friedrich Schmidtile (1858) ja on detailsemalt kirjeldatud Karl Orviku (1930; 1935; 1948) töödes.

Tamme veski paljand on Pärnu lademe ülemist osa moodustava Tamme kihistiku stratotüübiks (Orviku, 1930; 1935). Navesti jõe paremal kaldal paljandus Orviku (1930) järgi 30 cm paksuselt kõva paksukihiline liivakivi (joonis 10), milles esineb Tamme kihistikule iseloomuliku tunnuseksena troohhiliske. Viimaste näol on tegemist mändvetikate (*Charophyta*) hulka kuuluva perekonna *Trochiliscus* oogoonide lubikestadega, mida võib kohata devoni ja alamkarboni setendites (Мейен, 1987).

Devoni liivakivi kontakt lamava siluri dolomiidiga on lainjas ebatasane kulutus-pind (vt. joonis 10). Siluri kivimis esineb kohati kuni 50 cm laiusi ja vähemalt 20 cm sügavusi lõhesid, mida täidab lasuv Tamme kihistiku liivakivi (Orviku, 1935; 1948). Pärnu lademe alumised kihid (Tori kihistik) on sellel alal välja kiildunud (Orviku, 1930). Kuigi stratigraafiline lünk sellel kontaktil on veidi väiksem kui Tammiku kraavis, on selle kestvus siingi olnud ligikaudu 45–50 miljonit aastat.

Siluri kivimid paljanduvad katkestuspinna all ja jõe põhjas kuni 1 m paksuselt ja on esindatud koralle sisaldava violett-hallikirju paksukihilise puhta dolomiidiga (Orviku, 1930; 1935). Dolomiit moodustab ilmselt osa Raikküla lademe Mõhküla kihtidest (vt. Perens, 1992).

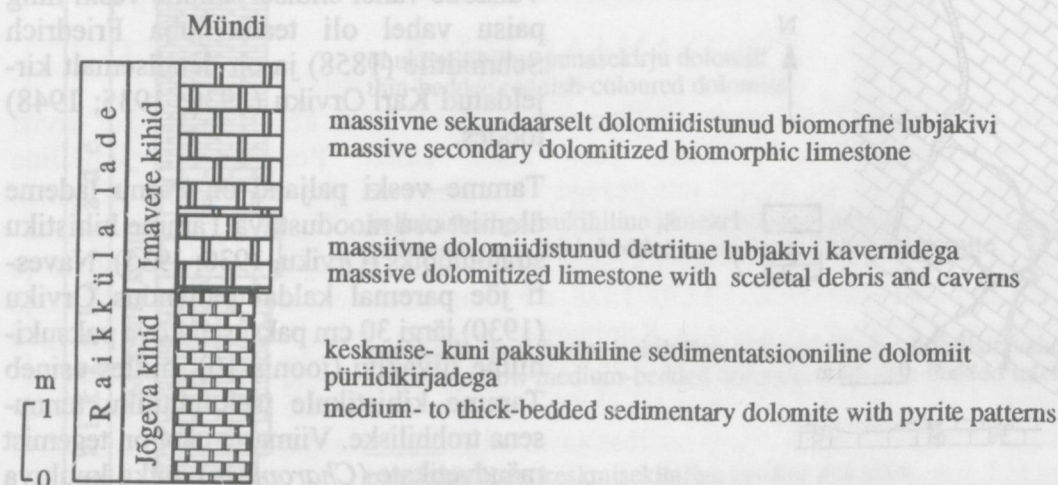
Navesti jõe vasakul kaldal allpool Tamme veski paisu paljandus Orviku (1930) järgi 1,5 m karbonaatset, domeriidi vahekihtidega savi, mis võib kuuluda Narva lademesse (Orviku, 1948).

Leho Ainsaar

14. MÜNDI PAEMURD

MÜNDI DOLOMITE QUARRY

Mündi murd asub Paidest ligikaudu 1,5 kilomeetrit kagus. Kirjandusest leiame viiteid sellele paemurrule juba W. H. Twenhofelilt (1916), murdu kirjeldatakse veel Elsa Rosensteini (1940) ja Erika Jürgensoni (Юргенсон, 1966) töödes.



Joonis 11. Mündi paemurd (L. Põlma järgi).

Figure 11. Mündi dolomite quarry (after L. Põlma).

Selles Raikküla lademe paljandis moodustab läbilõike ülemise osa Imavere kihtide sekundaarselt tugevasti dolomiidistunud biomorfne ja detriitjas lubjakivi tabulaatide ja stromatoporaatide jäänustega (joonis 11). Allosas paljandub Jõgeva kihtide keskmise kuni paksukihiline sedimentatsiooniline dolomiit õhukeste domeriidi vahekihtidega. Imavere kihtide alumises osas on ühel kihipinnal jälgitavad selgelt väljakujunenud lainevired ja sünereesilõhed, samuti esineb palju mudasõojate käike. Imavere kihtide kivimid on dolomiidistumise tagajärjel muutunud massiivseks. Joonisel 11 toodud paljand asub murru nurgas asfalt-betoonitehase juures (Lembit Põlma kirjeldus 1987. a.).

Mündi murrus paljanduvast kompleksist on alumist osa, mikrokihilist laguunitekkelist dolomiiti (nn. Mündi tüüpi dolomiiti) kasutatud ehituskiviks, see on ka hea viimistluskivi (Юргенсон, 1966; Perens, 1992). Ülemine kavernoosne osa sorteeriti ehituskivi mürdmisel välja, praegu on tootmine lõpetatud.

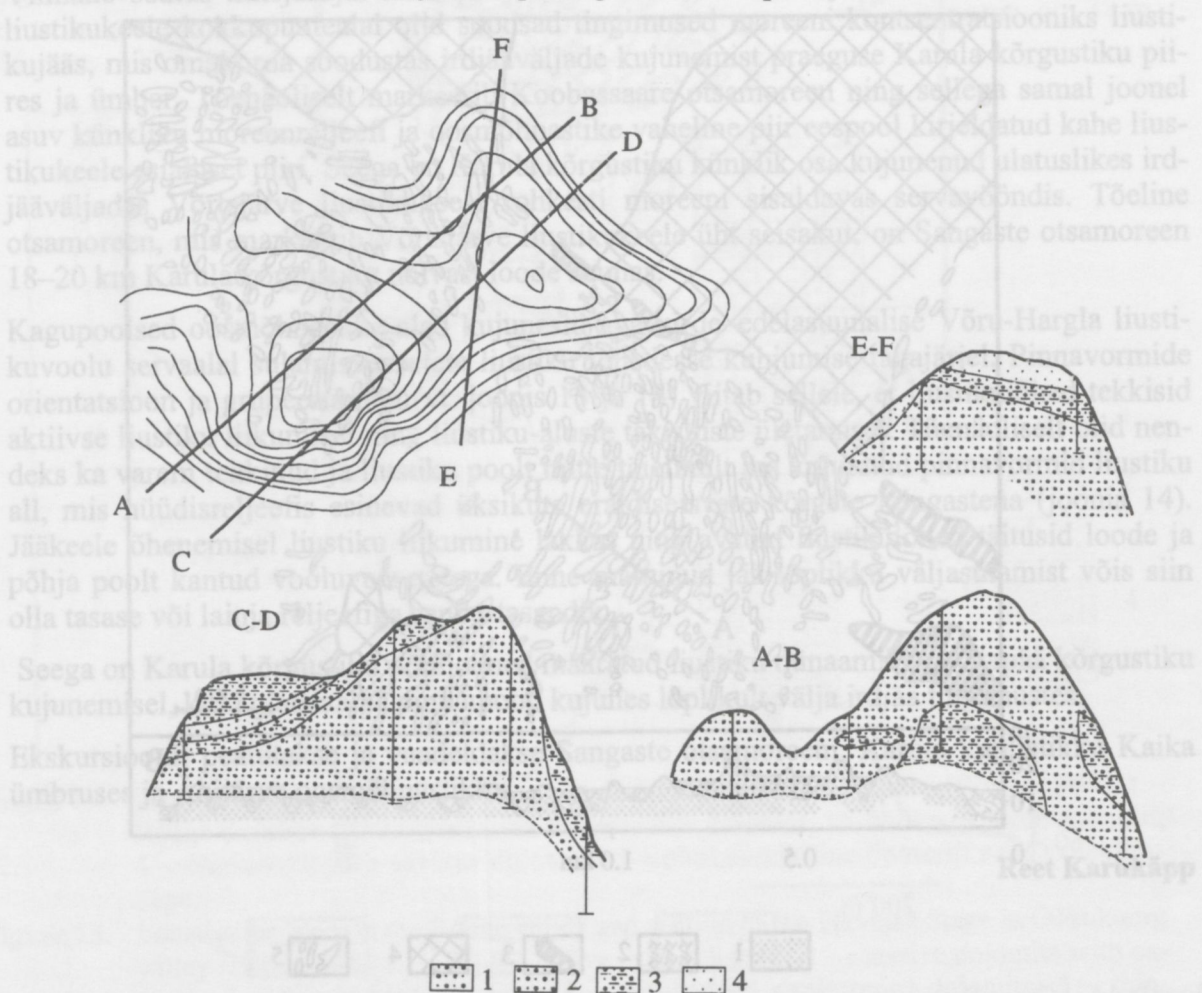
Mare Isakar

15. KARULA KÕRGUSTIK

KARULA UPLAND

Karula kõrgustik on nii pindalalt (300 km²) kui kõrguste poolest tunduvalt väiksem Otepää ja Haanja kõrgustikust. 100 meetri samakõrgusjoonest ulatuvad kõrgemale vaid Otepääga piirnev idatiib, kõrgustiku keskosa ja üksikud pinnavormid kõrgustiku lõunaosas Taheva ja Hargla ümbruses. Kõrgeimaks tipuks (137 m ü.m.p.) on Rebasejärve Tornimägi kõrgustiku keskosas. Erinevalt Otepää ja Haanja kõrgustikust puudub Karula kõrgustikul aluspõhjaline tuumik. Burtnieki ja Gauja lademe liivakivide pealispinna kõrgus pinnakatte all on 40–70 m üle merepinna.

Reljeefi morfoloogilise analüüsi, pinnakatte ja mullaerosiooni andmete alusel on koostatud kõrgustiku geomorfoloogiline skeem (Karukäpp, 1974), milles eristatakse pinnavormide alusel neli morfogeneetilist reljeefitüüpi ning kolm alltüüpi nende suuruse alusel.

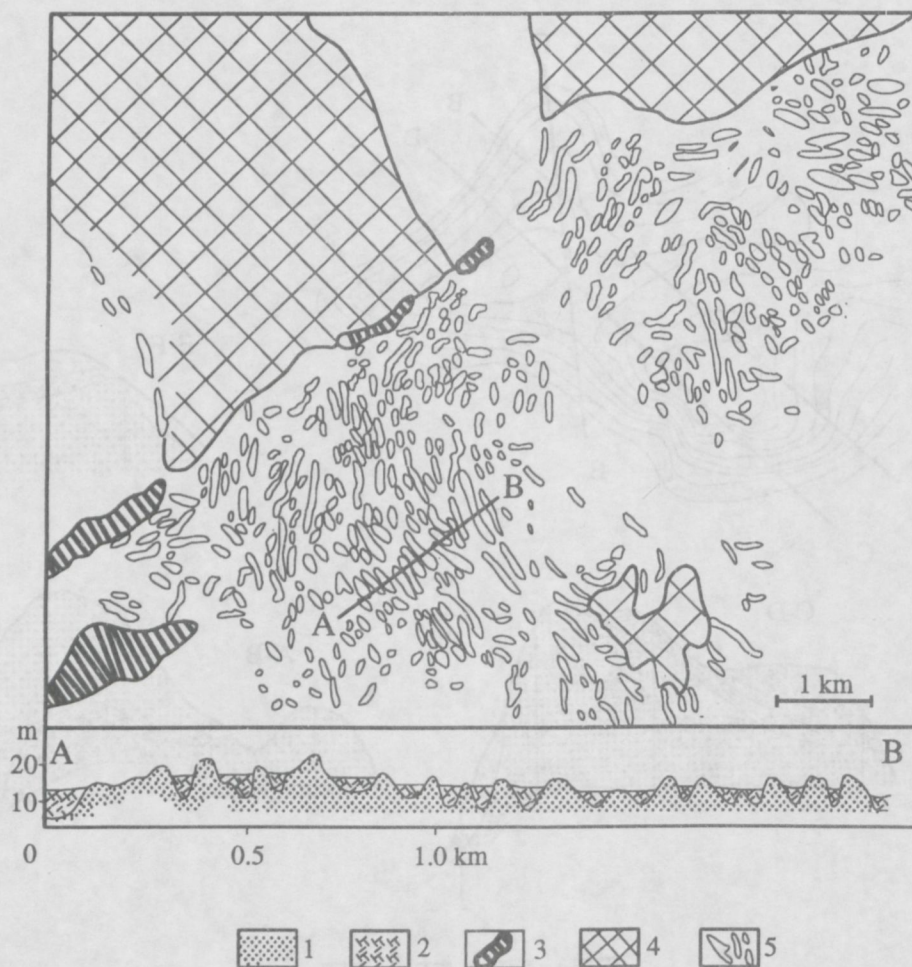


Joonis 12. Liustiku sulamisveesetetest ja moreenist koosneva künka ehitus Karula kõrgustiku keskosas. 1 – kruus; 2 – veeristikkruus; 3 – moreen; 4 – liiv.

Figure 12. Structure of a hillock of till and glaciofluvial sediments in central part of the Karula Upland. 1 – gravel; 2 – pebbly gravel; 3 – till; 4 – sand.

Vaatamata tagasihoidlikele mõõtmetele on Karula kõrgustikule omane selgelt piiritletav ja-lam ümbritsevate lainjate liustikukeelenõgude pinnamoe ja liigestatud künklik-künniselise kõrgustiku pinnamoe vahel. Reljeefi liigestatus on reeglina suurem kõrgustiku kõrgemas ida- ja keskosas (moreenist ja moreenkattega keskmiste ja suurte küngaste ning kuplite levikualal; Karukäpp 1974). Keema–Rimmi–Kaika–Mähkli ümbruse ümara põhiplaani ja ja-lami suunas suureneva nõlvakaldega küngaste järgi on Karula saanud ka oma kuplistiku nimetuse. Siin valdavad keskmise suurusega (10–25 m) moreenist koosnevad, moreenkattega või moreeni läätsi sisaldavad pinnavormid (joonis 12).

Koobassaare kirde–edelasuunaline marginaalne künnis jaotab kõrgustiku kaheks morfo-loogiliselt ja pinnakattelt erinevaks osaks. Võru–Hargla nõoga piirnevale kaguosale on ise-loomulikud oosikujulised mõhnad, oosmõhnad (joonis 13): peamiselt liivast koosnevad, tihedalt üksteise kõrval paiknevad 5–10 m kõrgused teravaharjalised künnised. Seda äär-miselt suure liigestatusega pinnamoodi on pärastjääajal tunduvalt nivelleerinud soostumine (rabastumine). Nüüdisreljeefis ulatuvad raba pinnast 1–5 m võrra üle vaid künniste harjad (vt. joonis 13).



Joonis 13. Oosmõhnad Karula kõrgustiku kaguosas. 1 – liiv (profiilil); 2 – turvas (profiilil); 3 – Koobassaare otsamoreenid; 4 – künklik pinnamood; 5 – oosmõhnad.

Figure 13. Esker-kames in southeastern part of the Karula Upland. 1 – sand (in section); 2 – peat (in section); 3 – Koobassaare endmoraines; 4 – hummocky relief; 5 – esker-kames.

Karula liustikutekkeline kõrgustik on nii morfoloogiliselt kui ka geneetiliselt seotud Otepää kõrgustikuga (Granö, 1922; Каяк, 1963), kuid selle kujunemise tõlgendamine on olnud erinev. Karula kõrgustikku on peetud liustiku servamoodustiste kompleksiks (Orviku, 1960; Каяк, 1963), kus üksteisele järgnesid künklik moreenreljeef, oosid ja mõhnad ning jääjärve tasandik.

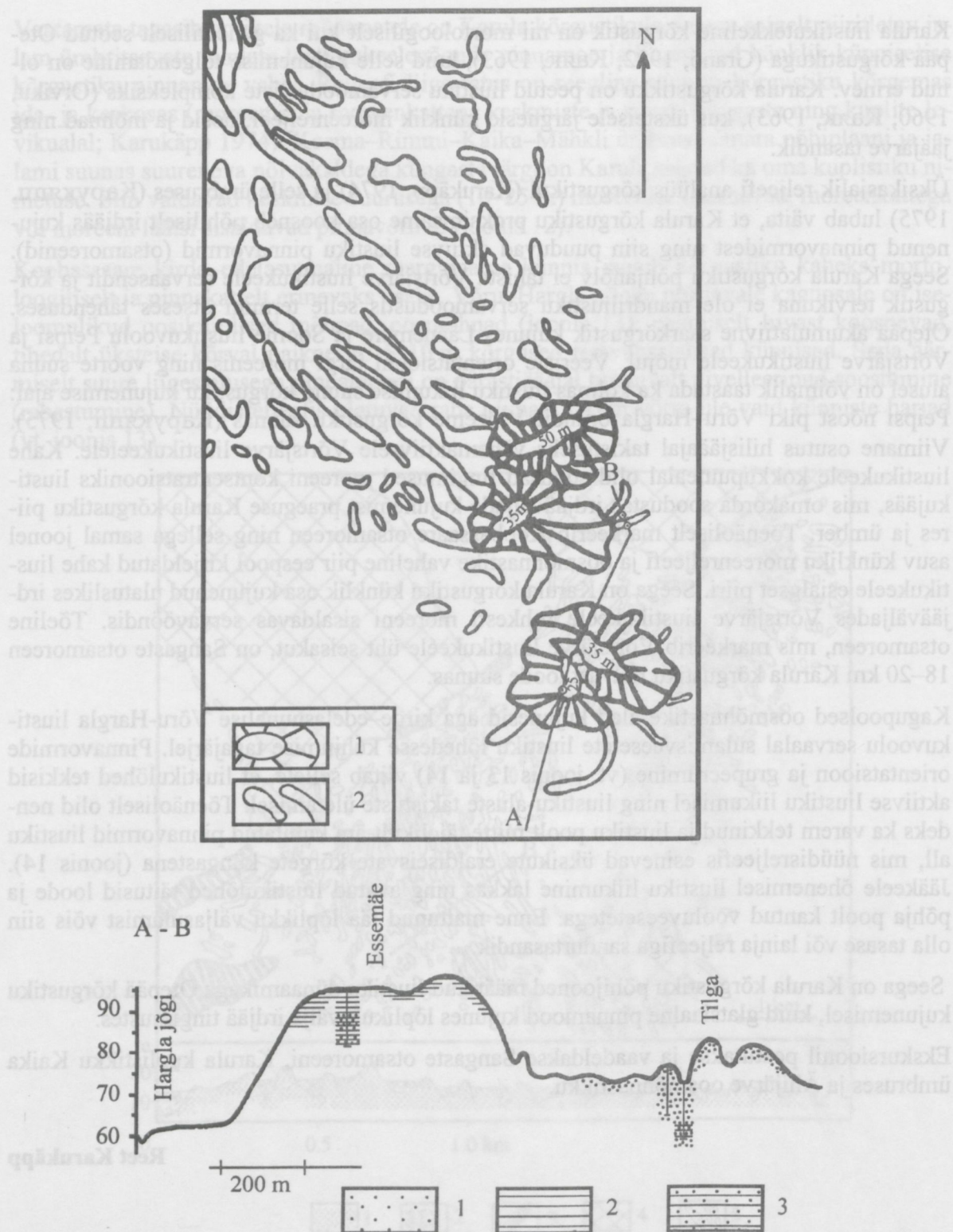
Üksikasjalik reljeefi analüüs kõrgustikul (Karukäpp, 1974) ja selle ümbruses (Карукяпп, 1975) lubab väita, et Karula kõrgustiku proksimaalne osa koosneb põhiliselt irdjääs kujunenud pinnavormidest ning siin puuduvad aktiivse liustiku pinnavormid (otsamoreenid). Seega Karula kõrgustiku põhjanõlv ei tähista Võrtsjärve liustikukeele servaasendit ja kõrgustik tervikuna ei ole mandriliustiku servamoodustis selle termini otseses tähenduses. Otepää akumulatiivne saarkõrgustik kujunes Läänemere ja Soome liustikuvoolu Peipsi ja Võrtsjärve liustikukeele mõjul. Veeriste orientatsiooni järgi moreenis ning voorte suuna alusel on võimalik taastada ka kolmas liustiku liikumise suund kõrgustiku kujunemise ajal: Peipsi nõost piki Võru–Hargla orundit Vidzeme kõrgustiku suunas (Карукяпп, 1975). Viimane osutus hilisjääajal takistuseks vähemaktiivsele Võrtsjärve liustikukeelele. Kahe liustikukeele kokkupuutealal olid soodsad tingimused moreeni kontsentratsiooniks liustikujääs, mis omakorda soodustas irdjääväljade kujunemist praeguse Karula kõrgustiku piires ja ümber. Tõenäoliselt markeerib Koobassaare otsamoreen ning sellega samal joonel asuv künkliku moreenreljeefi ja oosmõhnastike vaheline piir eespool kirjeldatud kahe liustikukeele esialgset piiri. Seega on Karula kõrgustiku künklik osa kujunenud ulatuslikes irdjääväljades Võrtsjärve liustikukeele rohkesti moreeni sisaldavas servavööndis. Tõeline otsamoreen, mis markeerib Võrtsjärve liustikukeele üht seisakut, on Sangaste otsamoreen 18–20 km Karula kõrgustiku nõlvast loode suunas.

Kagupoolsed oosmõhnastike alad kujunesid aga kirde–edelasuunalise Võru-Hargla liustikuvoolu servaalal sulamisveesetete liustiku lõhedesse kuhjumise tagajärjel. Pinnavormide orientatsioon ja grupeerumine (vt. joonis 13 ja 14) viitab sellele, et liustikulõhed tekkisid aktiivse liustiku liikumisel ning liustiku-aluste takistuste ületamisel. Tõenäoliselt olid nendeks ka varem tekkinud ja liustiku poolt mitte täielikult ära kulutatud pinnavormid liustiku all, mis nüüdisreljeefis esinevad üksikute eraldiseisvate kõrgete küngastena (joonis 14). Jääkeele õhenemisel liustiku liikumine lakkas ning avatud liustikulõhed täitusid loode ja põhja poolt kantud vooluveesetetega. Enne mattunud jää lõplikku väljasulamist võis siin olla tasase või lainja reljeefiga sandurtasandik.

Seega on Karula kõrgustiku põhijooned määratud liustiku dünaamikaga Otepää kõrgustiku kujunemisel, kuid glatsiaalne pinnamood kujunes lõplikult välja irdjää tingimustes.

Ekskursioonil peatutakse ja vaadeldakse Sangaste otsamoreeni, Karula kuplistikku Kaika ümbruses ja Ähijärve oosmõhnastikku.

Reet Karukäpp



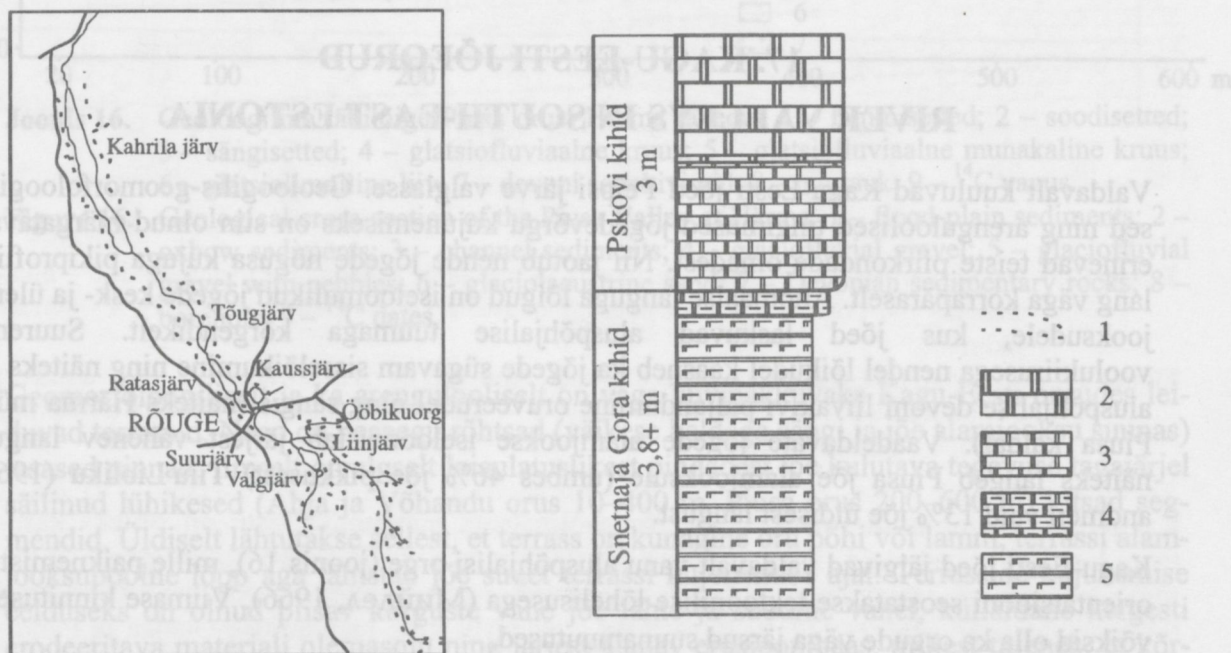
Joonis 14. Oosmõhnade orientatsioon ja künkad Hargla jõeoru paremal veerul. 1 – künkad (numbrid näitavad suhtelist kõrgust); 2 – oosmõhnad. Geoloogilisel profiilil A–B: 1 – liiv; 2 – savi; 3 – saviliiv.

Figure 14. Orientation of the esker-kames and position of single hummocks on the right bank of the Hargla River valley. 1 – hummock (number indicates the relative height); 2 – esker-kames. On the geological cross-section A–B: 1 – sand; 2 – clay; 3 – loam.

16. RÕUGE ÜRGORG JA ÖÖBIKUORG

RÕUGE ANCIENT VALLEY AND ÖÖBIKUORG VALLEY

Loode-kagusuunaline Rõuge ürgorg paikneb Haanja kõrgustiku loodenõlval. Algselt kvaternaarieelse tekkega orusüvend on sügavalt (kuni 60 m a.m.p.) lõikunud keskdevoni Gauja ja Amata lademe liivakividesse ning oru keskosas ka ülemdevoni Pļaviņase lademe karbonaatkivimitesse (Järvet, 1973, käsikirjaline diplomitöö). Kuigi suuremas osas on orund täitunud 170–180 m paksuste pleistotseeni setenditega (Каяк, 1963), ulatub tänapäevases reljeefis umbes 10 km pikkuse ürgoru keskosas, Kahrila ja Tõugjärve kohal, oru suhteline sügavus kuni 65 meetrini (keskmiselt 25–30 m; Tennen, 1958, käsikirjaline diplomitöö). Hilispleistotseenis toimus Rõuge ürgoru kaudu Haanja kõrgustikul paiknenud irdjääpangaste sulamisvete mahavoolamine Võru-Hargla madaliku suunas (Kalm, 1993). Irdjääpangaste sulamisega on tõenäoliselt seotud ka seitsme orus paikneva järvenõo kujunemine. Nende hulgas on ka Eesti sügavaim — Rõuge Suurjärv —, mille sügavus on 38 m (Mäemets, 1977).



Joonis 15. Järvede asend Rõuge orus ja Pļaviņase lademe paljand Ööbikuorus (Bölau, 1944). 1 – Rõuge org skeemil; 2 – massiivne kavernoosne dolomiit; 3 – õhukesekihiline dolomiit; 4 – õhukesekihiline savikas dolomiit; 5 – õhukesekihiline domeriit savi vahekihtidega.

Figure 15. Location of lakes in the Rõuge valley and section of the Pļaviņas Stage in Ööbikuorg valley (Bölau, 1944). 1 – Rõuge valley in sketch-map; 2 – massive dolomite with caverns; 3 – thin-bedded dolomite; 4 – thin-bedded argillaceous dolomite; 5 – thin-bedded domerite with clay intercalations.

Rõuge oru veerudesse on holotseeni vältel kujunenud mitmeid külgorge. Neist huviväärseimas, Liin- ja Suurjärve vahel peaoru idaveeru lõikunud Ööbikuorus, paljanduvad kollakaspruuni moreenkatte all 2–2,5 m ulatuses ülemdevoni Pļaviņase lademe dolomiidid ja domeriidid. Bölau (1944) andmetel paljandus oru nõlval 3 m paksuselt kavernooset fossii-

liderikast dolomiiti (Pskovi kihid) ja selle all kuni 3,8 m savikat dolomiiti ja domeriiti (Snetnaja Gora kihid; joonis 15). Lamavaid keskdevoni liivakive võib näha Kahrila järve kirdekaldal lähedal Hinni (Enni) orus, kus paljandub Gauja lade (Böläu, 1944; Lõökene, 1963).

Ööbikuoru suudmest kagu pool peaoru kirdeveerul on läbi karbonaatkivimite imbunud põhjavee avanemisel tekkinud kuni 6 m paksused allikalubja lasundid, mis avalduvad reljeefis omapäraste pseudoterrassidena (Lõökene, 1963).

Ööbikuoru ja Liinjärve vahelisel neemikul on Rõuge linnamägi ja selle juurde kuulunud asulakoht, mis olid kasutusel keskmisel ja nooremal rauajal (Jaanits jt., 1982). 850 m² õuepinnaga linnuse alal pärineb leiumaterjal peamiselt VIII–XI sajandist. Linnus on vahetult idas asuvast u. 7000 m² pindalaga asulakohast eraldatud kraavi ja kuni 3 m kõrguse valliga. Asula rajati tõenäoliselt mõni sajand enne linnust, millega ta moodustas hiljem ühtse süsteemi (Jaanits jt., 1982).

Kalle Kirsimäe ja Leho Ainsaar

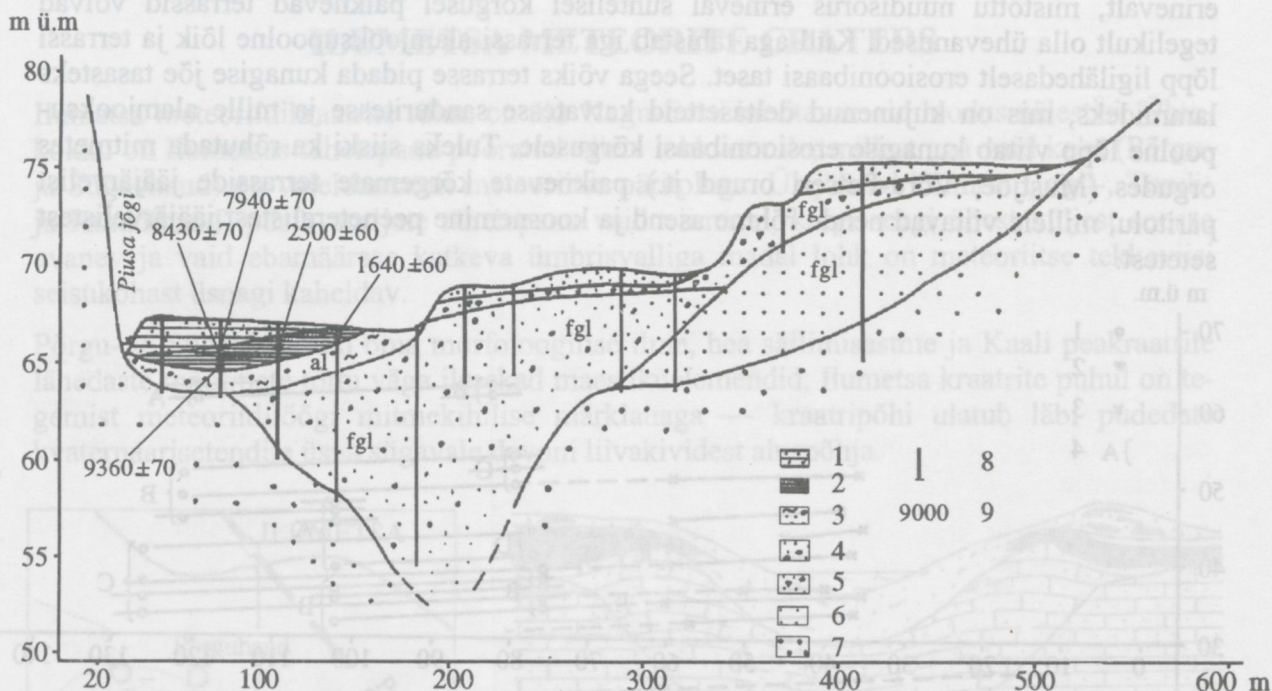
17. KAGU-EESTI JÕEORUD

RIVER VALLEYS IN SOUTH-EAST ESTONIA

Valdavalt kuuluvad Kagu-Eesti jõed Peipsi järve valglasse. Geoloogilis-geomorfoloogilised ning arenguloolised tingimused jõgedevõrgu kujunemiseks on siin olnud märgatavalt erinevad teiste piirkondade omadest. Nii jaotub nende jõgede nõgusa kujuga pikiprofiilil lang väga korrapäraselt. Anomaalse languga lõigud on iseloomulikud jõgede kesk- ja ülemjooksudele, kus jõed laskuvad aluspõhjalise tuumaga kõrgendikelt. Suurema voolukiirusega nendel lõikudel kaasneb ka jõgede sügavam sisselõikumine ning näiteks ka aluspõhjalise devoni liivakivi paljandumine oruveerudel ning sängis (näiteks Härma müür Piusa kaldal). Vaadeldavate jõgede alamjookse iseloomustab järjest vähenev langus, näiteks langeb Piusa jõe alamjooksule (umbes 46% jõe pikkusest) Tiiu Libliku (1964) andmeil vaid 13% jõe üldisest langust.

Kagu-Eesti jõed jälgivad valdavalt vanu aluspõhjalisi orge (joonis 16), mille paiknemist ja orientatsiooni seostatakse tektoonilise lõhelisusega (Мийдел, 1966). Viimase kinnituseks võiksid olla ka orgude väga järsud suunamuutused.

Kagu-Eesti orud on teiste Eesti jõeorgudega võrreldes tunduvalt sügavamad. Ahjal ja Võhandul küünib nende sügavus 20–30 m-ni ja Piusal 40 m-ni, Petseri ümbruses isegi 50–60 m-ni. Kvaternaarisetetes või aluspõhja lõikunud orud lõpevad Peipsi järvenõo piiril ning suudmealal levivatel sootasandikel voolavad jõed vaid sängis. Sügavate orgude kujunemise eelduseks on olnud ühelt poolt orograafilised tingimused: nii on Piusa jõe langus 215 m, Võhandul umbes 40 m (koos Pühajõega ligi 100 m), Ahjal umbes 80 m (Loopmann, 1978), teisalt ka litoloogilised tingimused (suhteliselt kergesti erodeeritav devoni liivakivi aluspõhjas). Erineva laiusega kuhjelamm vaadeldavates orgudes on tavaliselt 1–2 m kõrge ning kogu läbilõike ulatuses moodustunud peeneteralistest alluviaalsetetest.



Joonis 16. Geoloogiline läbilõige Piusa orust Härmä lähedal. 1 – lammisetted; 2 – soodisetted; 3 – sängisetted; 4 – glatsiofluviaalne kruus; 5 – glatsiofluviaalne munakaline kruus; 6 – glatsiolimniline liiv; 7 – devoni sette kivimid; 8 – puurauk; 9 – ^{14}C vanus.

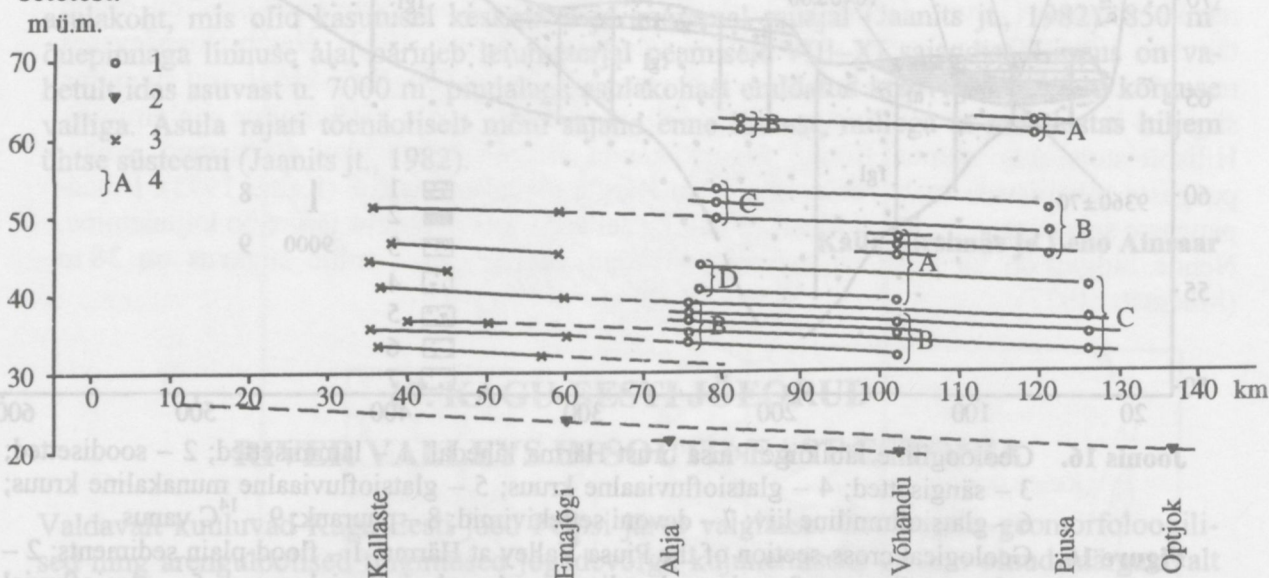
Figure 16. Geological cross-section of the Piusa Valley at Härmä. 1 – flood-plain sediments; 2 – oxbow sediments; 3 – channel sediments; 4 – glaciofluvial gravel; 5 – glaciofluvial gravel with pebbles; 6 – glaciolacustrine sand; 7 – Devonian sedimentary rocks; 8 – borehole; 9 – ^{14}C dates.

Geomorfoloogiliselt ja ka arengulooliselt on väga huvipakkuvaks Kagu-Eesti orgudes leiduvad terrassid. Need on peaaegu rõhtsad (väikese kaldega sāngi ja jõe alamjooksu suunas) tasased pinnad. Ilmselt on algselt laiaulatuslikest pindadest jõe kulutava tegevuse tagajärjel säilinud lühikesed (Ahja ja Võhandu orus 10–400 m, Piusa orus 200–600 m) kitsad segmendid. Üldiselt lähtutakse sellest, et terrass on kunagine oru põhi või lamm, terrassi alamjooksupoolne lõpp aga tähistab jõe suuet terrassi kujunemise ajal. Terrasside kujunemise eelduseks on olnud piisav kõrguste vahe jõe lähte ja suudme vahel, küllaldane kergesti erodeeritava materjali olemasolu ning järjest alanev erosioonibaas, millest tuleneb, et kõrgemad terrassid on vanemad.

Valdavalt koosnevad terrassid suhteliselt peeneteralisest glatsiofluviaalsest või jääjärvelisest liivast ja kruusast. Alluuviumi puudumine terrassidel viitab sellele, et geneetiliselt on Kagu-Eesti terrassid erosioonilised. Võib oletada, et liustiku taandumise järel jääsulavee poolt orgudesse kantud ning orgude kohal eksisteerinud jääjärvedes settinud settesse erodeerisid suhteliselt väikesed vooluveekogud oma sāngid. Vooluvee poolt ärakantud materjal settis järk-järgult erosioonibaasiks olnud veekogus deltana. Erosioonibaasi alanemine kutsus esile jõe suudme taandumise, põhjaerosiooni intensiivistumise ning sāngi järjest sügavama lõikumise āsjakuhjunud settesse. Nende jõgede lammide jäänukid aga ongi terrassid tänapäeva orgudes.

On vähetõenäoline, et stabiilsema erosioonibaasi tingimustes jõudis jõe ühtlaselt sisse lõikuda ning moodustada kindlal suhtelisel kõrgusel asetseva lammi kogu oru pikkuses.

Ilmselt toimus erosioonibaasi alanemisega intensiivistunud erosioon jõe eri lõikudel erinevalt, mistõttu nüüdisorus erineval suhtelisel kõrgusel paiknevad terrassid võivad tegelikult olla ühevanused. Küll aga tähistab iga terrassi alamjooksupoolne lõik ja terrassi lõpp ligilähedaselt erosioonibaasi taset. Seega võiks terrasse pidada kunagise jõe tasasteks lammideks, mis on kujunenud deltasetteid katvatesse sanduritesse ja mille alamjooksupoolne lõpp viitab kunagise erosioonibaasi kõrgusele. Tuleks siiski ka rõhutada mitmetes orgudes (Mustjõe, Võru-Petseri orund jt.) paiknevate kõrgemate terrasside jääjärvelist päritolu, millele viitavad nende rõhtne asend ja koosnemine peeneteralistest jääjärvelistest setetest.



Joonis 17. Peipsi nõo vanade rannamoodustiste ja jõterrasside spekter. 1 – jõterrassid; 2 – hilisjääaegse oru põhi; 3 – vanade rannamoodustiste kõrgus (Либлик, 1969); 4 – terrassikimbud.

Figure 17. Spectrum of ancient shorelines of Lake Peipsi and of river terraces. 1 – river terraces; 2 – bottom of late-glacial river-valley; 3 – altitude of ancient shorelines (Либлик, 1969); 4 – terrace groups.

Kagu-Eesti oruterrasside otseste dateerimisvõimaluste puudumise tõttu on selleks kasutatud kaudseid meetodeid (Hang, 1993, käsikirjaline magistritöö). Seostades terrasside kujunemist jääserva seisakutega võib oletada, et terrasside kujunemine Kagu-Eesti orgudes toimus suhteliselt lühikese (250–300 a.) aja jooksul liustiku taandumise Otepää ja Pandivere staadiumi vahel ning need olid lõplikult välja kujunenud juba umbes 12 500 aastat tagasi. (Hang, 1993, käsikirjaline magistritöö). Huvipakkuv on ka erinevates orgudes paiknevate terrasside suhtelise vanuse küsimus. Sarnasel kõrgusel paiknevaid terrasse on peetud ühevanuseliseks. Joonisel 17 toodud korrelatsioonidiagrammil aga paiknevad samavanused terrassid eri orgudes erinevatel kõrgustel, mis on seletatav erineva hilis- ja pärastjääaegse maastõusuga.

Ekskursioonil tutvutakse Piusa jõe oru terrassidega.

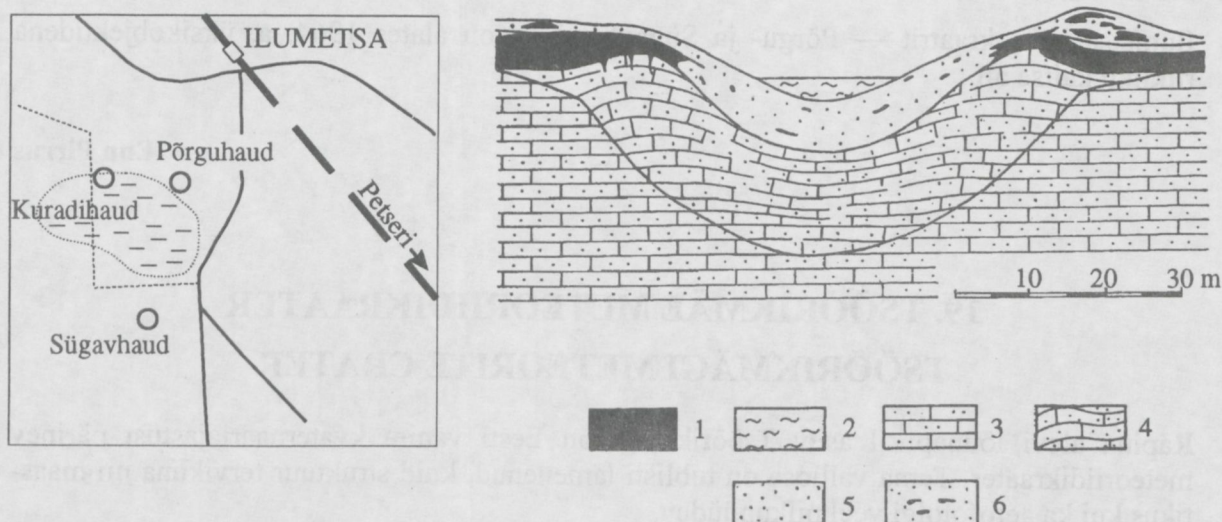
Tiit Hang

18. ILUMETSA METEORIIDIKRAATRID

ILUMETSA METEORITE CRATERS

Ilumetsa meteoriidikraatrite rühm on üks Kagu-Eesti huvitavamaid loodusmälestisi. Ühtekokku on Ilumetsas tähelepanu pööratud viiele lohkvormile, millest aga vaid kaks (Põrgu- ja Sügavhaud) on vaieldamatult meteoriitse päritoluga. Ülejäänud kolmest (Ingli-, Tondi- ja Kuradihaud) püsib uurijate tähelepanu vaid viimasel, kuigi seegi ühest küljest soosse avanev ja vaid ebamäärase katkeva ümbrisvalliga madal lohk on meteoriitse tekkeviisi seisukohast üsnagi kaheldav.

Põrgu- ja Sügavhaud on oma morfoloogilise ilme, hea säilimisastme ja Kaali peakraatrite lähedaste mõõtmete tõttu väga ilmekad maastikuelemendid. Ilumetsa kraatrite puhul on tegemist meteoriidilöögi mitmekihilise märklauaga — kraatripõhi ulatub läbi pudedate kvaternaarisetendite üsna sügavale devoni liivakividest aluspõhja.



Joonis 18. Ilumetsa kraatrite asend ja Põrguhaud kraatri läbilõige (A. Aaloe järgi; Raukas, 1988). 1 – moreen; 2 – turvas ja sapropeel; 3 – devoni liivakivi; 4 – purustatud liivakivi; 5 – glatsiofluviaalne liiv; 6 – sama moreeni läätседega.

Figure 18. Location of Ilumetsa craters and cross-section of Põrguhaud crater (after A. Aaloe, from Raukas, 1988). 1 – till; 2 – peat and sapropel; 3 – Devonian sandstone; 4 – disturbed sandstone; 5 – glaciofluvial sand; 6 – the same with till lenses.

Suurima kraatri — Põrguhaud läbimõõt valliharjalt on 75–80 m ja sügavus 12,5 m (joonis 18). Kraatripõhi on täitunud 2,5 m paksuselt turbaga, millest tehtud palünoloogilised ja radiosüsinikanalüüsid (Liiva jt., 1979) andsid kraatri vanuseks ligikaudu 6000 aastat. Kraatripõhja all on devoni liivakivid mõjustatud löögist umbes 30 m ulatuses. Valli tuumal osas on aluspõhjakihi kergitatud laugeks kurruks. Kõikjal on rohkesti lõhesid, osadesse neist on surutud moreen. Kraatripõhja täiteks on 10 m paksuselt liivakivi ja põhimoreeni läbisegatud mass, allotigeeenne bretša. Kraatrinõlvadel on moreen muljutud kohati keerukateks rebendvormideks (Aaloe, 1979).

Sügavhaia läbimõõt on väiksem — umbes 50 m — ja kraatri sügavus 4,5 m. Kraatri põhja täidab suures osas sisseuhutud vallimaterjal, turbapinnast moodustunud ei ole. Aluspõhjakiivimite purustusvööndi paksust hinnatakse 20 meetrile (Aaloe, 1979).

Mõlemal kraatril on valliosa kõrgem idaküljel, mis lubab oletatada meteoriidi langemist läänest — väikekraatritele on iseloomulik aine suurem väljapaiskumine trajektoori pikenduse suunal.

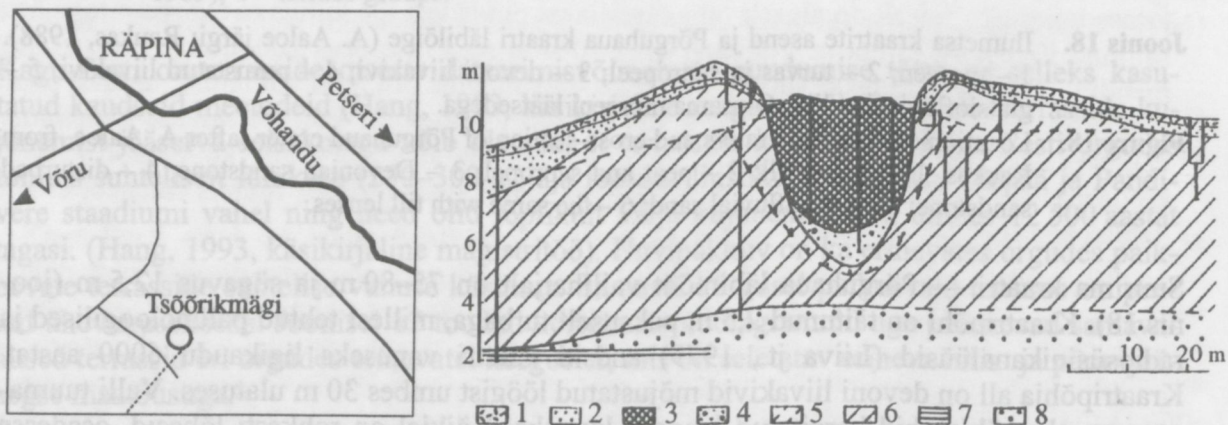
Ilumetsa kraatrid avastati 1938. a. geoloogilise kaardistamistö käigus. Kohe Artur Luha juhtimisel alustatud uuringud katkestas alanud sõda. Kraatrite uurimist asus 1956. a. jätkama Ago Aaloe, kes selgitas kraatrite ehituse põhijooned, tõestas lõplikult nende meteoriitse päritolu ja arendas edasi väikekraatrite kujunemisteooriat (Aaloe, 1961; Аалое, 1960; 1963). Just Ilumetsa kraatrite andmestikule tuginevalt eraldas ta iseseisva kraatri tüübi: löögi-plahvatuskraatri, mille plahvatusenergia ei koondunud veel trajektoori lõpp-punkti, vaid jaotus silindrilisse mõjutusvööndisse kogu meteoriidikeha teekonnal märklauakivimis.

Ilumetsa kaks kraatrit — Põrgu- ja Sügavhaud — on alates 1964. a. üksikobjektidena riikliku kaitse all.

Enn Pirrus

19. TSÕÕRIKMÄE METEORIIDIKRAATER TSÕÕRIKMÄGI METEORITE CRATER

Räpina alevi lõunapiiril asuv Tsõõrikmägi on Eesti vanim kvaternaariajastust pärinev meteoriidikraater. Tema valliosa on tublisti lamenenud, kuid struktuur tervikuna nii maastikus kui ka aerofotolgi veel pilkupüüdev.



Joonis 19. Tsõõrikmäe asend ja geoloogiline läbilõige (Pirrus ja Tiirmaa, 1984). 1 – muld; 2 – liiv; 3 – turvas; 4 – aleuriitne süvenditäide; 5 – moreeniga sarnanev vallipuistang; 6 – moreen; 7 – devoni savi; 8 – devoni liivakivi.

Figure 19. Location and geological cross-section of Tsõõrikmägi (Pirrus ja Tiirmaa, 1984). 1 – soil; 2 – sand; 3 – peat; 4 – silty filling of depression; 5 – till-like crater-wall sediments; 6 – till; 7 – Devonian clay; 8 – Devonian sandstone.

Turbalasundi paksus kraatri kesksüvendis on 4,5 m ja ta hakkas siin kujunema 9500–10 000 aastat tagasi — seega üsna varsti pärast jääkatte kadumist Kagu-Eestist. Kraatri vanus on määratud nii palünoloogilise kui ka radiosüsiniku meetodiga. Kraatri läbimõõt valliharjal on 38–40 m, sügavus valli kõrgeimast punktist mineraaltäitelise põhjani 5,5 m. Kraater paikneb tervikuna 5,5–6 m paksuses punakaspruuni põhimoreeni kihis, ulatumata devoni liivakividest aluspõhjani (joonis 19). Kraatri läänepiiridel katab moreeni õhuke (0,5 m) jääjärveliste viirsavide kiht, mille tekstuur on vallile lähenedes keerukatesse kurdudesse muljutud ja osaliselt moreenist pärineva puistangumaterjaliga kaetud. Kogu kraatripiirkonda katab 0,3–1,2 m paksune hilisema peenliiva kiht, mis on tõlgendatav jääjärveliselt liivaalalt ümberpaigutunud eoolse settena.

Meteoriidiainet kraatri piirkonnast leitud ei ole, aga siiski viitab kogu geoloogiline andmestik üheselt kraatri meteoriitsele tekkele.

Esimesed uuringud ja kaevamised ning ka puurimised kraatri lääneosas tegi Ago Aaloe seitsmekümnendatel aastatel. Saadud andmestik süvendas algset meteoriidikahtlust (Aaloe, 1984). 1981.–1984. a. uurisid kraatrit Enn Pirrus ja Reet Tiirmaa (1984; Пиррус, Тийрмаа, 1985), kaevates lahti kraatri idalõike, määraes kraatri vanuse, kaardistades tema morfoloogia ja otsides meteoriidiainet nii kraatrielementidest kui lähikonnast. Nende tööde jätkuna kaevas Ülo Kestlane 1984–1985 edasi Ago Aaloe poolt alustatud läänenõlva kaevandit ning avastas ja kirjeldas siin katva viirsavilasundi iseloomuliku plahvatusdeformatsiooni, mis lõplikult hajutas veel püsinud kahtlused struktuuri geneesi tõlgendamisel.

Tsõõrikmäe kraatri eripäraks on tema tervikuline kujunemine ühtlaseilmelises Lõuna-Eesti liivsavimoreenis, mis võimaldab hästi registreerida struktuuri eripära sellises märklaua setendis. Suhteliselt hästisäilinuna on Tsõõrikmäelt pärinev geoloogiline andmestik kasutatav ka meteoriitsete väikekraatrite diagnostika edasisel täiustamisel ja suure vanuse tõttu ka kraatrite hääbumisprotsessi jälgimisel. Huvitava erijoonena tuleb Tsõõrikmäe puhul märkida, et õhku paisatud moreenmaterjal langes vallipuistangusse tagasi täiesti sorteerimata kujul, mistõttu teda on almoreenist peaaegu võimatu eristada. Küll puudub puistanguosas aga peaaegu täielikult karbonaatkivimitest veerismaterjal — ilmselt lagundas plahvatusenergia selle mehhanotermiliselt. Niisugust nähtust pole meteoriidikraatrite puhul varem täheldatud.

Enn Pirrus

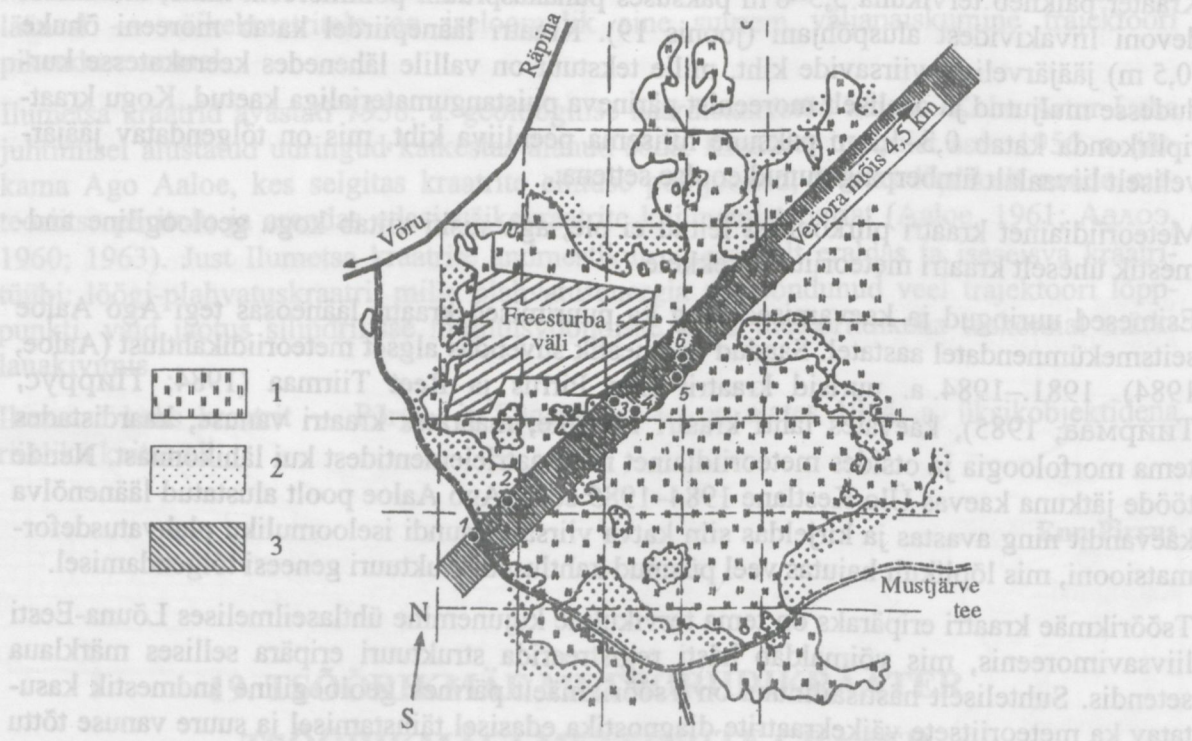
20. MEENIKUNNO RABA

MEENIKUNNO BOG

Meenikunno raba asub Kagu-Eesti lauskmaal ning selle aluspõhja moodustavad keskdevoni Gauja lademe kirjuvärvilised peeneteralised liivakivid ja aleuroliidid, millel lasuvad viimase jäätumise moreenid ja glatsiofluviaalsed-glatsiolimnilised liivad ning aleuriidid.

Meenikunno soostumine algas 5000–6000 aastat tagasi maapinnalähedase põhjavee taseme tõusu tõttu. 3500 aasta eest ujutati juba rabastumise faasi jõudnud turbalasund uuesti üle ning taastus madalsooline režiim, mis hiljem kasvas üle ka tänapäeval kestvaks rabastumiseks (Kink ja Metslang, 1992). Turbalasundi kogupaksus on Meenikunnos Mall Orru ja Mare Veldre (1992) andmetel 5–6 m.

Meenikunno raba maastikuline ilme on liigestatud rohkearvuliste järsunõlvaliste rabasaartega, milledest suurem osa on seotud läbi rabamassiivi kulgeva oosmõhnastiku liivaseljandikega.



Joonis 20. Meenikunno raba (Heinsalu jt., 1992). 1 – raba; 2 – liiv; 3 – oletatav lõhevöönd aluspõhjas.

Figure 20. Meenikunno bog (Heinsalu jt., 1992). 1 – bog; 2 – sand; 3 – supposed fractured zone in bedrock.

Rabas esinevaks omapäraseks nähtuseks on rabasaarte vahetus läheduses paiknevad lehterjad, intensiivselt rabavett neelavad sulglohud (sügavus kuni 2,5 m, diameeter kuni 50 m). Esialgu seostati neid võimaliku raba aluspõhjas esineva plahvatusstruktuuriga, mille mattunud vallide asendit näisid markerivat plaanis ringikujuliselt paiknevad rabasaared. Siiski on tõenäoliselt tegemist kirde–edelasuunalisel tektoonilisel rikkevööndil paiknevate aluspõhjaliste sufosiooniliste tühemikega, mis põhjustavad vee neeldumise (joonis 20; Heinsalu jt., 1992).

Kalle Kirsimäe

21. RAADI LENNUVÄLI

RAADI AIRPORT

Raadi lennuväli ja seda teenindavad väeosad ning abiteenistused (tuumalõhkepeade ja pommilaod, kütuseladu, lokaatorjaamad, sideväeosad, juhtimiskeskus) paiknesid laiali Tartu linna vahetus läheduses linna enese, Luunja ja Tartu valla maadel.

Lennuvälja territoorium asub keskdevoni platool Aruküla lademe liivakivide avamusel, mis on kaetud kohati kuni 5 m paksuse moreenist pinnakattega. Ala lääne- ja lõunaosas on liivakividesse lõikunud Raadi-Ropka ja Raadi-Maarjamõisa vagumused, mis on täitunud glatsiaalsete ja glatsiofluviaalsete setetega. Lennuvälja territoorium asub täielikult või osaliselt viie veekogu — Vahi peakraavi (lennuvälja loodeosa), Murisoo peakraavi (põhja- ja kirdeosa), Kitseoja (idaosa), Jaamamõisa oja (lõunaosa) ja Raadi järve (kesk- ja lääneosa) — vesikonna piirides. Osaliselt juhiti lennuvälja sade- ja reovett ka linna kanalisatsioonini.

Raadi lennuvälja reostus on olnud pikaajaline (üle 45 aasta) ja levib suurel maa-alal (reostuse jäljed on jälgitavad ligikaudu 800 ha-l). Keskkonnakaitse asutuste arhiivides on alates 1968. aastast fikseeritud kütuseavariisid, mille tagajärjed on ulatunud väljapoole endist kinnist territooriumi. Süstemaatiliste keskkonnaseisundi uuringutega Raadil saadi alustada alles 1992. aastal, kui algas N. Liidu sõjaväe 1993. aastani kestnud lahkumine.

Lennuväljal on endiste autobaaside, kütusehoidlate ning ruleerimisradade territooriumide ja nende ümbruse pinnas reostatud tugevasti naftaproduktidega. Silmaga nähtavad naftareostuse jäljed levivad enam kui 12 ha-l, naftaproduktide sisaldus pinnases on üle 5000 mg/kg ning tõestatud reostus ulatub sügavamale kui 3 meetrit. Veeproovide analüüsides võib järeldada, et reostus on pinnaveega levinud ka ümberkaudsetele aladele.

Raketibaasi ja raketikütuse hoidla territooriumil on pinnas reostunud samiiniga (kuni 3590 mg/kg). Kogu Raadi järve vesikond on tugevasti reostatud lämmastikühenditega, mida kasutati lennuradadel lume ja jää sulatamiseks. Lennuvälja edelaosa, tugevasti naftaproduktidega reostunud autobaasi ja bensiinjaama territoorium, jääb Meltsiveski veehaarde sanitaartsooni ning võib ohustada Tartu linna joogivett.

Ene Kõnd ja Urmas Uri

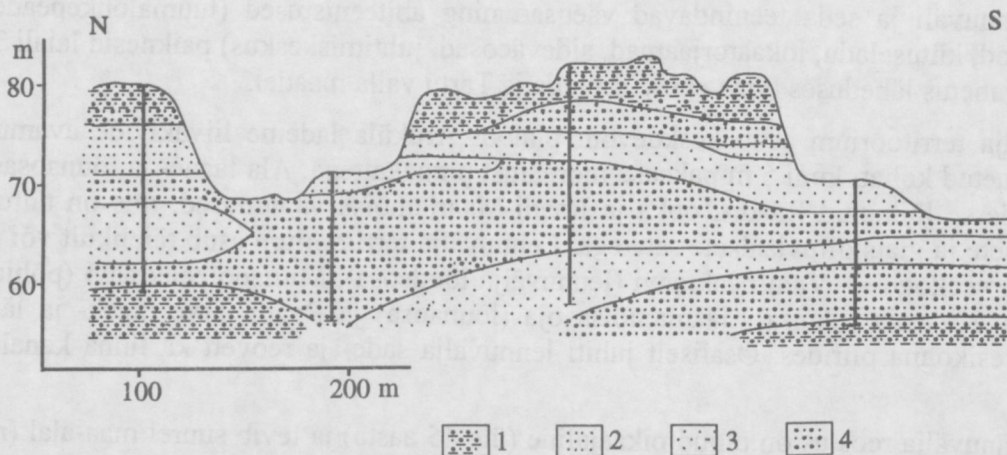
22. INGLIMÄE MÖHN JA KRUUSAKARJÄÄR

INGLIMÄE KAME AND GRAVEL PIT

Inglimäe möhn paikneb Saadjärve voorestiku distaalsel serval ning kuulub jääserva retseerumisel voorestikku mahajäänud irdjääpangaste sulamisel tekkinud väikeste möhnastike ja üksikute möhnade hulka (Payкас и др., 1971).

Mõhna suhteline kõrgus ümbritsevast reljeefist on 10–15 m (absoluutsed kõrgused ulatuvad selles piirkonnas 78–84 meetrini). Plaanis on möhn nõrgalt kirde-edela suunal välja venitatud kujuga. Edelasse kulgeb ka vahetult möhna servalt algav mattunud ürgorg, mis

kiiresti süvenedes hargneb enne Tartut kaheks, moodustades Raadi-Maarjamõisa ja Raadi-Jaama vagumuse (Лийвранд, Саарсе, 1983). Samas mattunud ürgorus on Inglise mõni kilomeeter edelas Kõrveküla allohtoonsete organogeensete setete leiukoht, mis Elsbet Liivranna (1991) järgi on dateeritud keskpleistotseeni Karuküla (Holsteini) jäävaheaja vanuseliseks.



Joonis 21. Inglise mõhna ja kruusakarjääri läbilõige (Rooma, 1994, käsikirjaline aruanne). 1 – moreen; 2 – peenliiv; 3 – keskmine ja jäme liiv; 4 – kruus.

Figure 21. Cross-section of Inglise kame and gravel pit (Rooma, 1994, unpublished report). 1 – till; 2 – fine sand; 3 – medium and coarse sand; 4 – gravel.

Mõhna moodustavad 16–23 m paksused glatsiofluviaalsed liivad ja kruusliivad on kaetud massiivse pideva 2–5 m paksuse punakaspruuni ülempleistotseeni Võrtsjärve alamkihistu saviliivmoreeni kihiga (joonis 21). Mõhnale rajatud karjääri seinas võib katva moreeni ja kruusliivade kontaktil täheldada survele dislokatsioone. Glatsiofluviaalsete setete all lamab puurimisandmetel (Rooma, 1994, käsikirjaline aruanne) omakorda tihe, halli värvusega liivsavimoreen.

Kalle Kirsimäe

23. EMAJÕE KALDAKINDLUSTUSED PALUPÕHJA KÜLAS EMAJÕGI RIVERBANK CONSOLIDATION AT PALUPÕHJA VILLAGE

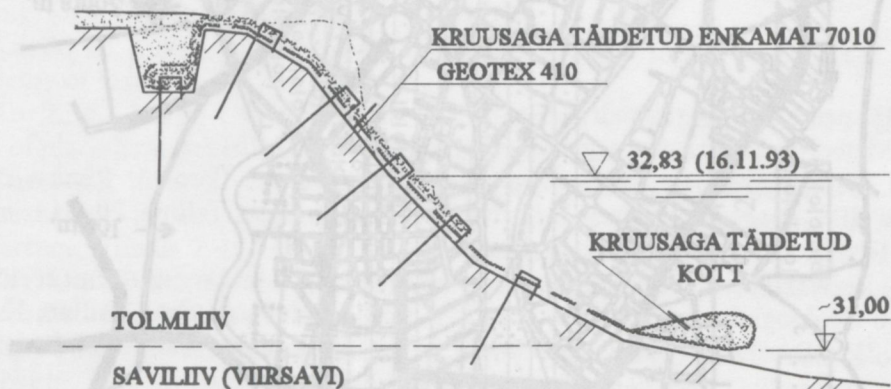
Suur-Emajõe kallastpurustav tegevus pani Palupõhja küla elanikke muretsema oma eluasemete saatus pärast. Kohalike elanike ütluste põhjal on viimase 30–40 aastaga Emajõe säng nihkunud Palupõhja küla piirkonnas umbes 10–15 m põhja poole. Selgitamaks toimivate protsesside olemust, küla ohustatuse astet ja võimalikke kaitseabinõusid Emajõe kallastpurustava tegevuse vastu, 1993. aasta hilissügisel korraldati geoloogilised ja hüdroloogilised uurimistööd.

Selgus, et Palupõhja küla kohal moodustavad Emajõe vasaku kalda tolmlüiv (keskmine terasuurus $d_{50} < 0,1 \text{ mm}$) ja savilüiv (viirsavi). Ülemine tolmlüiva kiht ulatub maapinnast 4,25 kuni 4,90 m sügavusele. Kalda moodustavad pinnased on suhteliselt nõrga kandevõimega: tolmlüiva ülemises osas oli kompressioonimoodul (E) 7,0 kPa ja alumises osas $E = 11,0 \text{ kPa}$, savilüival $E = 17,0 \text{ kPa}$.

Palupõhja küla kohal on jõe voolukiirused vahemikus 0,22 kuni 0,8 m/s, mis ületab tolmlüivade püsivuse seisukohalt kriitilise voolukiiruse ($V \approx 0,2 \text{ m/s}$). Kalda ääres esines ka keeristest tingitud vastassuunalist veevoolu. Eeltoodu põhjal võis järeldada, et Palupõhja küla kohal toimub Emajõe sängi kujunemise looduslik protsess, mis on viimastel aastakümnetel oluliselt kiirenenud mootorpaatide ja laevade liikluse tõttu.

Probleemi lahendamiseks kaaluti kahte varianti: (1) jõe voolukiiruse vähendamine ja vee liikluse juhtimine Palupõhja külast mööda Emajõe uue sängi kaevamise teel; (2) enamohustatud kaldariba kindlustamine. Majanduslikel ja keskkonnakaitselistel kaalutlustel jäeti esimene variant esialgu kõrvale, seda enam, et see ei välistanud kalda korrastamise ja kindlustamise vajadust Palupõhja küla kohal.

Erinevate kalda kindlustamise variantide võrdlemisel osutus konkreetsetes tingimustes kõige lihtsamini teostatavaks ja majanduslikult sobivaimaks nõlva katmine geosünteesiliste materjalidega (joonis 22). Idee selleks lähtub AZKO Industrial Systems by (Holland) pakutud veekogude kallaste stabiliseerimise meetodist. Vastavalt pakutud lahendusele tegi kaldakindlustustööd AS Kobras juulis-septembris 1994. aastal. Kokku kindlustati kallas 280 m pikkusel lõigul.



Joonis 22. Emajõe kaldakindlustus Palupõhjas.

Figure 22. Emajõgi riverbank consolidation at Palupõhja

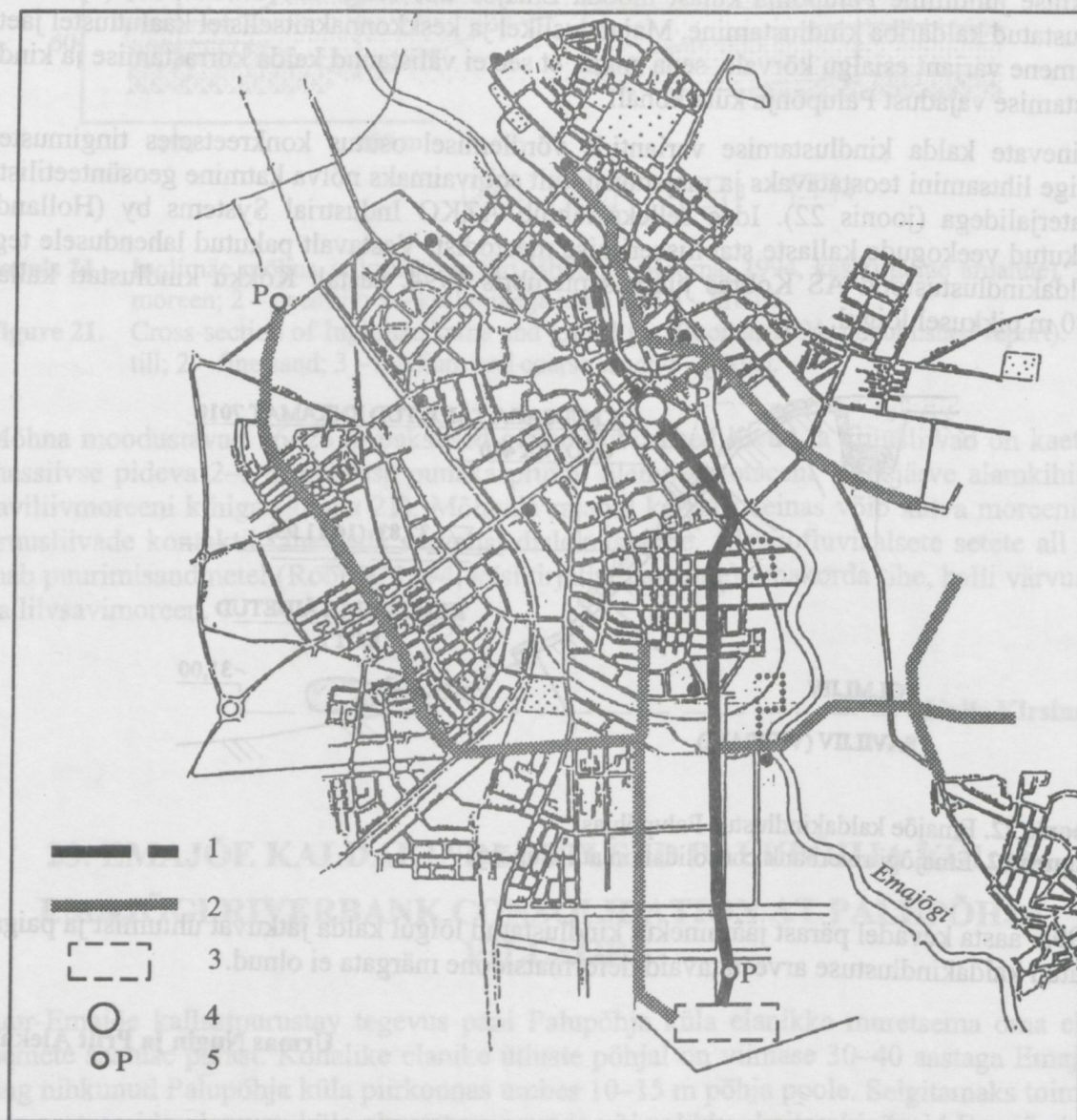
1995. aasta kevadel pärast jääminekut kindlustatud lõigul kalda jätkuvat uhtumist ja paigaldatud kaldakindlustuse arvestatavaid deformatsioone märgata ei olnud.

Urmas Nugin ja Priit Alekand

24. TARTU TUNNELKOLLEKTOR

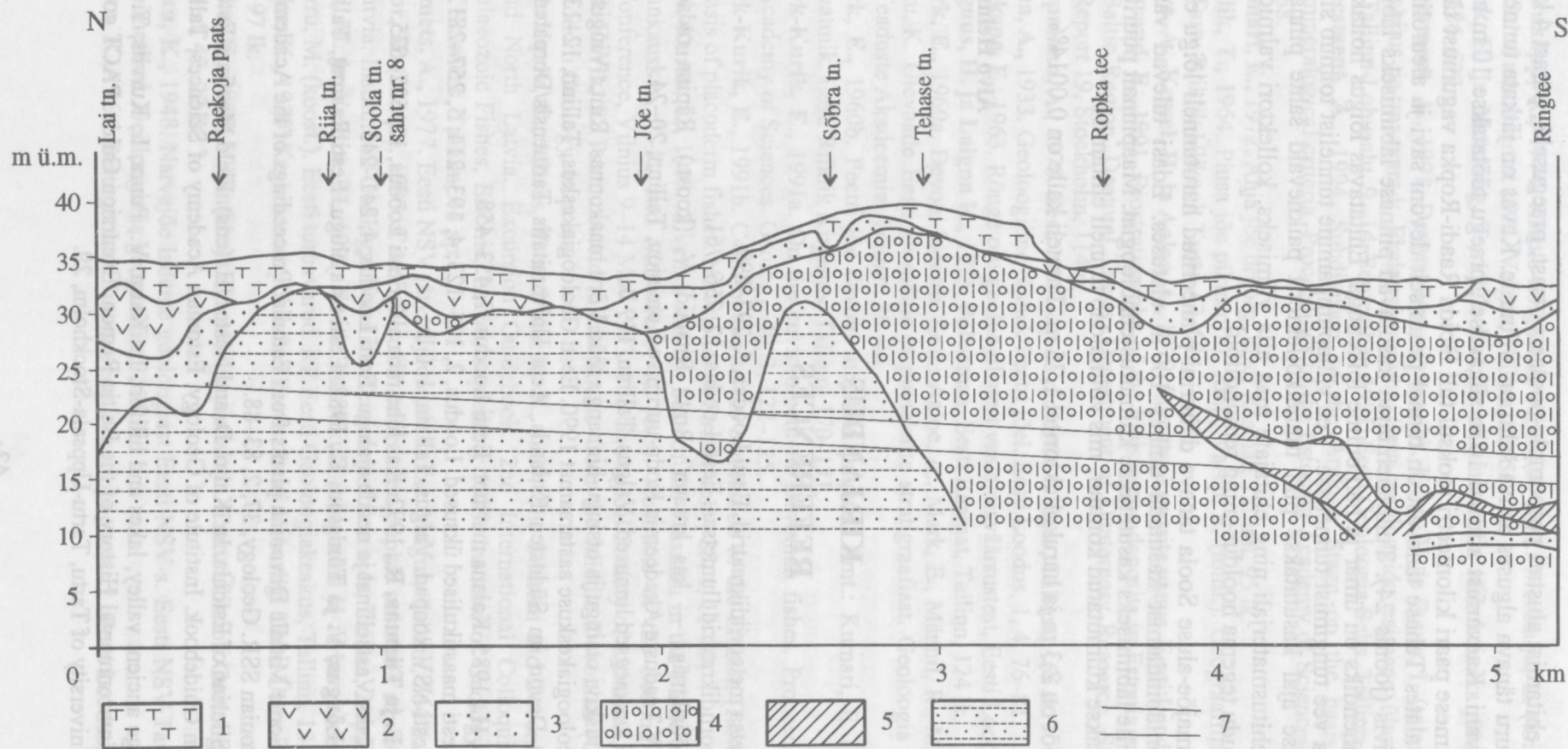
TARTU TUNNEL COLLECTOR

Tunnelkollektori rajamist Tartu linnas alustati 1982. aastal. Kollektori ülesanne on linna reovee kogumine ning juhtimine Ringtee ja Turu tänava nurgal asuvasse peapumpplasse, kust see pumbatakse linna piiril Tähe tänava lõpus paiknevasse puhastisse. Harukollektorid juhivad Turu tänava all kulgevasse peakollektorisse Annelinna ja Ihaste (Mõisavahe tänava ja Ihaste kollektor) ning Ülejõe (Soola tänava kollektor) linnaosa reovee. Loodepoolsete linnaosade veed juhitakse puhastisse lahtise kaevandamisega ehitatud Tähe tänava kollektori kaudu (joonis 23).



Joonis 23. Kollektorid Tartu linnas. 1 – peakollektor (valmis osa ja kavandatud lõik); 2 – teised kollektorid; 3 – puhastusseadmed; 4 – šaht nr. 8; 5 – pump.

Figure 23. Sewage collectors in Tartu town. 1 – main collector (finished part and projected section); 2 – other collectors; 3 – purifier; 4 – shaft No 8; 5 – pump.



Joonis 24. Tartu peakollektori trassi geoloogiline läbilõige. 1 – täitepinnas ja kultuurikiht; 2 – turvas ja muda; 3 – liiv, saviliiv ja kruus; 4 – moreen; 5 – savi; 6 – devoni liivakivi aleuriidi ja savi vahekihtidega; 7 – tunnel.

Figure 24. Geological cross-section across the line of main collector of Tartu. 1 – ground filling and cultural layer; 2 – peat and mud; 3 – sand, loam and gravel; 4 – till; 5 – clay; 6 – Devonian sandstone with siltstone and clay intercalations; 7 – tunnel.

Peakollektori tunneli ehitamist alustati peapumpla-poolsest otsast, praeguseks, pärast 4 km läbimist on jõutud Turu tänava alguses asuva šahti nr. 8 juurde. Kavas on jätkata tunnelit kuni Kroonuaia tänavani. Kaevamist alustati 16 m sügavusel, praegu töötatakse 10 m all-pool tänavakatet. Esimese paari kilomeetri jooksul tuli läbida Raadi-Ropka vagumust täitvat moreeni ja savi, alates Tehase tänavast on tunnel peamiselt devoni savi ja aleuoliidi vahekihtidega liivakivis (joonis 24). Tunneliehitajad kasutavad pinnase läbimiseks läbinduskilpi, mille töövahendiks on ümar ja hambuline lõikenuga. Ehitatavas lõigus hoitakse ülerõhku, et takistada vee tungimist tunnelisse. Vee väljapumpamine tunnelist toimub siiski ööpäevi. Ehitamise ajal kasutatakse piki tunnelkollektorit paiknevaid šahte pinnase väljavedamiseks ja ehitusmaterjali ning ehitajate maa alla viimiseks, kollektori valmides hakatakse šahtide kaudu tegema hooldus- ning remonditöid.

Šahtist nr. 8 kuni Emajõe-aluse Soola tänava düükrini planeeritud harutunneli lõigu ehitamisel saab kessoonlähendamist kasutada umbes 100 m ulatuses. Edasi tulevad vastu pehmed jõesed, mille läbimiseks kasutatakse külmutustehnoloogiat. Maapinnalt puuritud aukude kaudu tekitatakse külmutatud kontuur, mis võimaldab tunneli ehitamise.

Peakollektori läbimõõt on 2,3 m ja harukollektoritel 1,75 m. Tunneli kalle on 0,0014%.

Aivo Heinsoo

KIRJANDUS REFERENCES

- Aaloe, A.**, 1961. Ilumetsa meteoriidikraatrid. Eesti Loodus, 5, 297–299.
- Aaloe, A.**, 1979. Meteoriidikraatrid Ilumetsas. Eesti Loodus, 12, 756–761.
- Aaloe, A.**, 1984. Tsöörikmägi — kas kraater? Rmt.: Ritslaid, V. (koost.). Räpina radadel. Artikleid. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Kodu-uurimise Komisjon, Tallinn, 20–24.
- Aluve, K.**, 1993. Eesti keskaegsed linnused. Valgus, Tallinn, 119 lk.
- Brutus, A.**, 1991. Ehituskivi otsingu ja otsingu-hinnangu tööd Võru maakonnas. Rmt.: Vingisaar, P. (toim.). Eesti Geoloogiakeskuse aastaraamat 1990. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 12–13.
- Börlau, E.**, 1944. Das Devon im Südosten Estlands. Acta Universitatis Tartuensis/Dorpatensis, A 39, 1, 99 S.
- Einasto, R. ja Perens, H.**, 1985. Kalana marmor. Eesti Loodus, 7, 453–458.
- Granö, J. G.**, 1922. Eesti maastikulised üksused. Loodus, 2, 105–123; 4, 193–214; 5, 257–281.
- Heinsalu, Ü.**, 1987. Eesti NSV koopad. Valgus, Tallinn, 160 lk.
- Heinsalu, Ü., Pirrus, E. ja Tiirmaa, R.**, 1992. Kas lõhe raba all? Eesti Loodus, 12, 622–625.
- Hermann, U.**, 1968. Kaks Vastseliinat ja nende ajalugu. Eesti Loodus, 4, 241–243.
- Jaani, L., Laul, S., Lõugas, V. ja Tõnisson, E.**, 1982. Eesti esiajalugu. Eesti Raamat, Tallinn, 464 lk.
- Kalamees, K.**, 1988. Some Middle Devonian plants from Estonia. Proceedings of the Academy of Sciences of the Estonian SSR. Geology, 37, 2, 83–88.
- Kaljo, D.**, 1990. The Silurian of Estonia. In: Kaljo, D. and Nestor, H. (eds). Field Meeting, Estonia 1990. An Excursion Guidebook. Institute of Geology, Estonian Academy of Sciences, Tallinn, 21–26.
- Kalm, V.**, 1993. Rõuge ancient valley, lakes and hillfort. In: Kalm, V., Puura, I., Kurvits, T. and Meidla, T. (eds). Environmental History of the Baltic Region. Excursion Guide. PACT course in Estonia 1993. University of Tartu, Tartu-Uppsala-Stockholm, 29.

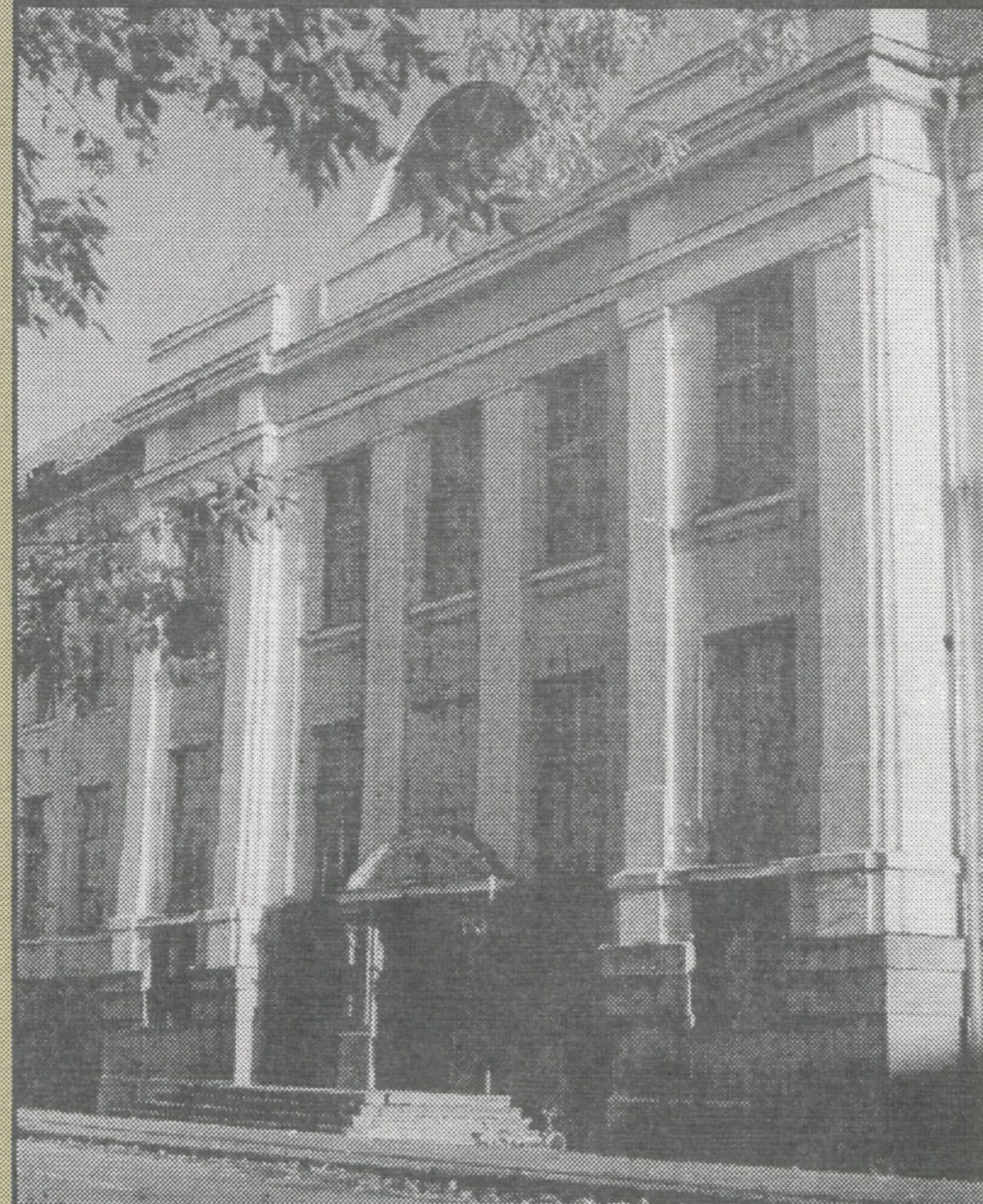
- Karukäpp, R.**, 1974. Karula kõrgustiku reljeefist. Rmt.: Merikalju, L. (toim.). Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1973. Valgus, Tallinn, 36–51.
- Kink, H. ja Metslang, T.**, 1992. Kas Meenikunno raba võib kuivaks jääda? Eesti Loodus, 12, 626–627.
- Kleesment, A.**, 1991. Devon. Rmt.: Puura, V., Kalm, V. ja Puura, I. (toim.). Eesti geoloogiline ehitus ja maavarad: Ekskursioonijuht. Eesti geoloogide esimene ülemaailmne kokkutulek, Tallinn-Lohusalu, 9.–14. September, 1991. Eesti Geoloogia Selts, Tallinn, 10–11.
- Kleesment, A.**, 1994. Subdivision of the Aruküla Stage on the basis of lithological and mineralogical criteria. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 43, 2, 57–68.
- Kumari, E.**, 1972. Ahja jõe ürgorg. Eesti Raamat, Tallinn, 95 lk.
- Liblik, T.**, 1964. Piusa jõe pikiprofiil. Rmt.: Varep, E. (toim.). Geograafiliste tööde kogumik II. Tartu Riiklik Ülikool, Tartu, 42–50.
- Liiva, A., Kessel, H. ja Aaloe, A.**, 1979. Ilumetsa kraatrite vanus. Eesti Loodus, 12, 762–764.
- Liivrand, E.**, 1991. Biostratigraphy of the Pleistocene deposits in Estonia and correlations in the Baltic Region. Doctoral Thesis. Department of Quaternary Research, Stockholm University, Report 19, Stockholm, 114 p.
- Loopmann, A.**, 1978. Eesti NSV jõgede nimestik. Valgus, Tallinn, 165 lk.
- Luha, A.**, 1933. Geoloogiline rännak Peetri jõel. Eesti Loodus, 1, 4, 76–81.
- Lõokene, E.**, 1963. Rõuge oru geoloogilistest vaatamisväärsustest. Eesti Loodus, 5, 286–289.
- Magnus, H. ja Laigna K.**, 1975. Põltsamaa. Eesti Raamat, Tallinn, 124 lk.
- Mark, E.**, 1960a. Devoni ladestu. Rmt.: Aaloe, A., Mark, E., Männil, R., Müürisepp, K. ja Orviku, K. Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast. Geoloogia Instituut, Eesti NSV Teaduste Akadeemia, Tallinn, 39–46.
- Mark, E.**, 1960b. Peetri jõe devoni lubjakivi paljand. Rmt.: Kumari, E. (toim.). Looduskaitse teatmik. Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 170–171.
- Mark-Kurik, E.**, 1991a. On the environment of Devonian fishes. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 40, 3, 122–125.
- Mark-Kurik, E.**, 1991b. Contribution to the correlation of the Emsian (Lower Devonian) on the basis of placoderm fishes. Newsletter in Stratigraphy, 25, 1, 11–23.
- Mark-Kurik, E.**, 1993. Givetian and the base of the Frasnian in the Baltic area. In: Grigelis, A., Jankauskas, T.-R. and Mertiniene, R. (eds). Abstracts of the Second Baltic Stratigraphic Conference, Vilnius 9–14 May 1993. The Geological Society of Lithuania, Vilnius, 57.
- Mark-Kurik, E.** Psammosteid microremains from the Middle Devonian (Givetian) of Estonia. Modern Geology. In press.
- Mark-Kurik, E., Märss, T. and Kuršs, V.**, 1989. The Silurian and Devonian of South Estonia and North Latvia. Excursion Guidebook. 2nd International Colloquium on the Middle Palaeozoic Fishes, Estonia, Latvia, September 1989. Institute of Geology, Estonian Academy of Sciences, Tallinn, 44 pp.
- Mäemets, A.**, 1977. Eesti NSV järved ja nende kaitse. Valgus, Tallinn, 264 lk.
- Nestor, H.** (comp.), 1993. Catalogue of Silurian stratigraphic units and stratotypes in Estonia and Latvia. Institute of Geology, Estonian Academy of Sciences, Tallinn, 23 pp.
- Orru, M. ja Veldre, M.** 1992. Soode maastikuline liigestus ja turba geneetilised tüübid. Rmt.: Orru, M. (koost.). Eesti turbavarud. RE Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 13–63.
- Orviku, K.**, 1930. Keskdevoni põhikihid Eestis. Eesti Vabariigi Tartu Ülikooli Toimetused, A 16, 5, 97 lk.
- Orviku, K.**, 1935. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Tartu Ülikooli Geoloogia-Instituudi Toimetused, 47, 22 lk.
- Orviku, K.**, 1948. Narvajõe lademe geoloogiast Eesti NSV-s. Eesti NSV Tartu Riikliku Ülikooli Toimetised. Geoloogia ja geograafia, 3, 81 lk.
- Orviku, K.**, 1960. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis 2. Eesti Loodus, 3, 139–150.

- Perens, H.**, 1992. Raikküla lademest ja tema liigestamisest avamuslal. RE Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised, 2, 1, 27–31.
- Pirrus, E. ja Tallinn, K.**, 1993. Savi — meie rikkus ja vaesus 2. Eesti Loodus, 3, 106–108.
- Pirrus, E. ja Tiirmaa, R.**, 1984. Tsöörismägi — ka meteoriidikraater? Eesti Loodus, 9, 566–571; 10, 638–642.
- Põlma, L. ja Kleesment, A.**, 1981. Siluri ja devoni kontaktist Tammikul (Jõgeva raj.). Rmt.: Pirrus, E. (toim.). Settekivimid ja tektoonika. Eesti Looduseuurijate Selts, Eesti NSV Teaduste Akadeemia, Tallinn, 94–112.
- Raukas, A.**, 1988. Eestimaa viimastel aastamiljonitel. Valgus, Tallinn, 280 lk.
- Rosenstein, E.**, 1940. Raikküla lade Tamsalu-Paide vahelisel alal. Eesti Loodus, 8, 2, 94–102.
- Schmidt, Fr.**, 1858. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, Serie 1, 2, 248 S.
- Tallinn, K., Räägel, V. ja Kurik, E.**, 1970. Joosu savileiukoht ja devoni kivistised. Eesti Loodus, 12, 739–741.
- Tamme, A.**, 1962. Piusa klaasiliivast. Eesti Loodus, 3, 167–170.
- Twenhofel, W. H.**, 1916. Expedition to the Baltic provinces of Russia and Scandinavia, 1914. Part 2. The Silurian and high Ordovician strata of Esthonia, Russia and their faunas. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College, 56, 4. Geological Series, 10. Shaler Memorial Series, 3, 289–340.
- Varep, E.**, 1965. Võhandu kallastel. Eesti Loodus, 1, 22–30.
- Õpik, A.**, 1935. *Amphipora ramosa* (Phil.) in the marine Devonian of Estonia. Annales Societatis Rebus Naturae Investigandis in Universitate Tartuensi Constitutae, 41, 3/4, 305–310.
- Аалоз А.**, 1960. Илуметсаские кратеры Эстонской ССР. Метеоритика, 18, 26–31.
- Аалоз А.**, 1963. Новые данные о строении Илуметсаских кратеров. В кн.: Аалоз А. (ред.). Метеоритика. Труды Института геологии АН ЭССР, 11, Tallinn, 35–43.
- Валюкявичюс Ю., Клеесмент А., Курик Э., Вайтекунене Г.**, 1986 Корреляция и органические остатки отложений наровского горизонта. В кн.: Брангулис А. (ред.). Биофауны и фауна силурийского и девонских бассейнов Прибалтики. Рига, Зинатне, 73–86.
- Карукяпп Р.**, 1975. Особенности формирования ледникового рельефа Карула-ской возвышенности. Известия АН ЭССР. Химия. Геология, 24, 2, 145–151.
- Каяк К.**, 1963. О краевых ледниковых образованиях Юго-Восточной Эстонии. В кн.: Горевский Г. И., Иванова И. К., Орвику К. (ред.). Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, 21, Москва, 66–75.
- Кийпли Т.**, 1983. О генезисе доломитов ордовика и силура в зоне контакта с перекрывающими отложениями девона. Известия АН ЭССР. Геология, 32, 3, 110–117.
- Клеесмент А.-Л., Курик Э., Валюкявичюс Ю.**, 1987. О номенклатуре подгоризонтов наровского горизонта. Известия АН ЭССР. Геология, 36, 4, 174–175.
- Курик Э., Куршс В., Лярская Л.**, 1989. Граница среднего и верхнего девона в районе устья р. Абава (Латвия). Известия АН ЭССР. Геология, 38, 4, 162–166.
- Куршс В.**, 1992. Девонское терригенное осадконакопление на Главном девонском поле. Рига, Зинатне, 208 с.
- Куршс В., Вийдинг Х., Марк-Курик Э.**, 1981. Агатская свита. В кн.: Сороскин В. С., Лярская Л., А., Савваитова Л. С. и др. Девон и карбон Прибалтики. Рига, Зинатне, 157–167.
- Либлик Т.**, 1969. О древних береговых образованиях на западном побережье Чудского озера. Ученые записки ТГУ, 237. Труды по географии, 6, 3–18.

- Лийвранд Э., Саарсе Л., 1983.** Межледниковые отложения разреза Кырвекюла (Юго-Восточная Эстония) и их стратиграфическое значение. В кн.: Бартош Т. Д. (сост.). Палинология в геологических исследованиях Прибалтики и Балтийского моря. Рига, Зинатне, 41–50.
- Мейен С. В., 1987.** Основы палеоботаники. Москва, Недра, 403 с.
- Мийдел А., 1966.** О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. Известия АН ЭССР. Серия физико-математических и технических наук, 15, 1, 121–133.
- Моотсе Р., 1986.** О палеомагнетизме верхнедевонских осадочных пород Юго-Восточной Эстонии. В кн.: Моотсе Р. (ред.). Литология платформенных пород Эстонии. Ученые записки ТГУ, 759. Труды по геологии, 10, Тарту, 68–78.
- Пиррус Э., Тийрмаа Р., 1985.** Тсыырикмяги — новый вероятный метеоритный кратер в Эстонии. Метеоритика, 44, 146–149.
- Раам В., 1974.** Архитектурные памятники Эстонии. Ленинград, Искусство, 280 с.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А., 1971.** Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллинн, Валгус, 226 с.
- Ржонсницкая М. А., Куликова В. Ф. (ред.), 1990.** Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988) с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский институт им. А. П. Карпинского, Ленинград.
- Сорокин В. С., 1978.** Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во франском веке. Рига, Зинатне, 282 с.
- Сорокин В. С., 1981.** Плявиньский горизонт. Плявиньская свита. В кн.: Сорокин В. С., Лярская Л. А., Савваитова Л. С. и др. Девон и карбон Прибалтики. Рига, Зинатне, 167–209.
- Сорокин В. С., Лярская Л. А., Савваитова Л. С., Нарбутас В., Жейба С., Марк-Курик Э., Клеесмент А., Вийдинг Х., Каяк К., Кедо Г. И., Обуховская Т. Г., Гравитис В., Куршс В., Ненастьева В. Е., Поливко И. А., Каратайте-Талимаа В., Вайтекунене Г., Воробьева Э. И., 1981.** Девон и карбон Прибалтики. Рига, Зинатне, 502 с.
- Утсал К., Утсал В., 1982.** Количественное распределение коалинита и гидрослюда и их структурные особенности в разных фракциях глин в карьере Йоозу. В кн.: Рыымусокс А. (ред.). Литостратиграфия и минералогия коренных пород. Ученые записки ТГУ, 527. Труды по геологии, 8, Тарту, 139–148.
- Юргенсон Э., 1966.** Литология лlandoверийских отложений Эстонии. Институт геологии АН ЭССР, Таллинн, 67 с.

LIIVIMAA GEOLOGIA

GEOLOGY OF LIVONIA



EKSKURSIONIJUHT EXCURSION GUIDE