EESTI GEOLOOGILINE BAASKAART
GEOLOGICAL BASE MAP OF ESTONIA

7322
LOKSA

SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS

EESTI GEOLOOGIAKESKUS
TALLINN 2002

EESTI GEOLOOGIAKESKUS

GEOLOGICAL SURVEY OF ESTONIA

EESTI GEOLOOGILINE BAASKAART
GEOLOGICAL BASE MAP OF ESTONIA

Mõõtkava 1:50 000
Scale

7322
LOKSA

SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS

Tallinn, 2002

ISBN 9985-815-40-8 ISSN 1406-8397

Suuroja, K., All, T., Kõiv, M., Mardim, T., Morgen, E., Ploom, K., Vahtra, T., 2002. Eesti geoloogiline baaskaart (mõõtkavas 1:50 000). 7322 Loksa. Seletuskiri, 85.

Esikaanel: Purekkari neem ja rahn – Mandri-Eesti põhjapoolseim punkt. K. Ploomi foto.

Eesti Geoloogiakeskus, 2002
Kadaka tee 82
Tallinn 12618

7322 Loksa. Eesti baaskaardi mõõtkavaline (1:50 000) digitaalsete geoloogilis-geofüüsikalis-hüdrogeoloogiliste kaartide komplekt on koostatud põhiliselt varasemate geoloogilis-geofüüsikalis-hüdrogeoloogiliste kaartide ja maavarade otsingulis-uuringuliste tööde ning nendega kaasnevate andmebaaside põhjal.

Käesolevasse kaardikomplekti kuulub 10 kaarti: 1) aluspõhja geoloogiline, 2) aluspõhja maavarade, 3) aluspõhja reljeefi, 4) pinnakatte, 5) geomorfoloogia, 6) pinnakatte paksuse, 7) hüdrogeoloogia, 8) põhjavee kaitstuse, 9) raskusjõuvälja jääkanomaaliate, 10) aeromagnetiliste anomaaliate. Neist aluspõhja (1), pinnakatte (4), hüdrogeoloogia (7), raskusjõuvälja jääkanomaaliate (9) ja aeromagnetiliste anomaaliate (10) kaarti käsitletakse põhikaartidena, ülejäänuid aga abikaartidena. Kaardikomplektiga kaasnev seletuskiri aitab paremini mõista kaartidel kujutatut ning kannab endas ka mõningat lisateavet. Saamaks paremat ülevaadet aluspõhja süvaehitusest, on seletuskirjale lisatud tugipuuraugu (F-125 Altoja) detailsem kirjeldus. Nii kaardid kui seletuskiri on koostatud digitaalseina ning nende aluseks olnud faktiline materjal on EGK digitaalsetes andmebaasides.

7322 Loksa. *The set of digitised geological-geophysical-hydrogeological maps at the scale of Base Map of Estonia is compiled mainly on the ground of former similar maps and data obtained in the course of exploring and prospecting for mineral resources.*

The set includes the following maps: 1) bedrock geological, 2) mineral resources of bedrock, 3) bedrock relief, 4) Quaternary deposits, 5) geomorphology, 6) thickness of Quaternary deposits, 7) hydrogeological, 8) groundwater vulnerability, 9) residual gravity anomalies, 10) aeromagnetic anomalies. The maps of bedrock (1), Quaternary deposits (4), hydrogeological (7), residual gravity anomalies (9) and aeromagnetic anomalies (10) are considered principal, others – as additional maps.

The present explanatory note gives additional information for better understanding of the data imaged on these maps. The description of Altoja (F-125) core is added as well.

All maps and explanatory notes to them are digitised and initial information is stored in the data server of the Geological Survey of Estonia.

SISUKORD

SISSEJUHATUS (K. Suuroja) 4
1. ALUSPÕHI (K. Suuroja) 8
1.1. KRISTALNE ALUSKORD 8
1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD 11
1.2.1. Vendi kompleks 11
1.2.2. Kambriumi ladestu 11
1.3. Aluspõhja reljeefist ja struktuuridest 13
1.4. Aluspõhja maavarad 15
2. PINNAKATE JA PINNAMOOD (K. Ploom) 17
2.1 PLEISTOTSEEN 20
2.1.1. Kesk-Pleistotseen. Ugandi kihistu 20
2.1.2. Ülem-Pleistotseen 21
2.2. HOLOTSEEN 33
2.3. PINNAKATTE PAKSUS 49
2.4. PINNAKATTE MAAVARAD (V. Petersell, K. Ploom) 49
3. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS (T. Mardim, T. Vahtra) 56
3.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS 56
3.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA -PIDAVAD KIHID 59
3.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE 61
3.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE 63
3.5. PÕHJAVEE KAITSTUS 63
3.6. PÕHJAVEE KOOSTIS JA SELLE VASTAVUS JOOGIVEE NÕUETELE 64
4. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD (T. All) 70
5. DIGITAALSETEST ANDMEBAASIDEST (K. Ploom) 72
SUMMARY 73
KASUTATUD KIRJANDUS 77
Teksti lisa: TUGIPUURAUGU F-125 (ALTOJA) GEOLOOGILINE LÄBILÕIGE (K. Suuroja) 84

Komplekti kuuluvad järgmised kaardid:

1. Aluspõhi
2. Aluspõhja maavarad
3. Aluspõhja reljeef
4. Pinnakate
5. Geomorfoloogia
6. Pinnakatte paksus
7. Hüdrogeoloogia
8. Põhjavee kaitstus
9. Raskusjõuvälja jääkanomaaliad
10. Aeromagnetilised anomaaliad

SISSEJUHATUS

Kõik kaardilehe komplekti kuuluvad kaardid on koostatud Eesti Keskkonnaministeeriumi tellimusel OÜ Eesti Geoloogiakeskuse poolt. Käesolev seletuskiri on mõeldud abistamaks inimest, kes on võtnud nõuks tutvuda lähemalt käesoleva, st Eesti Baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Loksa lehe (nr 7322) piirkonda jääva ala maapõue geoloogilise ehitusega ning viimase poolt rakenduslikel eesmärkidel pakutavaga. Maapõuealase teabe oskuslik rakendamine meie igapäevastes ettevõtmistes, mis väljendub eelkõige ammendavast informatsioonist tulenevate õigete otsuste tegemises, võimaldab pöörata selle ka kroonides mõõdetavaks kasumiks.

Kaardilehed on koostatud põhiliselt varasematel aegadel läbi viidud vastavasuunaliste geoloogilis-geofüüsikaliste kaardistamiste ja maavarade otsingute ning uuringute materjalide põhjal, kuid kaardipilt on igal konkreetsel juhul ja täiendavat materjali arvestades uuesti välja joonistatud. Mis, mille alusel ja kuidas koostatud, seda tutvustatakse seletuskirja iga konkreetset kaarti puudutava peatüki sissejuhatavas osas.

Kaardilehe komplekti kuuluvad järgmised, kõik mõõtkavas 1:50 000, geoloogilise suunitlusega kaardid: 1) aluspõhi, 2) aluspõhja maavarad, 3) aluspõhja reljeef, 4) pinnakate, 5) geomorfoloogia, 6) pinnakatte paksus, 7) hüdrogeoloogia, 8) põhjavee kaitstus, 9) raskusjõuvälja jääkanomaaliad, 10) aeromagnetilised anomaaliad.

Kaardi topograafilise alusena on kasutatud Eesti Baaskaarti, mis on esitatud Lamberti konformses koonilises projektsioonis, ellipsoidil GRS-80 (Lambert-Est, lõikeparalleelid 58° 00’ ja 59° 20’). Koordinaadivõrk: L-EST 92, 5 kilomeetri võrk. Kõrgusjooned on näidatud 10 m tagant. Lähtuvalt geoloogilise suunitlusega teabe rohkusest on aluskaardiks olevat Eesti Baaskaarti mõneti lihtsustatud ja selle faktikoormust vähendatud.

Eesti baaskaardi Loksa (nr 7322) leht, nurgakoordinaatidega 25,3260° ja 59,5316°; 25,3349° ja 59,7561°; 25,7796° ja 59,7508°; 25,7678° ja 59,5264°, hõlmab 625 km^2 Harjumaa kirdeosast, millest 132,2 km^2 on maismaa ja 492,8 km^2 (ala loodeosa) akvatoorium (joonis 1). Valdava osa ala maismaaosast hõlmavad 2 loode–kagu suunaliselt, enam kui 10 km ulatuses välja venitatud ja kuni 5 km laiust poolsaart – Juminda (läänepoolne) ja Pärispea (idapoolne). Alal (Purekkari neemel) asub ka Eesti maismaa-ala põhjapoolseim (59°41’) punkt. Maismaa-ala absoluutsed kõrgused on 0–50 m ümp, suurenedes ala kaguosa, Põhja-Eesti lavamaa äärealal oleva Kolgaküla klindipoolsaare suunas. Kolga lahe põhi sügavneb lääne ja Hara lahe põhi loode suunas vastavalt 80 ja 100 m amp.

Ala rannajoon on tugevalt liigestatud. Suurematekс lahtedeks ja poolsaarteks on: Kolga laht, Hara laht ning Juminda ja Pärispea poolsaared. Saared: Hara lahes Hara saar – 11,52 ha, Viinistu lähedal Haldi saar – 5,4 ha, Tapurla kari – 2,16 ha, Vähelood – 1,28 ha.

Arvestatava suurusega jõgedest läbib ala 8 km ulatuses veerikas Valgejõgi ning lühikesed Hara, Aabla ja Lohja oja. Lohja on suurim (51,8 ha) järv kaardilehel. Selle keskmine sügavus on 2,2 m ja maksimaalne 3,7 m. Peale selle veel Ulgulaht 20,2 ha ja Maalaht 5,6 ha. Kaardilehe piires asuvad suuremad sood on Hara ja Aabla.

Looduskaitseobjektidest suure osa alast hõlmab Lahemaa Rahvuspark, väikese osa Kolga lahe maastikukaitseala (joonis 1). Looduskaitsealustest üksikobjektidest on tuntumad Majakivi hiidrahn (maht 584 m^3; kõrgus 7,0 m; ümbermõõt 32 m; kivim – migmatiit-graniit), Jaani-Mardi suurkivi (maht 288 m^3; kõrgus 5,7 m; ümbermõõt 34,5 m; kivim – silmis-graniit), Jaani-Tooma suurkivi (maht 274 m^3; kõrgus 7,5 m; ümbermõõt 27,6 m; kivim – rabakivi), Taneli kivi (maht 200 m^3; kõrgus 4,0 m; ümbermõõt 22,0 m; kivim – graniit) jt.

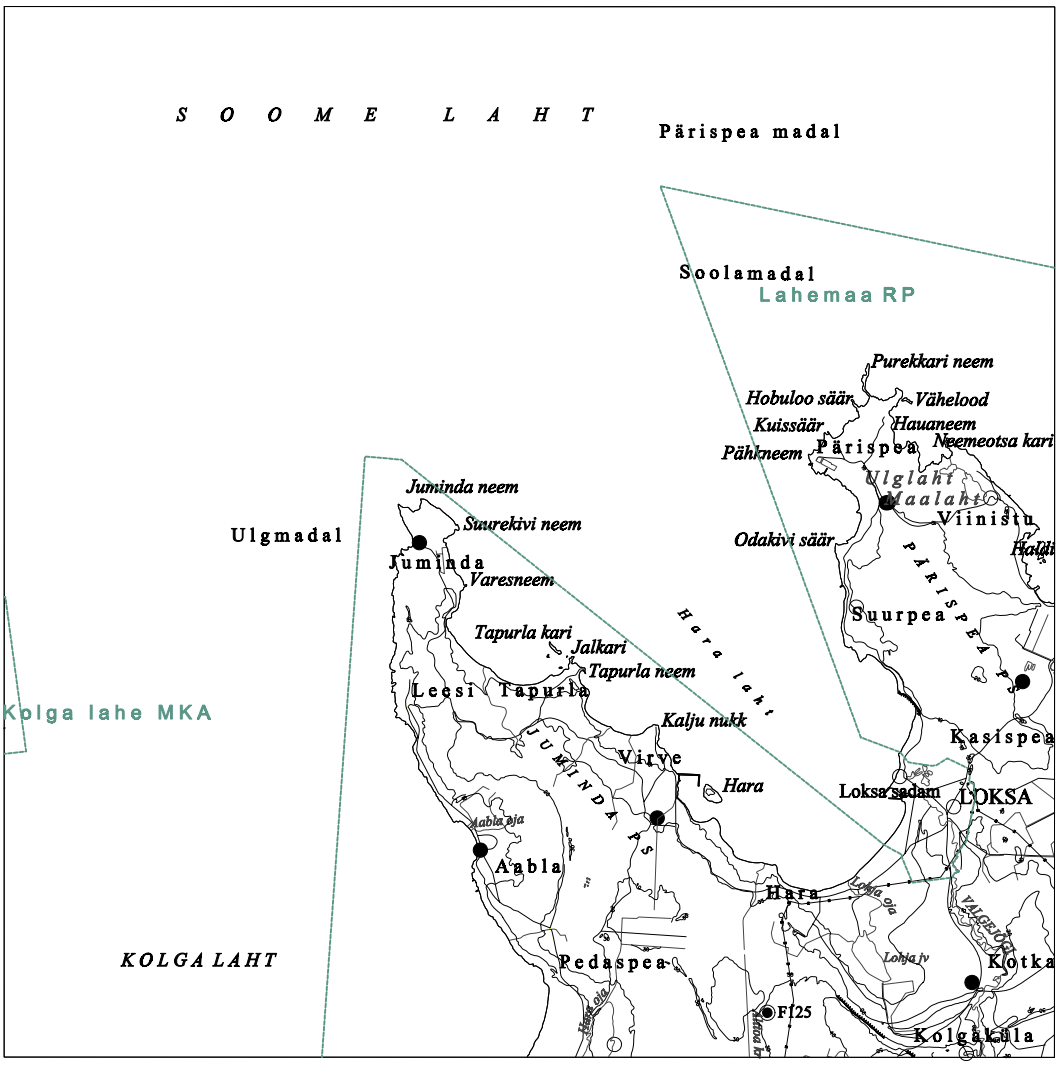
Administratiivselt jääb ala Harju maakonna territooriumile, hõlmates suure osa Loksa vallast ja väikese osa Kuusalu vallast. Suuremad asustatud punktid on Loksa linn, küladest mainimisväärsemad: Juminda, Leesi, Aabla, Hara, Pedaspea, Kotka, Kolgaküla, Viinistu, Turbuneeme, Kasispea, Tapurla.

Foto 1. Majakivi, mille otsa saab redeliga nagu maja katuselegi, on mahult kolmas Eestis.
K. Ploomi foto.
Photo 1. Majakivi (House-Stone) boulder near Tapurla, Juminda Peninsula, is the third by volume in Estonia.

Foto 2. Rabakivist koosnev Jaani-Tooma Suurkivi on kujunenud Lahemaa sümboliks. K. Ploomi foto.
Photo 2. Jaani-Tooma boulder made of rapakivi is one of the symbols of Lahemaa National Park.

Foto 3. Lohja järv asub samanimelise mattunud klindilahe kohal. K. Ploomi foto.
Photo 3. Lake Lohja is situated above buried Lohja Klint Bay.

Foto 4. Kolgaküla savikarjääris paljanduvad Alam-Kambriumi Lükati (ülal) ja Lontova (all) kihistu sinisavi. K. Suuroja foto.
Photo 4. Outcrop of blue clays of the Lower-Cambrian Lükati (above) and Lontova (below) formations in Kolgaküla quarry.



Joonis 1. Loksa (7322) lehe ülevaatekaart
Figure 1. Schematic map of Loksa (7322) sheet

1. ALUSPÕHI

Loksa kaardilehe suuremõõtkavaline (1:50 000) aluspõhja geoloogiline kaart on originaalkaart, mis on koostatud põhiliselt varasemate keskmisemõõtkavaliste (Jõgi jt, 1966; Petersell jt, 1971; Suuroja jt, 1997) ja suuremõõtkavaliste (Suuroja jt, 1997) analoogsete kaartide ning mitmesuguste otsingu- ja uuringutööde (Palo, 1961) materjalide põhjal. Väikeses mahus tehti kontrollmarsruute ja tutvuti alale jäävate ning säilinud puuraukude läbilõigetega.

Kaart mereala kohta on koostatud suures osas Malkovi jt ning Talpase jt (1994) poolt hangitud esmase teabe põhjal.

Kaardilehel on üle paarikümne aluspõhja avava geoloogilise puuraugu (joonis 1), millistest 9 avavad ka kristalset aluskorda. Lisaks sellele on siin veel rohkesti aluspõhja avavaid puurkaeve, mille kohta on EGF-is samuti teave olemas. Lisaks puuraukudest pärinevale materjalile on avamusalade väljajoonistamisel vähesel määral (Põhja-Eesti panga piirkonnas) ka paljandeist hangitud teavet. Aluspõhja uuritus alal on ebaühtlane: kui kaardilehe kaguosas on veel nii paljandeist kui puuraukudest pärinevat teavet, siis avamusalad akvatooriumil on täies ulatuses välja joonistaud üksnes seismoakustilise pidevsondeerimise andmetele toetudes.

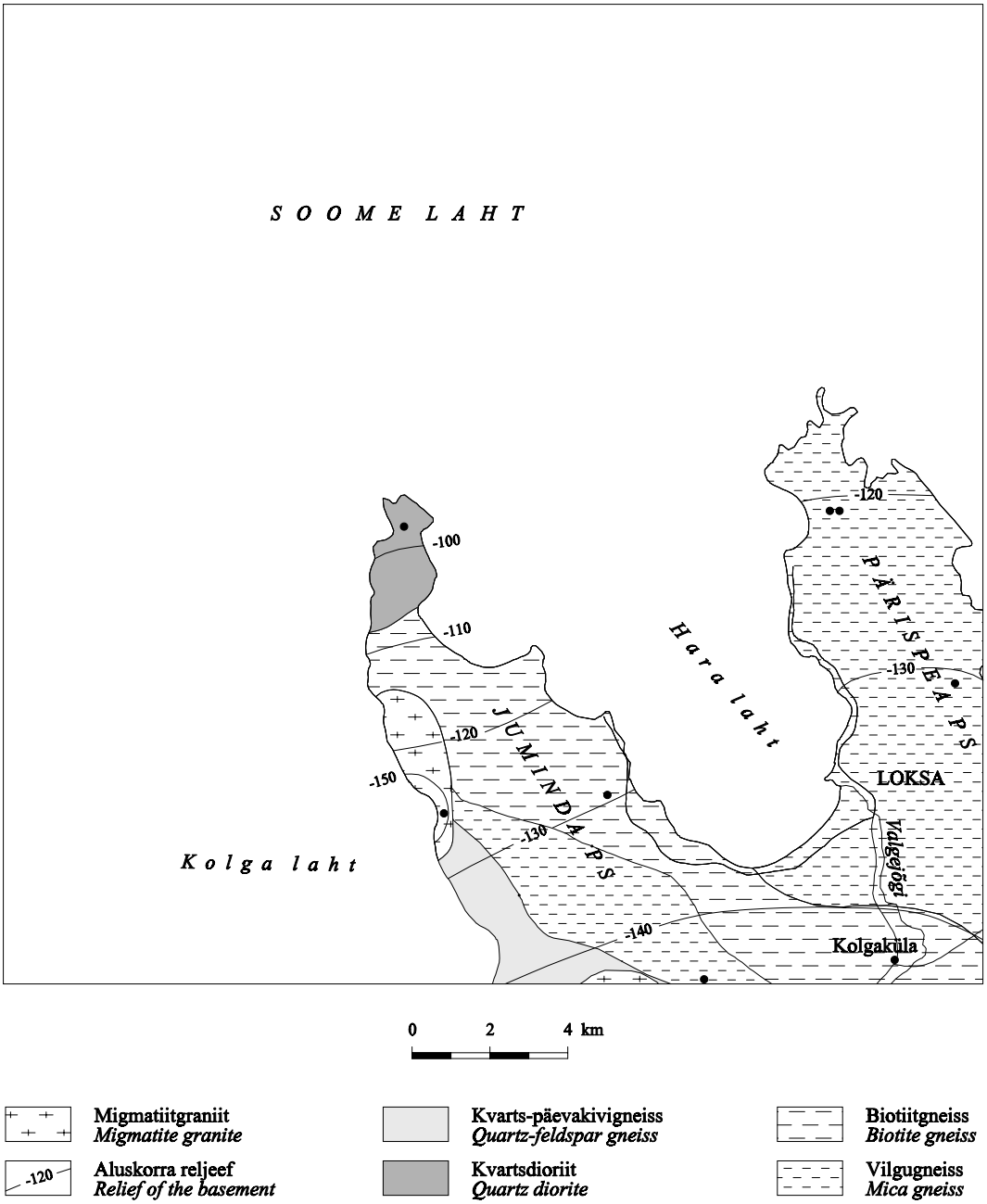
Litostratigraafiliste üksuste (kihistute ja nende komplekside) avamuste piirid on saadud graafilisel meetodil, st kujutatava üksuse ja aluspõhja reljeefi pealispinna lõikejoonena. Kivimkomplekside litostratigraafiline liigestus rajaneb põhiliselt Eesti aluspõhja suuremõõtkavalise (1:50 000) geoloogilise kaardistamise tugilegendile (Kajak jt, 1992). Mõningad kõrvalekalded viimasest on tingitud kaardistatava ala, kaardi mõõtkava ja kasutatud materjali eripärast ning vahepealse aja jooksul rahvusvaheliste organite (IUGS) poolt vastuvõetud otsustest tulenevast (International Stratigraphic Chart). Ka on kaardil mitmeid, kihistikeks jagunevaid kihistuid, tulenevalt nende väikesest (<2 m) paksusest, kujutatud kompleksis teiste kihistikega. Ordoviitsiumi ja Ülem-Kambriumi setendid levivad kaardilehe kaguosa 2 km^2-l. Lähemalt on neid tutvustatud Kehra kaardilehe (6344) seletuskirjas.

Aluspõhja struktuuridest lähtuvalt asub kaardistamisala Ida-Euroopa platvormi loodeosas, Vene lava loodepiiril. Aluspõhjas eristuvad siin selgelt 2 eriilmelist struktuurset korrust: alumine – tard- ja moondekivimeist koosnev kurrutatud **kristalne aluskord** ja ülemine – settekivimeist koosnev ja eelmistel monoklinaalselt lasuv **settekivimiline pealiskord**.

1.1. KRISTALNE ALUSKORD

Teave aluskorra kivimeist pärineb põhiliselt 9-st aluskorda avavast puuraugust, mis on puuritud keskmisemõõtkavalise kompleksse geoloogilise kaardistamise (Jõgi jt, 1966 – 1 puurauk), süvakaardistamise (Petersell jt, 1971 – 7 puurauku) ja hüdrogeoloogiliste tööde (1 auk) käigus. Väärtuslikku lisa kristalse aluskorra ehituse mõistmiseks annavad pindalalised ja aerogeofüüsikalised (gravi- ja magnetomeetria) mõõdistamise (Gromov, 1995; Metlitskaja jt, 1992) ja merepõhja seismilise pidevprofileerimise (Malkov jt, 1983; Talpas jt, 1994) käigus saadud andmed. Kristalse aluskorra avamused hõlmavad suure osa (ca 200 km^2) ala akvatooriumi osast.

Kristalse aluskorra kivimikomplekside piiritlus põhinebki puursüdamike kivimmääratlustel ja geofüüsikalise välja iseärasuste interpreteerimise tulemustel. Vaheldusrikka koostise ja keerulise struktuuriga (lauskurrutatud) sügavalt mattunud moondekivimite kivimlasundi (Jägala kompleks) koostis on fikseeritud vaid 9 punktis ja seetõttu on lisatud aluskorra skeemi (joonis 2) puhul tegu vaid ühe, kuid see-eest küllaltki tõenäose tõlgendusega. Joonis põhineb geoloogilise süvakaardistamise materjalidel (Petersell jt, 1971), mida uute geofüüsikaliste mõõdistamiste andmete (Gromov, 1995; Metlitskaja jt, 1992) põhjal on täpsustatud (Koppelmaa, 2000).



Joonis 2. Kristalse aluskorra skemaatiline kaart.
Figure 2. Schematic map of the crystalline basement.

Kristalne aluskord lasub alal 95 m (kaardilehe põhjaosas Juminda neemel) kuni 145 m (Kolga-Aabla erosiooniorus 150 m) amp tasemel, sügavnedes väljapeetult, kilomeetriga 2–3,5 m, lõuna suunas (joonis 2). Ala aluskorra pinnavorme oluliselt mõjustavaiks morfoloogilisteks elementideks on läbi selle, valdavalt loode–kagu suunaliselt kulgevad 20–30 m sügavuselt aluskorda lõikunud 1–2 km laiused Kvaternaari eelsed erosioonilised orud. Läänest itta liikudes on need: Kolga ürgoruks ühinevad Pudisoo ja Kolga-Aabla ürgorg ala loodeosas; Lohja klindilaheks üleminev Hara ürgorg; Eru ürgorg, mis Kasispeast loodes jaguneb kaheks. Kaardilehe põhjapiiril loetletud orgude loode–kagu suunaline kulg asendub ida–lääne suunalisega.

Struktuurselt kuulub ala kristalne aluskord nn Tallinna vööndisse ja koosneb Jägala kompleksi lauskurrutatud moondekivimeist: biotiit-plagiogneissidest, kvarts-päevakivigneissidest, mitmesuguseid alumiiniumirikkaid mineraale (kordieriiti, sillimaniiti, granaati) sisaldavaist vilgugneissidest, vähemal määral biotiit-amfiboolgneissidest, amfiboliitidest. Tabelis 1 on toodud neist tüüpilisemate keemiline koostis (Kivisilla jt, 1999).

Tabel 1. Loksa kaardilehe kristalse aluskorra kivimite keemiline koostis (kaalu %-des).
Table 1. Chemical composition of the crystalline basement of the Loksa mapping area (wt%).

Kivim	CGGF	BGGG	BPG	ABG	GCSG	BGGG	QFG	ABG	(S)GR	SG
Puurauk	F-102	F-102	F-103	F-104	F-113	F-113	F-113	F-122	F-125	F-125
Proovi süg.	198.7	217.5	169.6	154.0	231.5	379.0	475.9	211.0	208.0	229.4
SiO_2	59.00	68.32	60.72	59.48	56.20	70.38	74.27	48.38	72.92	60.20
TiO_2	0.99	0.52	0.96	0.81	0.64	0.60	0.28	0.70	0.19	1.01
Al_2O_3	19.23	13.32	15.56	14.90	19.74	14.16	12.98	13.71	13.13	17.79
Fe_2O_3	1.27	3.50		3.20	1.58	0.40	0.51	1.62	0.87	1.11
FeO	6.92	1.80		4.83	6.88	3.68	2.44	7.40	0.43	5.90
MnO	0.08	0.13	0.09	0.12	0.08	0.10	0.06	0.16	<0.05	0.09
MgO	3.00	2.04	3.10	3.23	2.85	1.68	1.66	10.27	0.40	3.06
CaO	0.86	4.01	8.25	3.88	1.99	3.95	2.18	9.38	0.68	1.73
Na_2O	1.55	4.00	1.30	2.10	2.14	3.00	2.60	3.30	1.20	1.85
K_2O	5.47	1.60	1.65	4.20	5.15	1.55	1.85	2.30	10.20	4.60
P_2O_5	0.08	0.15			0.05	0.14	0.06	0.13		0.10
S_{total}	0.26	0.16			0.31	0.19	0.22	0.14	0.19	0.12
KK(L.O.I.)	1.08	0.50	1.02	2.19	1.65	0.47	0.94	2.64	0.45	2.08
Summa	99.79	100.05	100.70	98.94	99.26	100.30	100.05	100.13	100.66	99.64
Fe_2O_{3total}	8.96	5.50	8.05	8.57	9.22	4.49	3.22	9.84	1.35	7.66
CO_2		0.06			0.10			0.15		

CGGF – kordieriitgneiss grafiidiga *(cordierite gneiss with graphite)*; BGGG – biotiitgneiss granaadiga *(biotite gneiss with garnet);* BPG – biotiit-plagioklassgneiss *(biotite plagioclase gneiss);* ABG – amfibool-biotiitgneiss *(amphibole-biotite gneiss);* GCSG – granaat-kordieriit-sillimaniitgneiss *(garnet-cordierite-sillimanite gneiss);* QFG – kvarts-päevakivigneiss *(quartz-feldspar gneiss)*; (S)GR – süeniit-graniit *(syenogranite)*; SG – sillimaniitgneiss *(sillimanite gneiss).*

Siinse ala kristalse aluskorra gneisilasundi, nagu ülejäänudki Eesti alal, paksust ei ole täpselt teada, kuid oletuste kohaselt võib see küündida ca 10 kilomeetrini. Tardkivimi massiividest on ala kristalses aluskorras puurauguga avatud kaks suhteliselt väikest (mõni ruutkilomeeter) sünorogeensete kivimite massiivi – tektoniseeritud ja sekundaarselt muutunud kvartsdioriit Juminda neemel ja graniit Aabla piirkonnas (joonis 2).

Kristalse aluskorra kivimid on pindmises osas 0,5 m (Kotka puurauk F-103) kuni 78 m (puurauk nr 6 Juminda külas) ulatuses (alal keskmselt 25 m) murenenud, moodustades nn pindalalise

murenemiskooriku. Viimase paksus on otseses sõltuvuses aluskorra kivimite mineraalsest koostisest: massiivsete graniitsete kivimite levialal on see väiksem ning vilgugneisside levialal suurem. Tegu on jäänukmurenemiskoorikuga, millest osa on Vendi ajastu alul kulutatud. Kulutuse ulatusele viitab murenemiskooriku säilinud tsoonide paksus ja arv.

1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD

Neoproterosoilistest ja Paleosoilistest kivimeist koosnev settekivimiline pealiskord lasub suure ajalise lünga ja põiksusega kristalsel aluskorral ning selle paksus suureneb ala loodeosa 0-lt, kus aluskord mere põhjas avaneb, kuni 175 meetrini ala kaguosas. Settekivimilise pealiskorra struktuurid jälgivad suures osas kristalse aluskorra pealispinna reljeefi ja suuremaid lasuvusrikkeid selles ei ole täheldatud (joonis 3).

Settekivimilise pealiskorra formeerumine algas siinsel alal Neoproterosoikumis, Vendi ajastu teisel poolel, pärast ligi 800 miljoni aastast kulutusperioodi, kui kulutati ära Svekofennia kurrutustsükli käigus tekkinud mäemassiivid ning idast pealetungiv meri alani jõudis.

1.2.1. Vendi kompleks

Neoproterosoilise Vendi kompleksi Kotlini lademesse kuuluvad siliklastilised kivimid lasuvad transgressiivselt, kirde suunas tüseneva 50–75 m paksuse lasundina kristalse aluskorra murenemiskoorikul. Vendi kivimid maismaa-alal ei paljandu, küll aga on nende avamusi ulatuslikul alal kaardilehe põhjaosas merepõhjas kui ka mattunud klindiorgude nõlvadel. Vendi kompleksis on ala piires võimalik veel eristada kolme ühikut (alt üles): Gdovi, Kotlini ja Voronka kihistut. Need on esindatud põhiliselt liivakividega, olles seejuures Põhja-Eesti ühe olulisema ja puhtama veekompleksi kandjaks.

Gdovi kihistu (V_2*gd*) on esindatud põhiliselt pisi- kuni keskterise, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud liivakividega, milles on erinevatel tasemetel (kihistu ülaosas) kirjuvärvilise (punakaspruun kollakate ja rohekashallide laikudega) savika aleuroliidi vahekihte. Gdovi kihistu paksus on 20–30 m ja selged suundumused selle muutustes puuduvad. Kihistu alumisel piiril on kohati 1–2 meetrine, jämeterisest liivakivist, graveliidist, peenkonglomeraadist või mikstoliidist koosnev basaalne kiht.

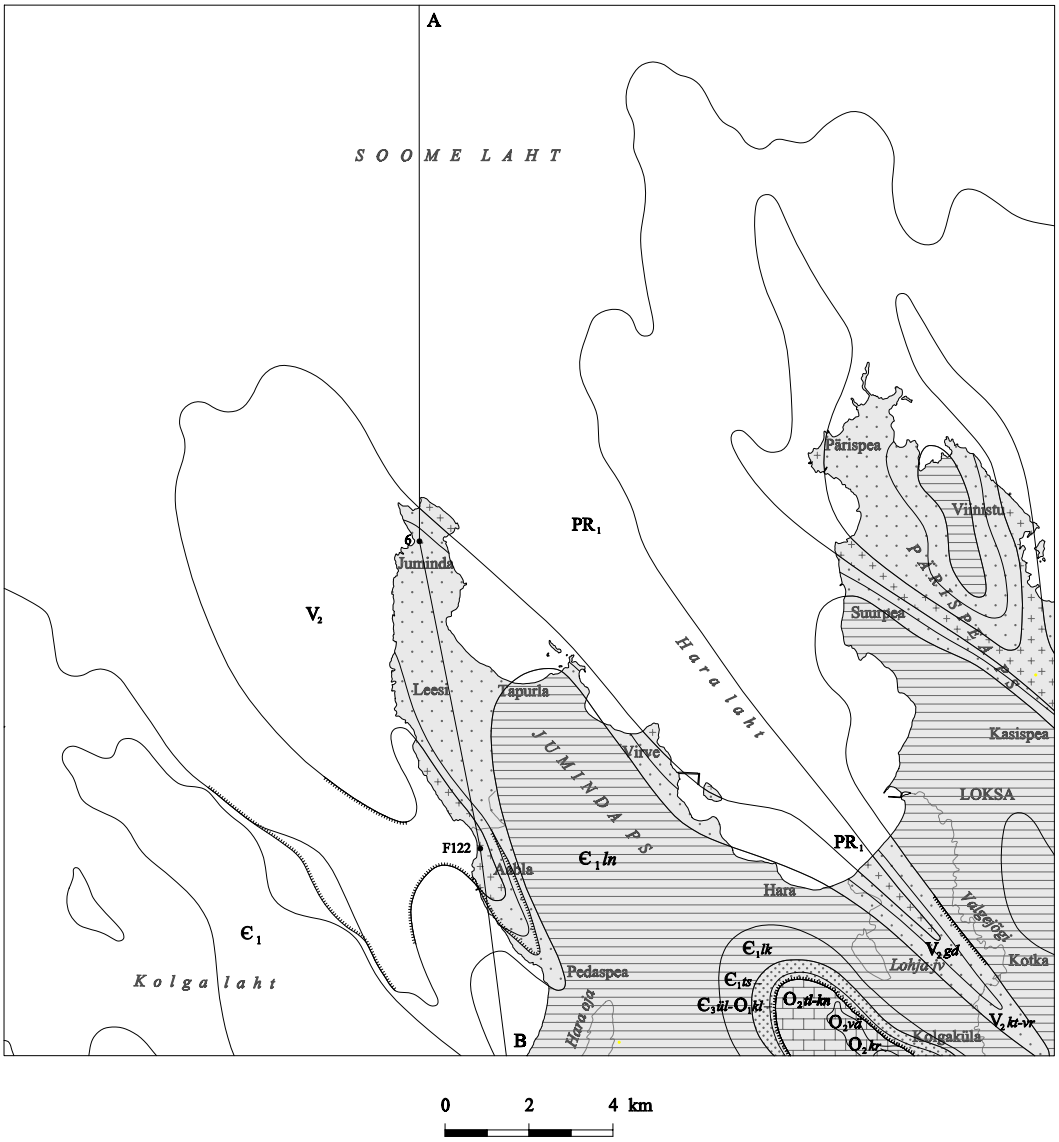
Kotlini kihistu (V_2*kt*), mis on kompleksi keskosa savikamaks lasundiks, koosneb kirjuvärvilisest (ookerkollasest kuni punakaspruunini) õhukesekihilisest aleuriitsavist või savikast aleuroliidist, milles leidub õhukesi (<10 cm), kollakaspruuni liivakivi või aleuroliidi vahekihte. Ala lääneosas kiildub kihistu välja, idas tõuseb selle paksus aga 10 meetrini.

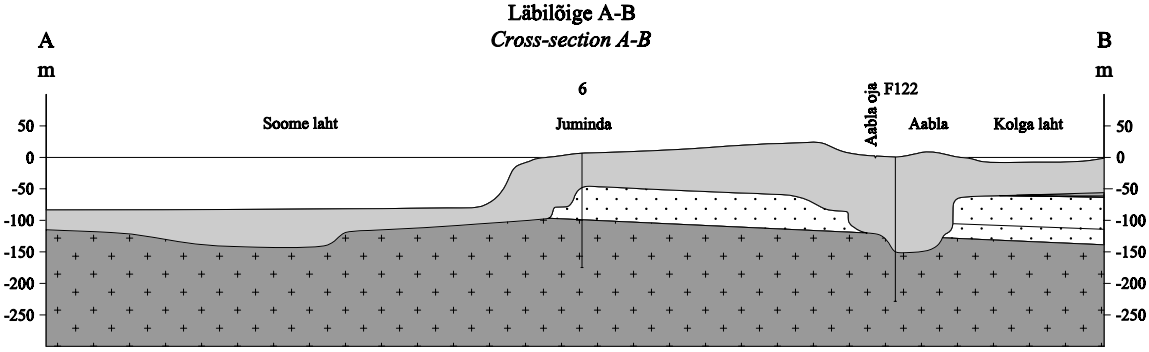
Voronka kihistu (V_2*vr*), mis moodustab Vendi kompleksi ülaosa, läände suurenev paksus on 35-45 m. Selles eristub kaks eriilmelist kihistikku: all – Sirgala (V_2*vrS*) ja ülal – Kannuka (V_2*vrK*). Põhiosa kihistust hõlmab alumine, **Sirgala kihistik**, mis koosneb kirjuvärvilise (kollakashall kuni punakapruun) aleuroliidi ja aleuriitsavi vahekihte sisaldavast, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud pisi- kuni peenterisest helehallist kvartsliivakivist. **Kannuka kihistik** on paksuselt väljapeetum (4–10 m) ja see koosneb nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud, pisi- kuni peenterisest valkjashallist kvartsliivakivist.

1.2.2. Kambriumi ladestu

Põhiliselt Alam-Kambriumi ladestiku siliklastsete kivimitega esindatud Kambriumi ladestu avamus hõlmab suure osa kaardilehe Põhja-Eesti pangast põhja poole jäävast maismaa-alast (joonis 3). Panga jalamil, Kolgaküla klindipoolsaare kirdekaldal leidub ladestu ülaosa, Tiskre ja Lükati kihistu paljandeid.

Alam-Kambriumi ladestiku, mille paksus alal on 85–95 m, avamus hõlmab suurema osa (ca 60 %) pangaesisest alast. Ladestik jaguneb siinkohal kolmeks kihistuks (alt üles): Lontova, Lükati ja





Joonis 3. Aluspõhja skemaatiline kaart koos läbilõikega.
Figure 3. Schematic map of bedrock with the cross-section.

Tiskre. Vanuseliselt (ca 535–530 Ma) kuulub Lontova kihistu samanimelisse lademesse, Lükati ja Tiskre kihistu aga veidi nooremasse (ca 525 Ma) Dominopoli lademesse.

Lontova kihistu ($Є_1ln$), tuntud rohkem Kambriumi sinisavina, on oma 70-80 meetrise paksusega tüsedaimaks ala litostratigraafiliseks üksuseks. Kihistu on esindatud rohekashalli kuni kirjuvärvilise (rohekashall, violetsete ja punakaspruunide laikudega), vähesel määral aleuriiti sisaldava argilliidilaadse saviga. Kihistus on eristatavad, ja seda põhiliselt liiva sisalduse järgi, 3 kihistikku (alt üles): Sämi, Mahu ja Kestla. Kihistu piiritlemisel on põhiliseks diagnostilisteks tunnuseks rõngasussi (*Platysolenites)* kesta fragmendid ja püriidistunud ussikäigud. Kaardil ja läbilõigetel ei ole kihistut kihistikeks jagatud, kuna kihistike eristamine on küllaltki raske. Lontova kihistu sinisavi on alal perspektiivseks keraamikatööstuse tooraineks.

Sämi kihistik, mille paksus on 10–15 m, koosneb põhiliselt rohekashallist, aleuriiti ja vähesel määral kvartsliiva sisaldavast savist. Ülemisel piiril on sageli kiht glaukoniiti sisaldavat mikstoliiti või eriterist liivakivi. Kambriumi ladestu alumine piir on selge (piir savi ja kvartsliivakivi vahel) ja seda iseloomustab glaukoniidi kadumine. **Mahu kihistik** on esindatud rohekashalli, vähesel määral liiva sisaldava aleuriitsavi ca 20 m paksuse lasundiga. Kihistiku mõlemad piirid on ebaselged, üleminekulised. Põhilise osa Lontova kihistust hõlmab 30–40 m paksune, rohekashallist kuni kirjuvärvilise (kihistiku ülaosas) argilliidi-laadsest savist koosnev **Kestla kihistik**.

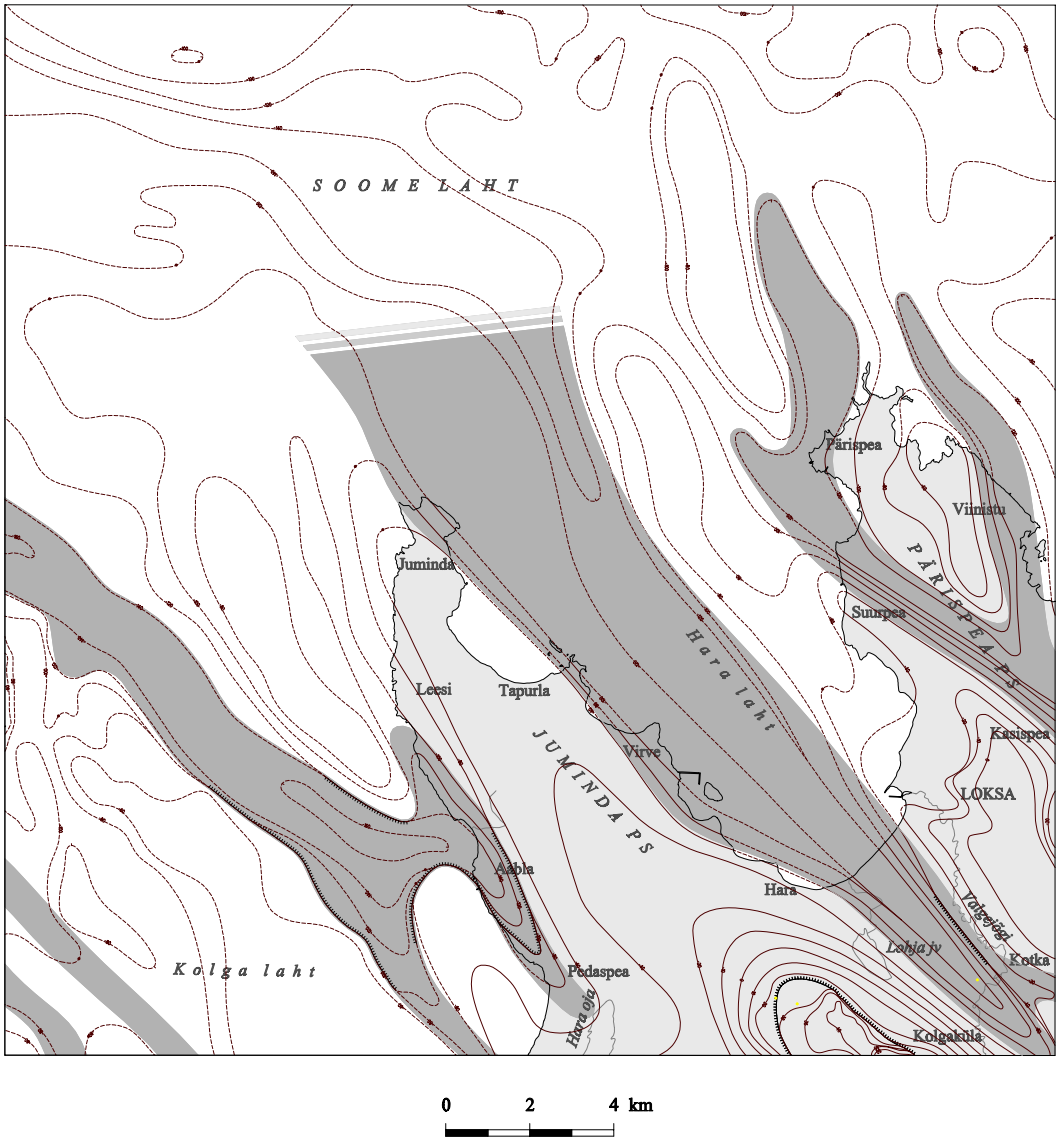
Sinisavilasundi ülaosas levib 10–13 m paksune **Lükati kihistu** ($Є_1lk$) ja selle avamus kulgeb kitsa ribana Kolgaküla klindipoolsaare jalamil, kus see Kolgaküla savikarjääris ka paljandub. Kivimiliselt on kihistule iseloomulik rohekashalli aleuriitsavi (60–70 %) vaheldumine aleuroliidi või pisiterise kvartsliivakiviga. Viimane sisaldab kihiti peent glaukoniiti. Diagnostiliseks tunnuseks kihistule kivimiliste iseärasuste kõrval on *Volborthella tenuis'e* koonusjate kodade esinemine. Kihistu alumisel piiril on kohati õhukese (1–10 cm) fosfaatse liivakivi veeristega basaalkonglomeraati kiht. Lontova ja Lükati kihistu koos moodustavad Eesti aluspõhja kõige kindlama veepideme. Sinisavi on leidnud kasutamist ehituskeraamika tööstuses ja varemalt kaevandati seda ka Kolgaküla savikarjääris.

Tiskre kihistu ($Є_1ts$**),** mille paksus on 12–15 m, avamus kulgeb kitsa, 100–200 m laiuse vööndina Kolgaküla klindipoolsaare jalamil ja seal (Kolgaküla savikarjääri lähistel) leidus varem ka selle paljandeid. Kihistu koosneb suhteliselt monotoonsest helehallist jämeterisest kvartsaleuroliidist või pisiterisest kvartsliivakivist, milles on kohati (kihistu alaosas) rohekashalli, glaukoniiti sisaldava savika aleuroliidi vahekihte. Kihistu on oluline põhjavett kandva kihina.

1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST

Käesolev alapeatükk pakub abi K. Suuroja ja M. Kõivu poolt koostatud kaardil “Aluspõhja reljeef” toodu mõistmisel. Mainitud kaardi puhul on samuti tegu autorite poolt koostatud originaalkaardiga, st samakõrgusjooned on autorite poolt puuraukudes ja vaatluspunktides fikseeritud andmete põhjal välja joonistatud (joonis 6).

Aluspõhja reljeefi iseärasustest lähtuvalt võib kaardilehe piires eristada kolme alaregiooni: Soome lahe akvatoorium, Põhja-Eesti rannikumadalik ja Põhja-Eesti lavamaa. **Soome lahe akvatoorium** hõlmab suurema osa (62 %) kaardilehe põhja- ja lääneosast. Siin vahelduvad Kambriumi liivakivist-sinisavist 20–40 m kõrgused laugenõlvalised ja 2–5 km laiused loode–kagu suunaliselt väljavenitatud ca 20 km pikkused seljandikud nendevaheliste, ligikaudu samasügavuste, kuid mõnevõrra kitsamate (1-2 km) klindiorgudega. Läänest itta on siin eristatavad: Andineeme ürgorg; ala loodeosas Kolga ürgoruks ühinevad Pudisoo ja Kolga-Aabla ürgorg, mis loode pool ühinevad; erakordselt laiaks (kuni 4 km)Hara klindilaheks üleminev Valgejõe ürgorg; Kasispeast loodes kaheks, Pärispea ja Viinistu haruks jagunev Eru ürgorg.



Joonis 4. Aluspõhja reljeef. Täisjoon - samakõrgusjoon maal; katkendjoon - samakõrgusjoon merepõhjas.
Figure 4. The relief of bedrock. Continuous line - contour line on land; dashed line - contour line on sea floor.

Kõik eelloetletud struktuuriüksused omavad jätku ka järgmise alaregiooni, st **Põhja-Eesti rannikumadaliku** piires, mis hõlmab üle 37 % kaardistatavast alast selle kaguosas. Sealgi jäävad seljandike harjad valdavalt alla mere pinna, küündides selleni üksnes Kolgaküla klindipoolsaare jalamil. Aluspõhjalistel seljandikel avaneb siin valdavalt Kambriumi sinisavi ja nende vahelistes orgudes avaneb pinnakatte alla Vendi liivakivid-savid või ka aluskord. Rannikumadaliku laugesse aluspõhjalisse nõlva lõikuvad 20–100 m sügavuselt ja loode–kagu suunaliselt Andineeme, Kolga, Kolga-Aabla, Pudisoo, Valgejõe, Pärispea ja Viinistu ürgorud ning Hara klindilaht. Kvaternaari setetega täitunud ürgorgude kulg ei ole reeglipäraselt tänapäevases reljeefis ja seda nii maismaal kui merepõhjas jälgitav. Äärmises põhjaosas ulatub ürgorgude erosioonilõige Vendi liivakivideni.

Põhja-Eesti lavamaa piirkonda jääb vaid 4 km^2-ne osa Kolgaküla klindipoolsaarest ehk <1 % kaardilehe pindalast. Klindipoolsaare tipuosa, seda eriti kirdest, ääristab 20–30 m kõrgune, osaliselt mattunud kahe kitsa terrassiga astang.

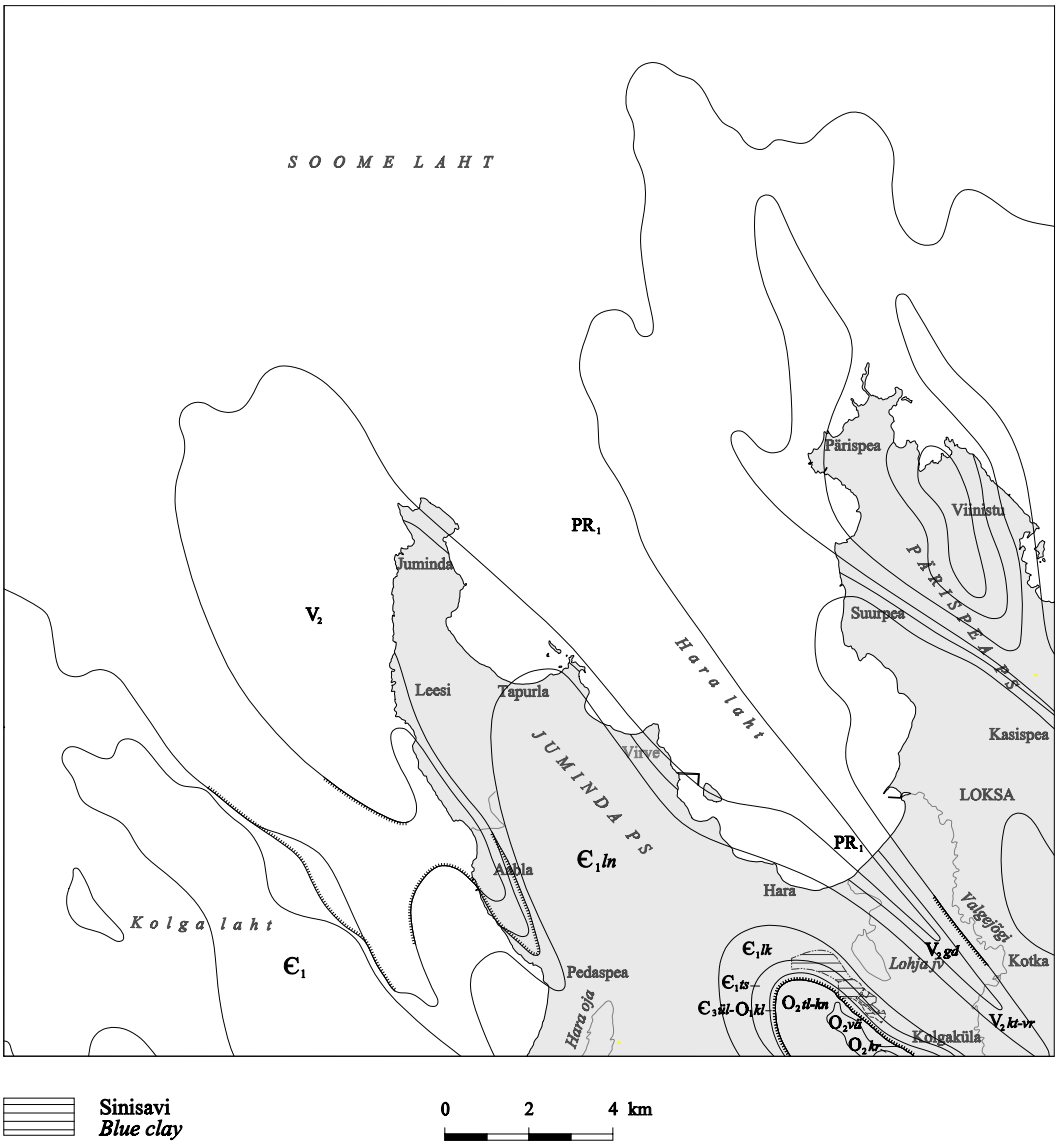
1.4. ALUSPÕHJA MAAVARAD

Aluspõhja kivimitega seotud maavarade levik, mis on ära toodud K. Suuroja ja M. Kõivu poolt koostatud kaardilehel "Aluspõhja maavarad" (joonis 7), on äärmiselt kesine, piirdudes sinisavi ja selle ühe uuritud leiukohaga (Kolgaküla). Pärispea poolsaarel Suurpea ja Pärispea vahemikus on kristalses aluskorras levivas mustade kiltade (grafiiti sisaldavate alumogneisside) lasundis, mis on avatud puuraukudega F-24, F-102 ja F-113, fikseeritud tavapärasest tunduvamalt kõrgemat grafiidi ja pürrotiini sisaldust, kuid isegi sellel juhul on maagiilmingust veel vara rääkida.

SINISAVI, mis on keraamikatööstuse keskmise väärtusega tooraineks, tootmiseks kättesaadava lasundi levila piirdub suhteliselt kitsa ribaga Kolgaküla klindipoolsaare jalamil (joonis 7). Siin, Lahemaa Rahvuspargi territooriumil Kolgaküla lähistel (ca 1 km põhja pool) asub ka 10,69 ha alal samanimeline savimaardla. Esmakordselt välja eraldatud juba 1954. aastal Lengeolnerudi geoloogide poolt ja täiendavalt uuritud 1984 (Tallinn, 1984) ja 1988–89 aastail (Tallinn,1989) Eesti geoloogiateenistuse poolt. 1993. aastal tehti 1989. aasta järeluuringute andmete põhjal (Peikre,1993) jääkvaru arvutus ja viimase põhjal kinnitati Eesti Maavarade Komisjoni poolt Kolgaküla maardla keraamilise savi jääkvaru järgmises valikus: aktiivse tarbevaruna 1450,7 tuh. m^3 (sellest Tammneeme kihistikus 133,7 ja Kestla kihistikus 1317,0 tuh. m^3); nõlvade tervikutes oleva passiivse tarbevaruna 857,8 tuh. m^3 (sellest Tammneeme kihistikus 41,3 ja Kestla kihistikus 816,5 tuh. m^3); passiivse reservvaruna 722,0 tuh. m^3 (sellest Tammneeme kihistikus 103,0 ja Kestla kihistikus 619,0 tuh. m^3).

Maavaraks Kolgaküla maardlas on Alam-Kambriumi Lontova kihistu Tammneeme ja Kestla kihistiku rohekashalli (Tammneeme kihistik ja Kestla kihistiku ülaosa 3–5 m) kuni kirjuvärvilise (ülejäänud osa Kestla kihistikust) sinisavi ca 20 m paksune lasund. Tammneeme kihistiku paksus maardla alal on 6–7 m ja Kestla kihistikul ca 24 m. Karjääri sügavamas osas 3,36 ha on Tammneeme kihistiku savi juba väljatud.

Varu võiks maardla piires sügavuse arvel veel suurendada, sest varu arvutustes (Peikre, 1993) on opereeritud vaid läbiuuritud sügavusega, aga geoloogiline varu on sellest tunduvalt suurem. Kuid vajadust selle järele ei ole, sest väljaeraldatud varu seisab senini kasutamata ja endine tootmisstruktuur (karjäär) on lakanud olemast – hooned lagunenud ja kaevesüvik vett täis. Kuna nõudlus keraamilise savi järele on järsult vähenenud, siis sellest tulenevalt on ära langenud vajadus ka täiendavate varude järele, kuigi geoloogilisest seisukohast vaadatuna on selleks võimalusi maardlast nii loode kui ka kagu suunas.



Joonis 5. Skemaatiline joonis aluspõhja maavarade kaardist.
Figure 5. Schematic map of the mineral resources in bedrock.

2. PINNAKATE JA PINNAMOOD

Pinnakatte geoloogiline kaart (joonis 6), sarnaselt teistelegi komplekti kuuluvatele geoloogilistele kaartidele, põhineb suures osas varasematel käsikirjalistel suure- ja keskmisemõõtkavalistel geoloogilistel kaartidel (Jõgi jt, 1966; Eltermann, 1972). Viimastest olulisimaks on E. Kadastiku ja E. Morgeni koostatud Lahemaa piirkonna pinnakatte kaart (Suuroja jt, 1997), kus on kasutatud Tartu Ülikooli geoloogiatudengite poolt H. Kingu ja R. Karukäpa juhendamisel aastatel 1979–1989 menetluspraktikate käigus hangitud andmeid. Kasutatud on ka maavarade (turvas, liiv, kruus, savi, aluspõhjalised maavarad) otsingu- ja uuringutööde (Einmann, Gromov, 1974; Grišina, 1980; Orru jt, 1981; Palo jt, 1961; Remmel, 1962; Tallinn, 1990; Tšervjakova, Matlova, 1955 jt) ning melioratiivsete (Mällo, 1979; Vassila, 1977; Veskimets, 1988), ehitusgeoloogiliste (Braginskaja, 1956; Filippova, Nazarova, 1981; Melnikova, 1982; Mihhailov, Kurikov, 1968; Ptitsõn, 1960; Šarapov, 1948; Sobolev, 1980 jpt) ja hüdrogeoloogiliste uuringute (Filatov jt, 1990; Savitski jt, 1993 jt) materjale ning puurkaevude andmebaasi "Põhjavesi-puurkaev". Oma osa ala pinnakatte uurimisse on andnud nii Tallinna Tehnikaülikooli ja Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi spetsialistid (Heinsalu, 2001; Karukäpp, Tavast, 1985; Kessel, Linkrus, 1979; Kessel, Raukas, 1967, 1979; Linkrus, 1963, 1969, 1976, 1998; Miidel, 1959; Pärna, 1960; Raukas, 1978; Veski, 1998; Viiding, 1986 jpt) kui ka juba klassiku tiitlit kandvad loodusuurijad (Helmersen, 1869, 1882; Ramsay, 1929; Tammekann, 1940).

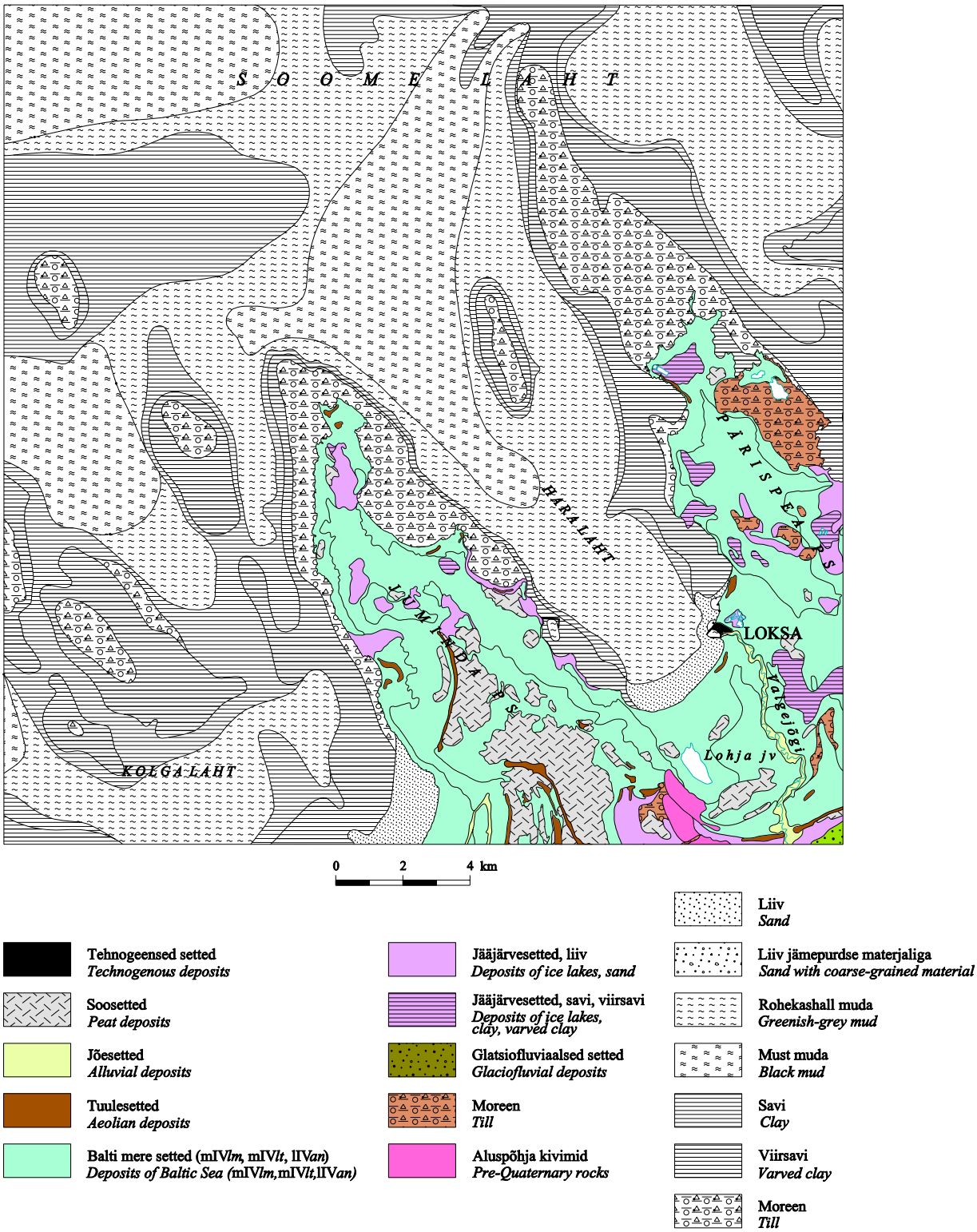
Ametlikult kinnitamata suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise metoodika näeb ette marsruutkaardistamist marsruutide vahega keskmiselt 500 m ning vaatluspunktide vahega maksimaalselt 250 m, st vähemalt 10 vaatluspunkti 1 km^2 kohta. 625 km^2 suuruse Eesti baaskaardi Loksa lehe 132 km^2 suurusele maismaa-alale jääb ligi 1300 vahetult kaardistamise käigus dokumenteeritud vaatluspunkti (kaevist, paljandit vms). Koos ülalmainitud teiste, nii regionaalsete kui detailsemate, spetsiifiliste tööde andmestikuga on pinnakatte kaardi koostamisel kasutatud ligi 1700 andmepunkti, ehk ligi 13 punkti 1 km^2 kohta.

Välitöödel kasutati topograafilise alusena 1:25 000 ja/või 1:10 000 mõõtkavalisi nõukogudeaegseid kaarte. Pinnakatte käsikirjaline kaart koostati algselt 1:25 000 mõõtkavas. Kaardil kujutatakse üldistatuna kvaternaarsete setete pindalalist levikut, kusjuures mõtteliselt on eemaldatud umbes 50 cm paksune pindmine kiht (ligikaudu kahekordne huumushorisont), et mullatekkeprotsessid ei segaks setete määramist. Kaardil esitamiseks liiga väikesed alad on kas suurendatud (ühendatud) või välja jäetud. Erineva vanuse ja tekkega pinnakatte setted eristatakse kaardil värviga, setete koostise muutused aga tingmärkidega.

Akvatooriumi pinnakatte geoloogiline kaart on koostatud Eesti Geoloogiakeskuse poolt läbi viidud Soome lahe regionaalsete (1:200 000) geoloogiliste ja geofüüsikaliste uuringute (Malkov jt, 1986; Talpas jt, 1989, 1994) andmeil, kasutades ka TTÜ GI töid (Lepland, 1995; Lutt, Raukas (toim.), 1993). Kuna 1:200 000 mõõtkavalise kaardistamise tulemused ei vasta 1:50 000 kaardi nõuetele, on akvatooriumi pinnakatte kujutamiseks kasutatud lihtsustatud legendi.

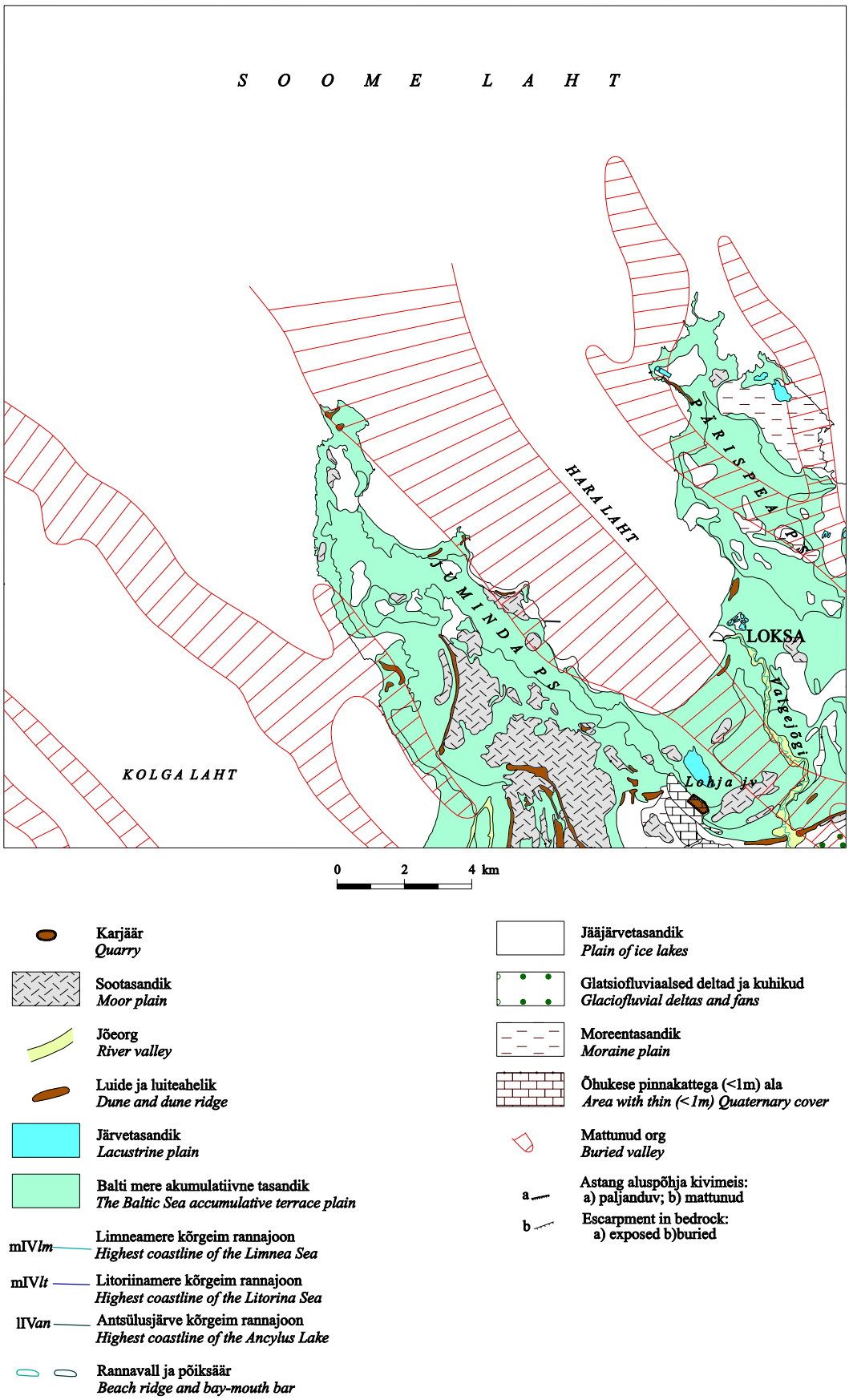
Järgneval pinnakatte setete (joonis 6) kirjeldamisel on lähtutud eelkõige K. Kajaku (1992) poolt koostatud Eesti kvaternaarisetete ja geomorfoloogilise kaardi (mõõtkavas 1:50 000) tugilegendist. Erinevate allikate põhjal koostatud pinnakatte setete stratigraafiline skeem on toodud tabelis 3, Holotseeni (pärastjääaja) täpsem liigestus aga vastavas alapeatükis. Setete vanusest rääkides mõtleme, kui pole teistmoodi mainitud, ^{14}C aastaid enne 1950 a, mis näiteks Pleistotseeni-Holotseeni piiril on vastavatest kalendriaastatest ligi 1300 aastat väiksem.

Pinnavorme (joonis 7) vaadeldakse koos neid moodustavate setete või kujundanud protsessiga. Eelkõige aluspõhjaliste setenditega seotud jäätumiseelsed pinnavorme, sealjuures pinnamoe suurvorme, Põhja-Eesti paelava ja klindiesist madalikku koos neid eraldava klindiga, käsitletakse lähemalt aluspõhja reljeefiga seoses (peatükk 1.3.).



Joonis 6. Pinnakatte skemaatiline kaart.

Figure 6. Schematic map of the Quaternary deposits.



Joonis 7. Geomorfoloogia skemaatiline kaart.

Figure 7. Schematic geomorphological map.

2.1. PLEISTOTSEEN

2.1.1. Kesk-Pleistotseen. Ugandi kihistu (QII*ug*)

Eelviimasele, Saale (Kesk-Vene) jäätumisele vastavasse **Ugandi kihistusse (QII*ug*)** loeme me tinglikult kõik viimase jäävaheaja omadest vanemad pinnakatte setted, ehkki nende alumist piiri pole kusagil dateeritud. Tihti kihistus eristatud alamkihistute väljaeraldamine pole meie arvates vajalik. Kihistu setted levivad klindiesise madaliku idapoolsetes mattunud orgudes absoluutsetel kõrgustel allpool 50 (70) m amp. Läänepoolsetes orgudes, vähemalt nende lõunapoolsetes osades, on nad nooremate liustike poolt kulutatud (Suuroja jt, 2001). Siinkohal tuleb mainida, et alale jäävad vaid üksikud kvaliteetse pinnakatte puursüdamikuga geoloogilised puuraugud, needki enamasti Juminda poolsaarel, mistõttu läbilõike kirjeldus toetub tihti liiga üldistele ja vastuolulistele tarbepuurkaevude kirjeldustele. Seepärast on nii vanade orgude levik kui pinnakatte iseloom nendes, eriti Pärispea poolsaarel, paljuski hüpoteetiline ja nõuaks täiendavaid uuringuid.

Tabel 2. Pinnakatte setete stratigraafiline skeem (Kajak jt, 1992; Raukas, Kajak, 1995; Liivrand, 1991; Donner, 1995).
Table 2. Stratigraphy of the Quaternary deposits (Kajak et al., 1992; Raukas, Kajak, 1995; Liivrand, 1991; Donner, 1995).

<table>
<tr><td rowspan="2">Ladestik,
Ladejärk</td><td colspan="3">Eesti</td><td colspan="2">Lääne-Euroopa</td><td rowspan="2">Al. piiri
vanus,
tuh. a.</td></tr>
<tr><td>Kihistu</td><td>Alamkihistu</td><td>Kihistik</td><td colspan="2">Lade</td></tr>
<tr><td colspan="4">Holotseen</td><td colspan="2">Flandria</td><td>10</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Ülem-
Pleistotseen</td><td rowspan="3">Järva</td><td>Ülem-</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="3">Weichsel</td><td>Ülem-</td><td>25</td></tr>
<tr><td>Kesk-</td><td>Kesk-</td><td>74</td></tr>
<tr><td>Alam-</td><td>Kelnase</td><td>Alam-</td><td>115</td></tr>
<tr><td>Prangli</td><td colspan="3">Eem</td><td>130</td></tr>
<tr><td>Kesk-
Pleistotseen</td><td>Ugandi</td><td></td><td></td><td>Saale</td><td></td><td></td></tr>
</table>

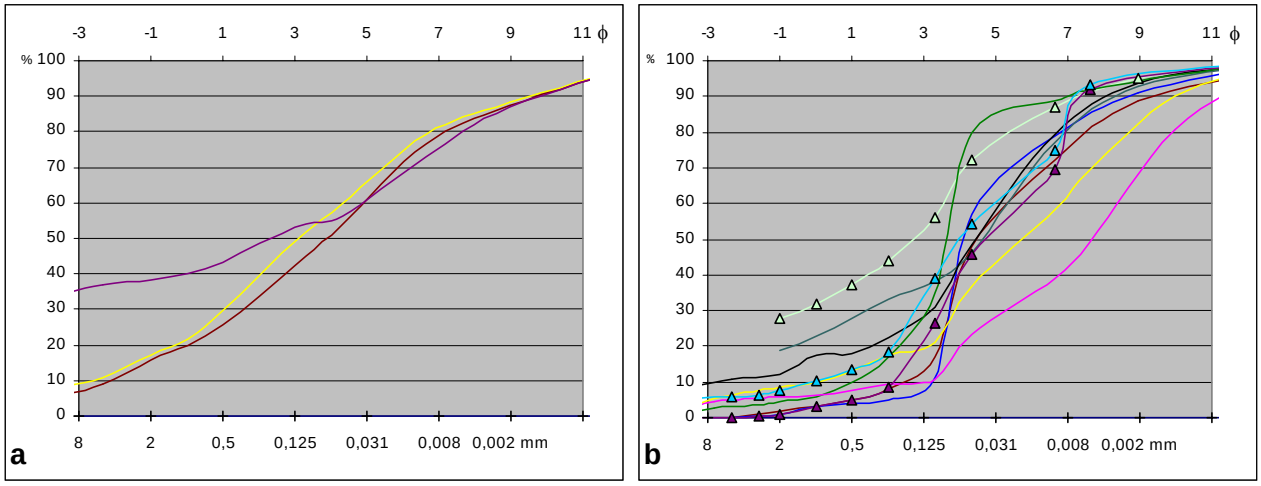
Ugandi kihistu moreen (gII*ug*) levib õhukese, <5 m paksuse katkendliku kihina Juminda poolsaare põhjaosas vahetult Eemi jäävaheaja setete all, täidab kuni 60 m paksuselt Valgejõe ürgorgu, levib läätsedena Suurpea ürgorus ning katab õhukese kihina viimase põhja. Moreen on pruunikashall kuni pruun ja väga tihe. Jämepurru sisaldus moreenis on tavaliselt <15–20 % (joonis 8) ja see koosneb ligi 100 % suhteliselt hästi ümardunud tardkivimilisest, peamiselt granitoidsest, kruusast ja veeristest (joonis 9). Klindiesisele moreenile ebatüüpiliselt võib E. Kadastiku teatel (Suuroja jt, 1997) moreeni ülemine kontakt olla väga jämepurrurikas, põhjustades ühtlasi puursüdamiku halba väljatulekut.

Ugandi kihistu **glatsiofluviaalsed ehk liustikujõelised setted (fII*ug*)** on Lahemaa ürgorgudes laialt levinud ning nende paksus võib ületada 40 m (vt joonis 9). Enamasti on tegu rohkesti keskmiselt kuni hästi ümardunud kristalliinseid veeriseid sisaldava punakaspruuni liivkruusa või kruusliivaga. Tavaliselt lasub Ugandi glatsiofluviaalsete setete kompleks otse aluspõhjal ning seda katavad Ugandi kihistu moreenid, aga tihti moodustavad lasumi ka sama-ealised viirsavid.

Jääjärvelised (glatsiolakustrilised või limnoglatsiaalsed) setted (lgII*ug*$_3$). Ugandi kihistu kõige ülemises osas lasub jääjärveliste savide kihind, mille paksuseks Juminda poolsaarel on 0,5–3 m (vt joonis 9), Pärispea poolsaare orgudes kuni 15 m, aga näiteks Viinistus on neid kirjeldatud

(puurkaev 1047) ka ürgoru põhjas >43 m paksusena. Mainitud savi on äärmiselt sitke, horisontaalkihiline, selge pruuni värvusega.

Kogu Ugandi kihistu eriilmeline kompleks, eelkõige moreenid, levib ilmselt ka mitmel Kolga ja Hara lahe veealuste madalike piires, aga geoloogiliste tõendite puudumine jätab mitmeid võimalusi akvatooriumil tehtud akustilise pidevsondeerimise andmete tõlgendamiseks (võrdle näiteks Kiipli jt, 1993 joonis 59 ja Malkov jt, 1986, 2. kd, joonis 21). Siiski võib arvata, et need, maismaal sügavale jäävad setted, võivad veealuste madalike enam erosioonile allunud põhjanõlvadel ulatuda üsna merepõhja lähedale.



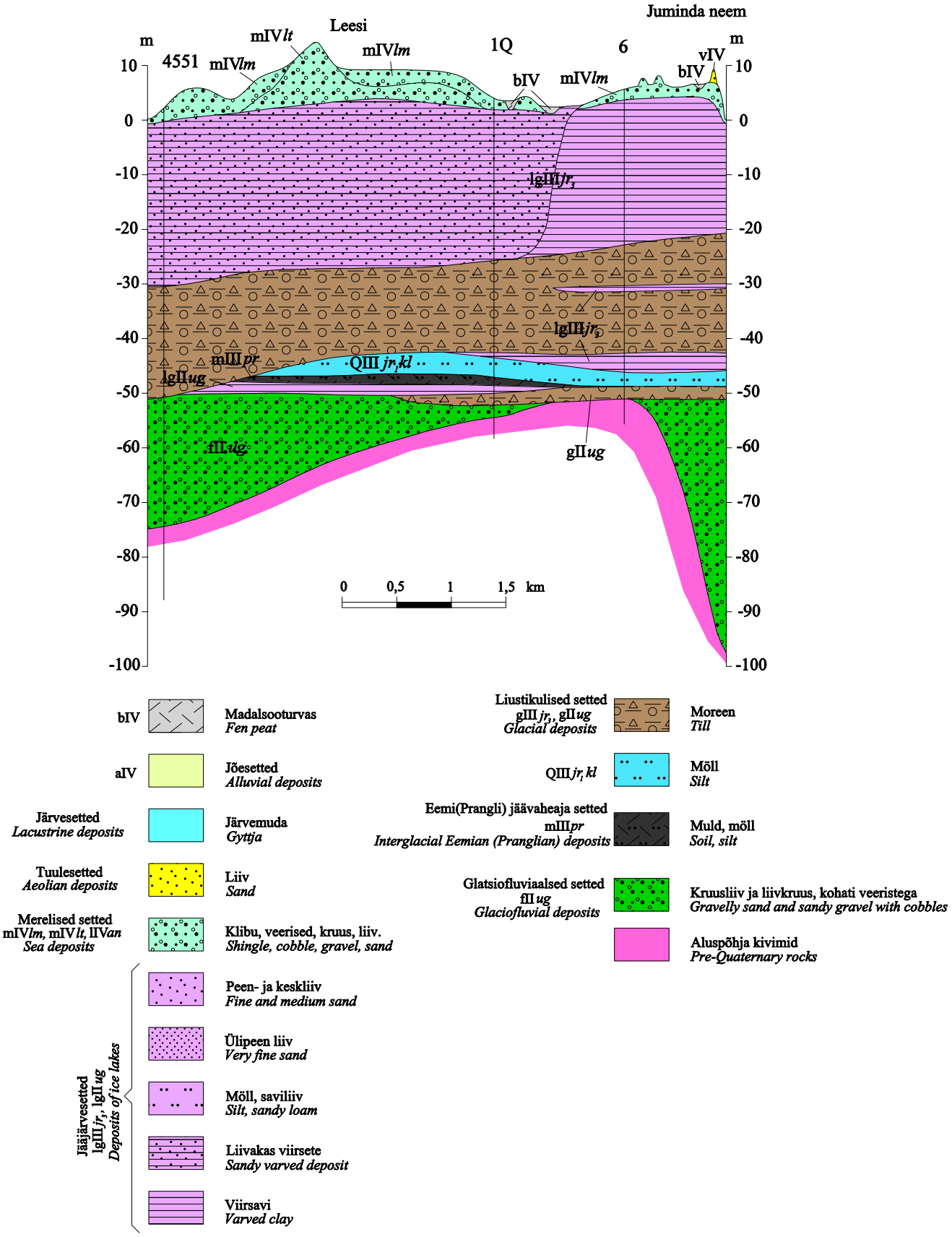
Joonis 8. Ugandi (a) ja Järva (b) moreenide iseloomulikud lõimisekõverad klindiesiselt alalt. Loksa/Palivere pealetungi moreen on tähistatud kolmnurkadega.

Figure 8. Characteristic grain-size distribution of Saalean (a) and Weichselian (b) tills from the Fore-Klint area. Lines with triangles indicate the till of Loksa/Palivere ice advance.

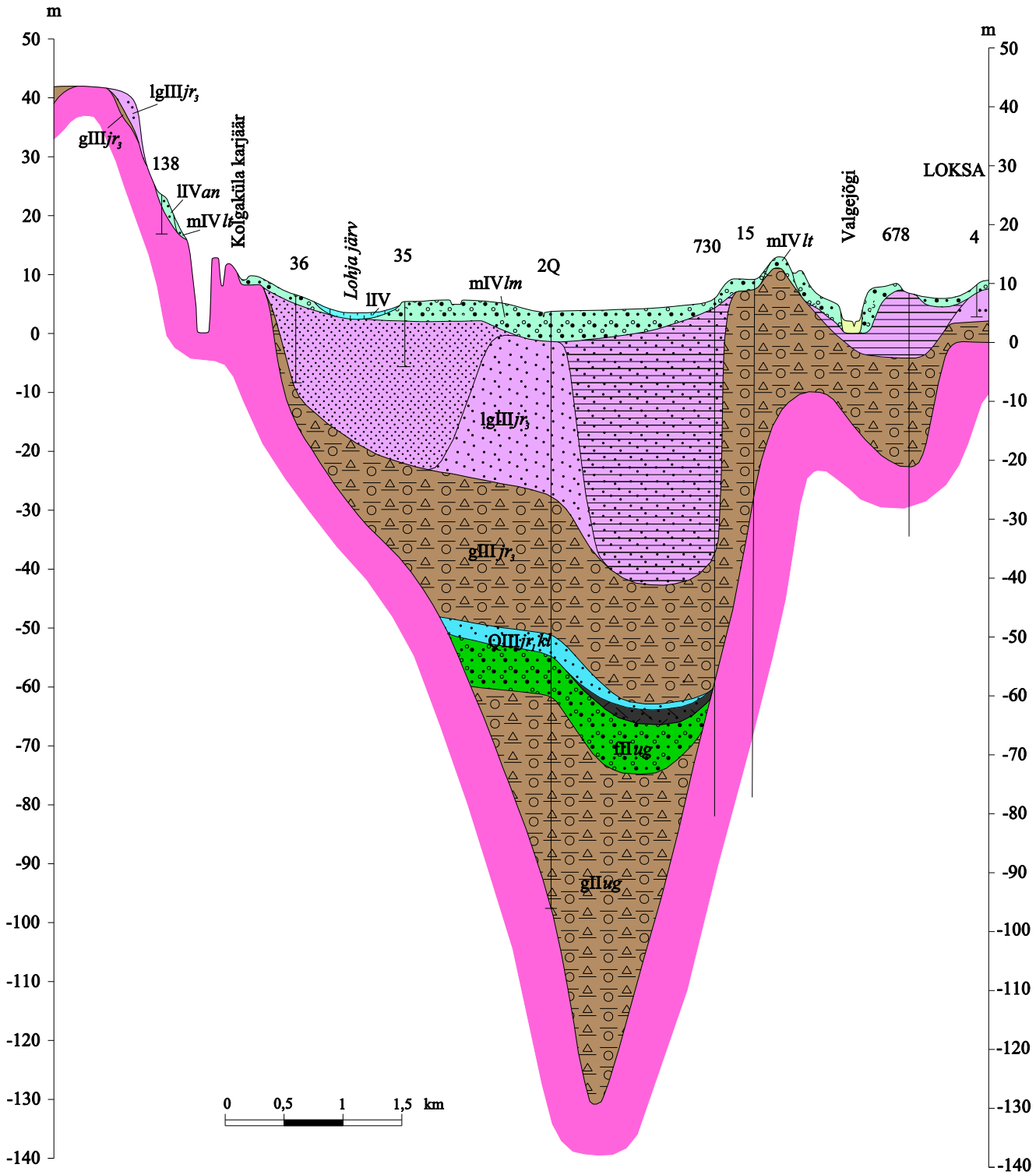
2.1.2. Ülem-Pleistotseen

Prangli kihistu (QIII*pr*)**.** Eesti põhjarannikule ja akvatooriumile on iseloomulik Eemi (Mikulini) tänapäevasestki soojema kliimaga jäävaheajale vastavate Prangli kihistu setete esinemine. Neid merelise tekkega (mIII*pr*) halle, roheka varjundiga savisid ja mölle, mis sisaldavad tihti taimejäänuseid, karbifragmente ja vivianiiti, võib leiduda kuni mõne meetri paksuse lasundina küllalt väljapeetud tasemel 45–60 m amp, nii mattunud orgude ülemistes osades kui suurte pinnakatteliste kuhjevormide – megavoorte – südamikes, kui viimase jäätumise mandriliustiku ja selle vooluvete erosioonibaas pole madalamale ulatunud. Puuraugus 1Q Juminda poolsaarel leidis E. Kadastik (Suuroja jt, 1997) absoluutsel kõrgusel -48 m aga ootamatult 13 cm paksuse Prangli-ealise mulla ja peenliiva mikrokihiliselt vahelduva kompleksi, mis on esimene sellevanuseliste kontinentaalsete setete leiukoht Põhja-Eestis. Orgaanika sisaldus (kuumuskadu) selles kihis on 6,6 %. Lähedalasuva puuraugu Juminda 6 läbilõikes (Jõgi jt, 1966), ligikaudu samale absoluutsele kõrgusele jäävad 2,2 m paksuseid, pealtnäha rikkumata lasuvusega mölle on varem peetud samuti jäävaheaegseteks. E. Liivranna teatel on neile siiski iseloomulik periglatsiaalne õietolmukompleks (v.t Kelnase kihistik). Esialgu jääb lahtiseks Valgejõe ürgorus paikneva Lohja puuraugu 2Q moreenide vahel ligikaudu 50–53 m amp lasuva 3 m paksuse, kahjuks õietolmu mittesisaldava, peene karbidetriidiga peenliiva genees ja vanus.

Järva kihistu. Traditsiooniliselt (Raukas, 1978; Kajak, 1999 jt) on Eestis viimase, Weichseli (Valdai, Würm) jäätumise setteid jagatud kolmeks, peamiselt liustikuliste setetega esindatud Alam- (e. Valgjärve), ja Ülem-Järva (e. Võrtsjärve) alamkihistuks, mida eraldab interstadiaalse iseloomuga Kesk-Järva (e. Savala) alamkihistu. Seejuures Alam-Järva alamkihistu alumises osas, Eemi jäävaheaja



Joonis 9. Pinnakatte läbilõige Leesi ja Juminda neeme vahel.
Figure 9. Cross-section between Leesi and Juminda Cape.



Joonis 10. Valgejõe ürgorg Kolgaküla ja Loksa vahel.

Figure 10. Valgejõe Buried Valley between Kolgaküla and Loksa.

ning Valgjärve glatsiaalsete setete vahel eristatakse pindalaliselt vähelevinud Kelnase periglatsiaalseid setteid.

Viimase aja uuringud (Donner, 1995; Svendsen jt, 1999 jpt) nii Skandinaavias kui Loode-Venemaal on seadnud sellise liigestuse kahtluse alla. On põhjust arvata, et Soome lõuna- ja lääneosa oli jäävaba kogu Vara-Weichselis, mis tähendab, et liustik Eestisse ei tunginud ning nn Valgjärve moreenid (v.t ka Suuroja jt, 1997) on hoopis nooremad ja kujutavad endast viimase jäätumise stadiaalseid setteid. Mõningatel andmetel (Liivrand, 1991) kattis mandrijää uuesti Eesti Kesk-Weichseli alguses, jättes maha nn Mägiste moreeni, ehkki mammutijäänused tõendavad ulatuslike jäävabade alade olemasolu kogu Fennoskandias (Lõugas jt, 2002; Lõugas, 2001) ka sel ajal. Kesk- ja Vara-Weichseli jääpealetungide varemarvatust hoopis väiksemat ulatust kinnitavad peale geoloogilise andmestiku (Svendsen jt, 1999**)** ka arvutimodelleerimise tulenused (Siegert jt, 2001). Järelikult peaks kogu Alam-, aga võib-olla ka Kesk-Weichselile, Põhja-Eestis vastama Kelnase kihistik (kihistu?). Et tekkinud vastuolu vanade ja uute vaadete vahel mitte võimendada, on esialgu loobutud kohanimeliste kohalike litostratigraafiliste üksuste kasutamisest. Säilinud on vaid Kelnase kihistik, mille positsioon on mõlema liigestuse järgi sarnane (ehkki mahud erinevad).

Alam-Järva alamkihistu. Kelnase kihistikku (**QIII*jr*$_1$*kl***) kuuluvad viimase jäävaheaja järel ja viimase jäätumise eel moodustunud kontinentaalsed setted. Need, peamiselt järvelise tekkega möllid ja liivad, harvem (viir)savid, levivad õhukeste läätseliste kihtidena klindilahtedes ja mattunud orgudes 45 m amp tasemest sügavamal (vt joonised 9 ja 10). Eespool juba mainitud, Ugandi moreenil lasuva 2,2 m paksuse liivakas-savika mölli kihile puuraugus Juminda 6 on E. Liivranna teatel iseloomulik järgmise koostisega õietolm: puud 66–76 %, rohttaimed 7–10 %; puude õietolmust moodustas mänd 30–48 %, kuusk 9–20 % ning kask 35–39 % (vaevakask 14 %); rohttaimedest valdasid maltsalised, puju ja kuldkann. Selline (osalt v.o kaugkandega seotud) külma- ja kuivalembene kooslus viitab subarktilisele kliimale. Kelnase kihistikku on loetud ka 5 m paksune jäävaheaegsetel setetel lasuv hallika mölli kiht Juminda puuraugus 1Q ning tinglikult 3 m paksune molluskitükke sisaldav liivakiht Lohja puuraugus 2Q. Viimane võib, vähemalt osaliselt, olla ka Prangli-ealine.

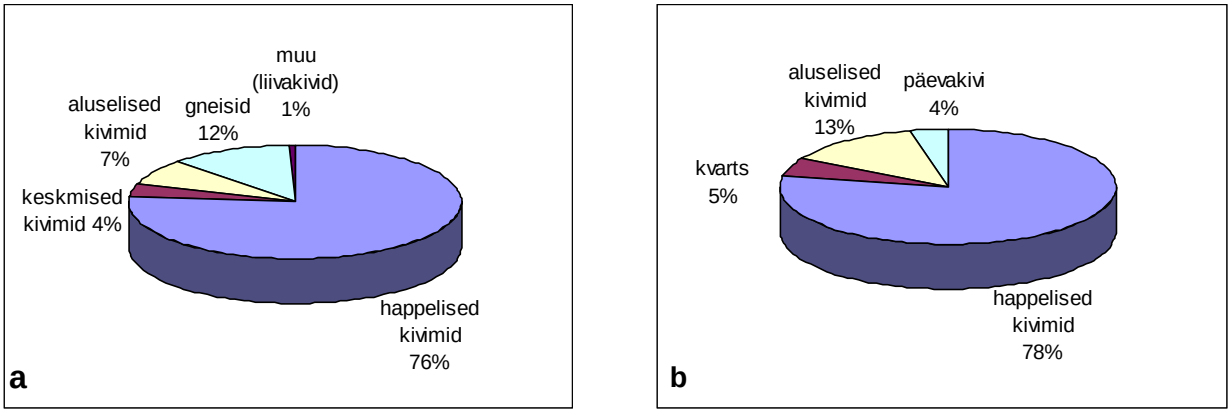
Kesk-Järva alamkihistu. Et seni pole Põhja-Eestis Kesk-Weichseli ealiste setete esinemist tõestatud, loetakse käesolevas töös ka võimalikud Kesk-Järva glatsiaalsed setted tinglikult Ülem-Järva alamkihistikku, periglatsiaalsed setted aga Kelnase kihistikku.

Ülem-Järva alamkihistu. Ülem-Järva alamkihistusse kuuluvad kõik viimase, maksimaalse jäätumisega seotud setted. Nende paksus võib muutuda nullist Kolgaküla klindipoolsaarel kuni 70 ja enama meetrini klindiesise ala mattunud orgudes. Jagada neid kaheks mandrijää (retsessioonidega) taandumise Pandivere ja Palivere staadiumidele vastavaks kompleksiks, nagu tihti tehtud, uuritaval alal ei õnnestunud. Enamasti levib siin vaid üks, selgelt väljendunud moreenilasund, samas on naabruses asuval Prangli kaardilehel eristatud 4–5 jääjärveliste setetega vahelduvat moreenikihti (Ploom jt, 2001). Alamkihistu on esindatud liustikuliste, liustikujõeliste ning jääjärveliste setetega.

Kui vanuse järgi on viimase jäätumise **moreene (gIII*jr*$_3$)** raske liigestada, siis pindalalise leviku ning sellest tingitud lähtekivimite litoloogilis-mineraloogiliste iseärasuste tõttu eristuvad Põhja-Eestis tavaliselt selgelt **klindiesise** e. rannikumadaliku ja Põhja-Eesti **paelava moreenid** (Suuroja jt, 2001). Paeplatoost jääb Loksa kaardilehele vaid väike osa, Kolgaküla klindipoolsaare põhjatipp. Pinnakatte moodustab siin kollakas- kuni beežikashall rähkne saviliivmoreen paksusega mõnekümnest sentimeetrist kuni kahe meetrini.

Klindiesise moreeni (gIII*jr*$_3$) paksus jääb enamasti alla 20 m, kuid võib klindiorgudes ja akvatooriumil koos erinevate vahekihtidega mõnedel andmetel ulatuda 80 meetrini (vt joonis 10). Samas

võib see moreen olla orgude klindilähedastes osades liustikujõgede poolt ka kulutatud (Suuroja jt, 2001) ja/või esineda ainult õhukeste vahekihtidena. Moreen paljandub vähe ja on enamasti kaetud nooremate, jääjärveliste või mereliste setetega. Moreeni eripära on seotud valdava osa settematerjali päritoluga Kambriumi ja Vendi settekivimite või aluskorra avamusalalt, kus karbonaatkivimid puuduvad. Moreen on sinakas- või rohekashall, küllalt savikas ning samas üsna väikese jämepurdse materjali sisaldusega (joonis 8). Kõige iseloomulikum on selle moreeni kivimiline koostis, kus kristalset materjali on tavaliselt üle 70–95 %, seejuures happelisi kivimeid on 70–90 %. Vähesel määral esineb suhteliselt pehmeid aleuroliite ja liivakive, veelgi harvem savisid. Karbonaatkivimite leidumine on erand ning seda on isegi raske põhjendada. Moreenis sisalduva ülipeenliiva kerge fraktsiooni (<2,89 g/cm^3) mineraalses koostises torkab silma kvartsi valdamine (65–83 %), päevakive on 7–28 %, biotiiti, glaukoniiti ja karbonaate esineb vaid vähese lisandina. Peenliiva kerges fraktsioonis on kvartsi 55–64 %, päevakivi 30–36 %, vilku, eelkõige biotiiti, 0,3–2 %.



Joonis 11. Klindiesise Järva moreeni jämepurru keskmine kivimiline koostis fraktsioonis >1 cm (a) ja 0,5–1 cm (b).

Figure 11. Mean petrographic composition of clasts with a diameter a) >1 cm, and b) 0.5–1 cm, of Weichselian tills from the Fore-Klint area.

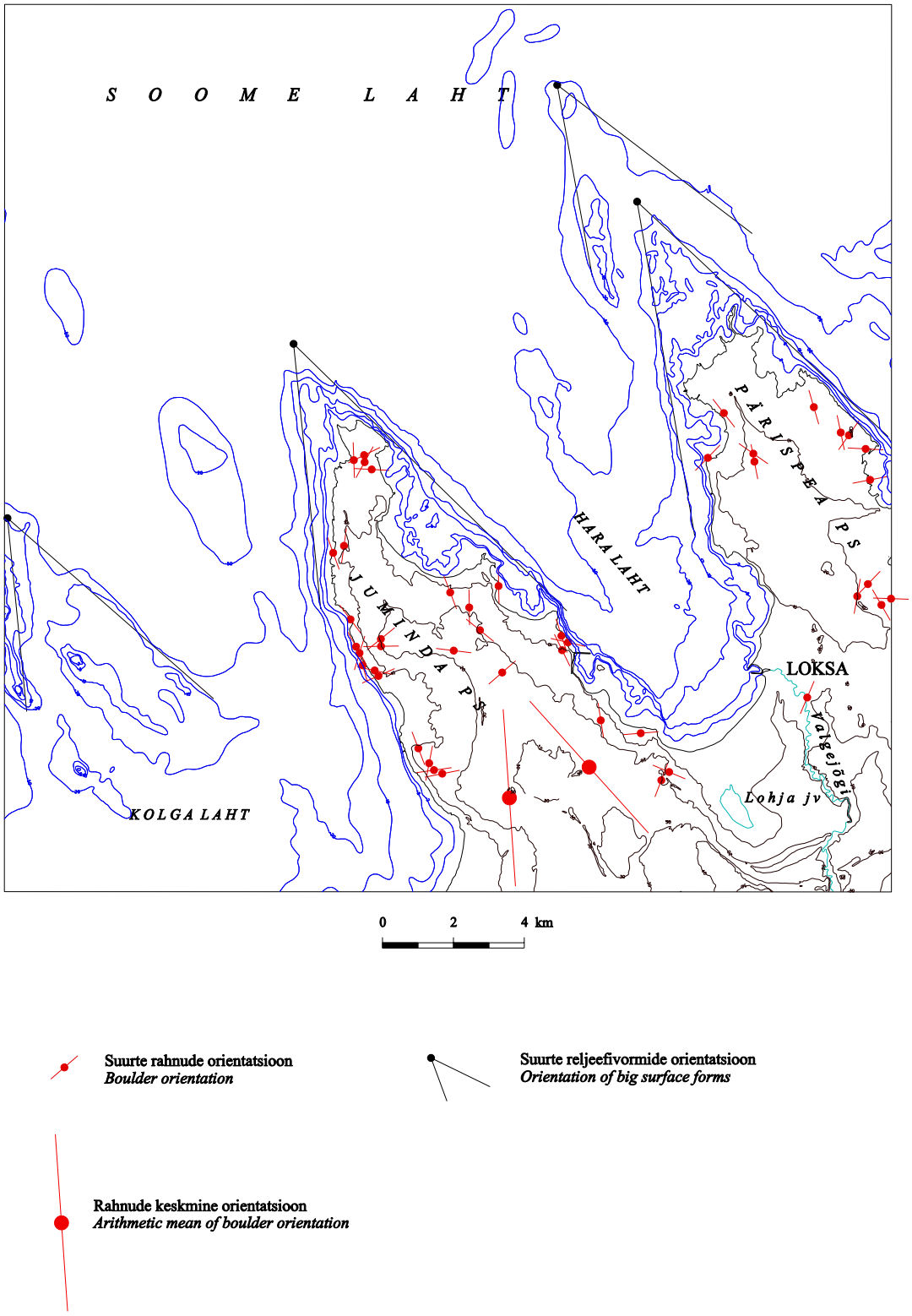
Pisiliiva fraktsiooni rasketest mineraalidest (>2,89 g/cm^3, kokku 2–4 %) valdavad amfiboolid (35–60 %) ja granaadid (11–25 %). Pürokseene on 5–15 %, ilmeniiti/magnetiiti (1) 4–9 %, limoniiti/hematiiti 0,2–2 %, püriiti 0,5–4 %. Lisandina esineb sageli apatiiti (0,5–4 %), tsirkooni (0,2–8 %), epidooti (1–4 %) ja biotiiti. Peenliiva fraktsiooni rasketest mineraalidest moodustavad amfiboolid 20–35 %, granaadid 17–32 %, pürokseenid 4–14 %, epidoot 4–27 %, ilmeniit/magnetiit 2,8–4,7 %, limoniit/hematiit 1,3–8,1 %, püriit 0,8–2,1 %. Lisandina esineb üsna ühtlaselt apatiiti (0,8–1,0 %) ja tsirkooni (0,3–0,6 %).

Liustikuliste setetega on seotud ka arvukad rändrahnud. Lahemaal oleme me nendega nii harjunud, et ei pruugi õieti märgatagi. Ometi on need kogu Põhja-Euroopas ainulaadse suurusega kivimürakad veennud põlvkondi geolooge ja looduseuurijaid jäätumisteooria õigsuses ning ühtlasi andnud infot mandriliustike liikumise kohta. Juba XIX sajandi keskel nimetas akadeemik G. Helmersen Põhja-Eesti suuri rändrahne geoloogilisteks mälestusmärkideks ja luges säilitamist väärivaks kõiki üle 5 m-se läbimõõduga kive. Loksa kaardilehele jäävad hiidrahnud, s.t rahnud pikima läbimõõduga 10 m ja enam, on:

Majakivi **(**foto 1) – ptigmatiitgneisi rahn Juminda poolsaarel, 2,5 km Virve külast edelas (pikkus 15,1 m, laius 11,0 m, kõrgus 7,0 m, ümbermõõt 32,0 m ja maht 584 m^3); maapealse osa mahult Eesti III.

Jaani-Mardi Suurkivi (kirjanduses ekslikult ka Sorrukivi) – (13,2*9,2*5,7 m; 34,5 m; 288 m^3); Eesti XII.

Jaani-Tooma Suurkivi (foto 2) – (11,8(13,9)*8,6*7,5 m; 27,6(35) m; 274(327) m^3); Eesti XIV.



Joonis 12. Reljeefivormide ja suurte rahnude orientatsioon

Figure 12. Orientation of big relief forms and big boulders

Hara Suurkivi – graniitapliidi rahn Hara külas (11,0*6,9*4,5 m; 29,4 m).

Algaja kivi – lõhenenud gneissrahn Leesi külas (10,1*6,4*2,7 m; 29,1 m).

Alale jäävast 93st Eesti Ürglooduse Raamatus fikseeritud suurest rahnust on 36 rabakivid, 36 muud granitoidid ja 20 mitmesugused gneisid, Tapurla külas asub ka Diabaasrahn.

Rahnude pikitelje orientatsioon koos reljeefi analüüsiga võimaldab teatud määral hinnata mandriliustiku liikumissuunda (joonis 12). Arvestades, et piklik jämepurdmaterjal võib omandada nii jää liikumissuunalise kui sellega ristuva asendi, eristuvad selgelt kaks suunda, lõunasse või lõunakagusse (keskmiselt 178°) ja kagusse (139°), kusjuures valdab (3/5) esimene suund. Mõlema suuna keskmine asimuut on 162°. Selline tulemus tundub esmapilgul kinnitavat üldtunnustatud seisukohta, et viimase jäätumise Pandivere kõrgustiku põhjanõlvani ulatunud, nn Pandivere staadiumi iseloomustab liustiku lõuna- või lõuna-kagusuunaline liikumine, järgmist, uuritaval alal vaid klindini ulatunud, nn Palivere staadiumi aga jää kagusuunaline pealetung. Jääb aga arusaamatuks, miks peaks Lahemaal klindiesisel Palivere liustiku levikualal valdama Pandivere staadiumile iseloomulik jää liikumise suund. Samas pole selline kahetine orientatsioon ilmselt juhuslik, sest on jälgitav ka suuremates reljeefivormides. Praktiliselt kõigi suuremate poolsaarte, saarte, madalike ja nende gruppide lääneküljed on põhja–lõuna suunalised, idaküljed aga kagusuunalised (joonis 12). Eriti ilmneb selline nähtus mainitud reljeefielementide (Juminda ja Pärispea ps, Malusi saared koos ümbritsevate madalatega, aga näiteks ka alast itta jäävad poolsaared) tippudes. Vaevalt on selline nähtus pehmete aluspõhja savide ja liivakivide levikualal põhjustatud seniteadmata aluspõhjalistest riketest. Pigem on ikkagi tegu jää liikumissuuna erinevustega, aga mitte tema taandumise erinevatel etappidel, vaid pealetungil ja taandumisel (v.t ka Boulton et al., 2001). Viimane ja praegu kivide orientatsioonis valdav lõunasuund on siis iseloomulik taanduvale jääle, mis lõikas ära ka reljeefi makrovormide põhjatipud.

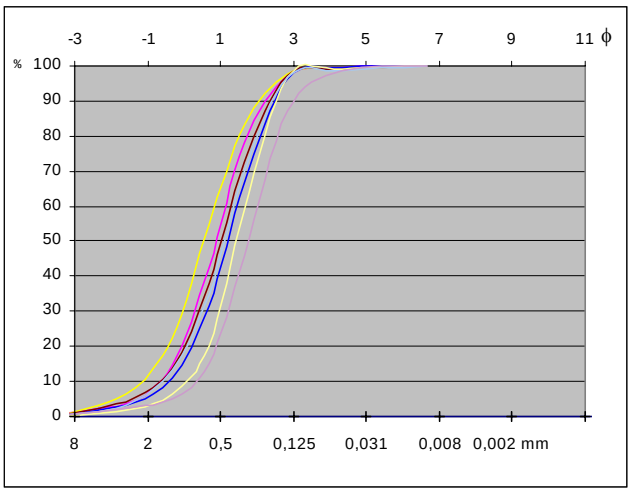
Huvitaval kombel pole vahetult klindi eest tõendeid mandrijää kahest viimasest (Pandivere ja Palivere) stadiaalsest pealetungist ja vastavalt ka veeliste setetega eraldatud moreenikihist, ehkki Palivere staadiumit loetakse mandrijää üheks suuremaks ja selgemaks pealetungiks, mille servaasend Põhja-Eestis on enamusel paleogeograafilistel rekonstruktsioonidel (Kajak, 1999; Pärna, 1960; Raukas jt, 1971; Raukas, 1992; Suuroja jt, 1997 jpt) kujutatud vastu klinti ja markeeritud glatsiofluviaalse deltaga Vasaristi–Porgaste joonel (foto 6). Klindist eemal, poolsaarte kesk- ja põhjaosades võivad Pandivere ja Palivere staadiumi moreenideks osutuda, nagu eespool juba viidatud, varem vastavalt Valgjärve ja Võrtsjärve alamkihistikesse loetud (Suuroja jt, 1997; Raukas, 1978) moreenid. Samas esinevad Loksa linna lääne- ja lõunaosas, ka akvatooriumil, arvukate ehitusgeoloogiliste, hüdrogeoloogiliste (pa 11519) kui ka maavarauuringu puuraukude (Remmel, 1962) andmetel jääjärvelisi viirsavisid katvad ja kohati neisse lõikuvad 0,5 m kuni, Loksa sadama territooriumil, maksimaalselt 6 (16,5) m paksused kruusa ja veeriseid sisaldavad saviliivad ja liivsavid. Kuni 9 (17) m paksused moreenid on viirsavidel või, harvem, kruusliivadel fikseeritud ka puurkaevudes Pedaspeal, Haral ja Turbuneemes, aga mitte lõuna pool. Et jää on katnud viirsavisid, tõendavad ka nii viimaste lasuvusrikked Juminda ja Pärispea poolsaarel (foto10; Linkrus, 1969) kui kohati samadel viirsavidel lasuvad glatsiofluviaalsete setete läätsed/vagumused (foto 7). Nii joonistub välja ulatuslik ja selge jääserva asend Pedaspea–Hara–Loksa–Turbuneeme joonel, mis ei saa olla seotud mingi lühiajalise jääserva ostsillatsiooniga. Nagu näitavad puuraugud Lohja 2Q (joonis 10) ja alast veidi lõuna poole jääv Pudisoo 7, settisid selle jääserva ette, Hara ja Loksa klindilahtedesse >30 m paksused peened ja ülipeened liivad. Viimasest puuraugust R.Pirruse tehtud õitolmuanalüüs (Jõgi jt, 1966) välistab lõplikult Palivere liustiku klindilahtedessse tungimise võimaluse, kuna selle järgi on jääjärveliste setete moodustumine toimunud praktiliselt kogu Allerødi vältel (kui mitte kauemgi). Viirsavide settimine asendus siin möllide kuhjumisega 32 m sügavusel Allerødi ja Hilis-Dryase piiril või veidi varem. Autor seletabki seda Hilis-Dryase jahenemisega alanud Palivere liustiku lähenemisega põhjarannikule.

Foto 5. Kivikülv Juminda poolsaarel Tapurlas. K. Ploomi foto.
Photo 5. Erratic boulder field at Tapurla, Juminda Peninsula.

Foto 6. Glatsiofluviaalsed deltaliivad Sillaotsa karjääris. K. Ploomi foto.
Photo 6. Glaciofluvial delta sands in Sillaotsa quarry.

Hilis-Dryasele vastava nn Gröönimaa stadiaali GS1 vanuseks on GRIP-jääpuuraugu järgi 11 500–12 650 kalendriaastatega võrdsustatud GRIP-aastat (Walker et al., 1999; v.t tabel 3). Kui meie korrelatsioon on õige, võib **Palivere pealetungi vanuseks** hinnata ligikaudu **11 650–11 750 kalendriaastat**. T. Hangu (1997) teatel on Palivere pealetung vähemalt 490 (viirsavi)aastat Pandivere pealetungist noorem. Pandivere (Neeva) staadiumi vanuseks loevad Saarnisto ja Saarinen (2002) ligikaudu 13 300 kalendriaastat ning Hangu (2001) hinnangul ei lahkunud liustik Peipsist põhja pool Pandivere joonelt enne kui Peipsi järve kohaliku viirsavikronoloogia lõppu umbes 13 130 kalendriaastat tagasi või, teise variandina, kohaliku kronoloogia 184 aastal, s.o samuti ligikaudu 13 300 kalendriaastat tagasi. Siinkohal peab mainima, et viirsaviaastad ei lange kalendriaastatega päris täpselt kokku ning Hilis-Dryases on varviaastad erinevate allikate järgi 650–900 aastat nooremad. Hang on varviaastate üleviimisel kalendriaastateks kasutanud koefitsienti +875, Saarnisto ja Saarinen aga +850 aastat. Viimastel andmetel (Björck et al., 2002) on see erinevus 760 aastat, ehk ligi 100 aastat väiksem, kui kasutasid eelmainitud autorid. Palivere staadiumi vanuseks saaksime nüüd 13300 - 100 (parandus Björck jt, 2002 järgi) - >= 500 (Palivere-Pandivere vahe)=12700, teise variandi järgi 13 130 - 100 ->=500=12530 kalendriaastat, mis üsna hästi langevad kokku meie Palivere retsessiooni vanusehinnanguga. Seejuures paistab, et Pandivere liustiku taandumisega on seotud juba Peipsi järve viirsavikronoloogia (Hang, 2001) distaalsed varvid 184-st varvist alates. Palivere servamoodustised korreleeruksid seega ajaliselt Kesk-Rootsi nn Levene ja Hilis-Dryase servamoodustiste vaheliste (Lundqvist, Wohlfarth, 2001), võimalik, et Halleby moreenidega.

Liustikujõelised ehk glatsiofluviaalsed setted (fIII*jr*$_3$). Sarnaselt uuritava ala moreenidega, on ka nendega seotud liustikujõelised setted halvasti uuritud ning nende tekketingimused täpselt teadmata. Nagu eespool juba mainitud, on ala kagunurka riivavat ulatuslikku deltade vööndit enamasti peetud Palivere liustiku servamoodustiste reaks, mis moodustus klindi joonel peatunud liustiku ette, jääjärve põhjakaldale. Karukäpa ja Tavasti (1985) järgi aga on samad deltad moodustunud Pandivere kõrgustikul paiknevast irdjääst lõunasse voolanud jõgede suudmesse, ehk tollase jääjärve lõunakaldale (sel juhul oleks ilmselt täpsem neid setteid lugeda alluviaalseteks). Viimast seisukohta tõestavad Valgejõe äärsetes karjäärides täheldatud kihtide kallakused kuni 20-25º põhja ja loodesse. Jääjärvelistel savidel ja möllidel lasuvatele deltaliivadele on iseloomulik (joonis 13) savi puudumine, ka mölli on harva üle 5 %. Liivade paksus on tavaliselt ligi 10 m, kuid või ulatuda ka üle 20 m. Delta pealispinna absoluutsed kõrgused on 44–46 m. Kahjuks on need setted jäänud detailsemalt uurimata, aga käesoleval ajal neis sobivad paljandid puuduvad (foto 6).



Joonis 13. Valgejõe paremkalda liustikujõeliste deltasetete lõimisekõveraid.
Figure 13. Characteristic grain-size distribution of glaciofluvial delta sands from Lohja Klint Bay.

Foto 7. Liustikujõe setete lääts viirsavidel Juminda poolsaarel Virve rannas. K. Ploomi foto.
Photo 7. Glaciofluvial deposits on varved clays near Virve village, Juminda Peninsula – an evidence of Palivere ice advance?

Foto 8. Juminda poolsaare idarannikul Virve küla juures paljanduvad jääjärvelised savid rohkem kui 6 m paksuselt. K. Ploomi foto.
Photo 8. The outcrop of glaciolacustrine clays at Virve village, Juminda Peninsula, are more than 6 m high.

Foto 9. Valgejõe orus on jääjärvelised setted tunduvamalt liivakamad. K. Ploomi foto.
Photo 9. Glaciolacustrine deposits can be much more sandy, as in the valley of Valgejõgi River.

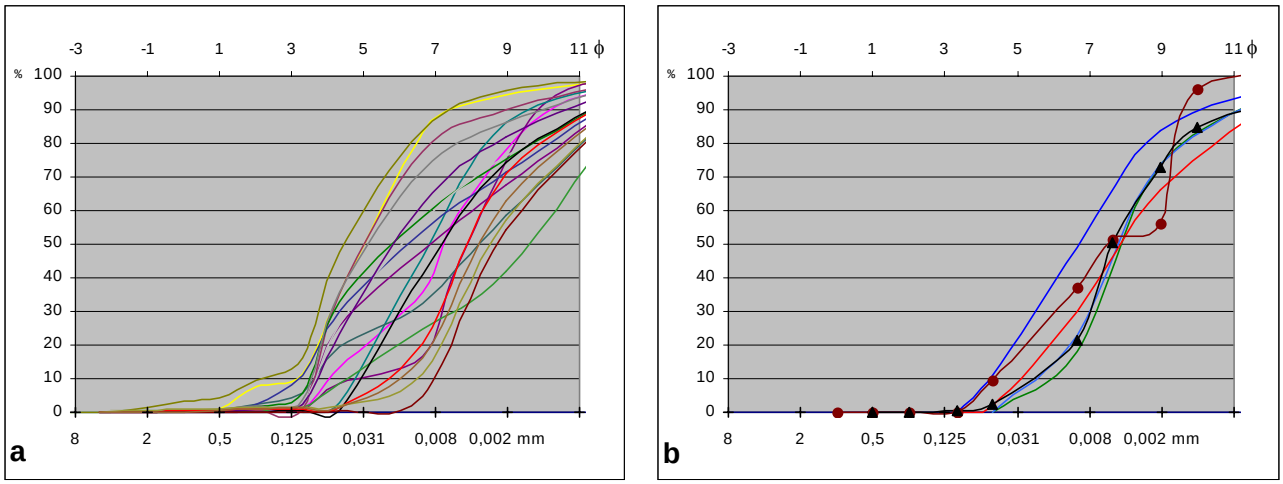
Foto 10. Kihilisus neis viirsavides on üsna ebaterav ja tugevalt rikutud. Ülal – jämepurdsed merelised setted. Detail fotolt 8. K. Ploomi foto.
Photo 10. Close-up of Photo 8 showing indistinct and disturbed bedding. Coarse-grained deposits of the Limnea Sea on the top.

Foto 11. Liiva ja savi terav, tihti läätseline vaheldumine viirsetetes. Detail fotolt 9. K. Ploomi foto.
Photo 11. Close up of Photo 9 showing sharp and often lenticular (rippled) alternating of sand and clay.

Loksast lõuna pool on täheldatud (Remmel, 1962) küllalt väljapeetud, 0,5–5 m paksuse muutliku kruusasisaldusega liivakatte esinemist moreenide peal ja viirsavide all. Ilmselt on siin tegu ühtlaselt ja küllalt kiiresti taandunud liustikuserva esise moodustisega. Kitsa ja väga muutliku paksusega (kuni 35 m) vööndina leidub liustikujõelist kruusakat liiva ja liivkruusa puurkaevude andmetel varemkirjeldatud Palivere (Loksa) moreenide all Pedaspeal, Haral ja Suurpeal. Analoogsete, liustikuserva ees settinud liivalasundite esinemist võib eeldadada ka akvatooriumil, suurte veealuste kõrgendike, megavoorte, nõlvadel ja jalamitel.

Jääjärvelised (glatsiolakustrilised või limnoglatsiaalsed) **setted**. Eestis puudub senini üldtunnustatud arusaam jääjärvede arengust taanduva liustikuserva ees. Lääne-Euroopas peetakse (Björck, 1995) Balti jääjärve alguseks juba 12 600 või isegi 13 000 a.t, mil tänapäevase Balti mere lõunaosa lahtedes hakkasid settima viirsavid. Eestis loetakse Balti jääjärve alguseks tavaliselt ühtse veekogu teket Pandivere kõrgustiku ees ligikaudu 12 000 aastat tagasi (Raukas, Vassiljev, 1992). Samas kirjeldatakse kohalike jääjärvedena kõiki E. Pärna (1960) poolt eristatud nn A-grupi veekogusid ja nende seas ka nii Voose kui Kemba jääjärve, mis tekkisid enne oletatavat (Björck, 1995; Donner, 1995) jääjärve taseme esimest järsemat langust ligi 11 300 a.t ning veetaseme uut tõusu B-taseme(te)ni liustikuserva peatudes Lõuna-Soomes Salpausselkä joonel. Viimase aja uuringud (Fyfe, 1990; Donner, 1992) pole selliseid suuri veetaseme kõikumisi siiski kinnitanud ning pigem võib Balti jääjärvest rääkida kui 12 000 a.t alanud, enam-vähem ühtlaselt alaneva tasemega veekogust.

Balti jääjärve areng lõppes 10 300 a.t, kui mandriliustiku serva taandumisel Billingeni mäest Kesk-Rootsis põhja poole jääjärve veetase alanes kiiresti ligikaudu 25 m, st maailmamere tasemeni (Björck, 1995). Vaatamata sellele ei ole Balti jääjärve setteid noorematest, Joldia mere setetest, kerge pindalaliselt eristada, kuna väliselt sarnastena ei ole kummagi rannikusetted faunistiliselt iseloomustatud. Kessel ja Raukas (Kessel, Raukas, 1979; Raukas, 1995) pidasid Joldia mere kõrgeimaks tasemeks Tallinna (Sõjamäe) ümbruses 40 m ümp, Veski (1998) ligi 45 m ümp ning Heinsalu (2001) 50 m ümp. Ülalmainitud probleemidest lähtuvalt ei ole käesolevas töös Balti jääjärve ja Joldia mere setteid maismaa-alal kaardipildis eristatud.



Joonis 14. Klindiesiste jääjärveliste setete lõimisekõveraid (a) ning Loksa savimaardla viirsavi suve- ja talvevarvide (Pirrus, Raukas, 1963) ja kogu sette lõimise võrdlus (b).

Figure 14. Characteristic grain size distribution of a) laminated glaciolacustrine clays and b) summer and winter varves and bulk sediment from Loksa clay deposit.

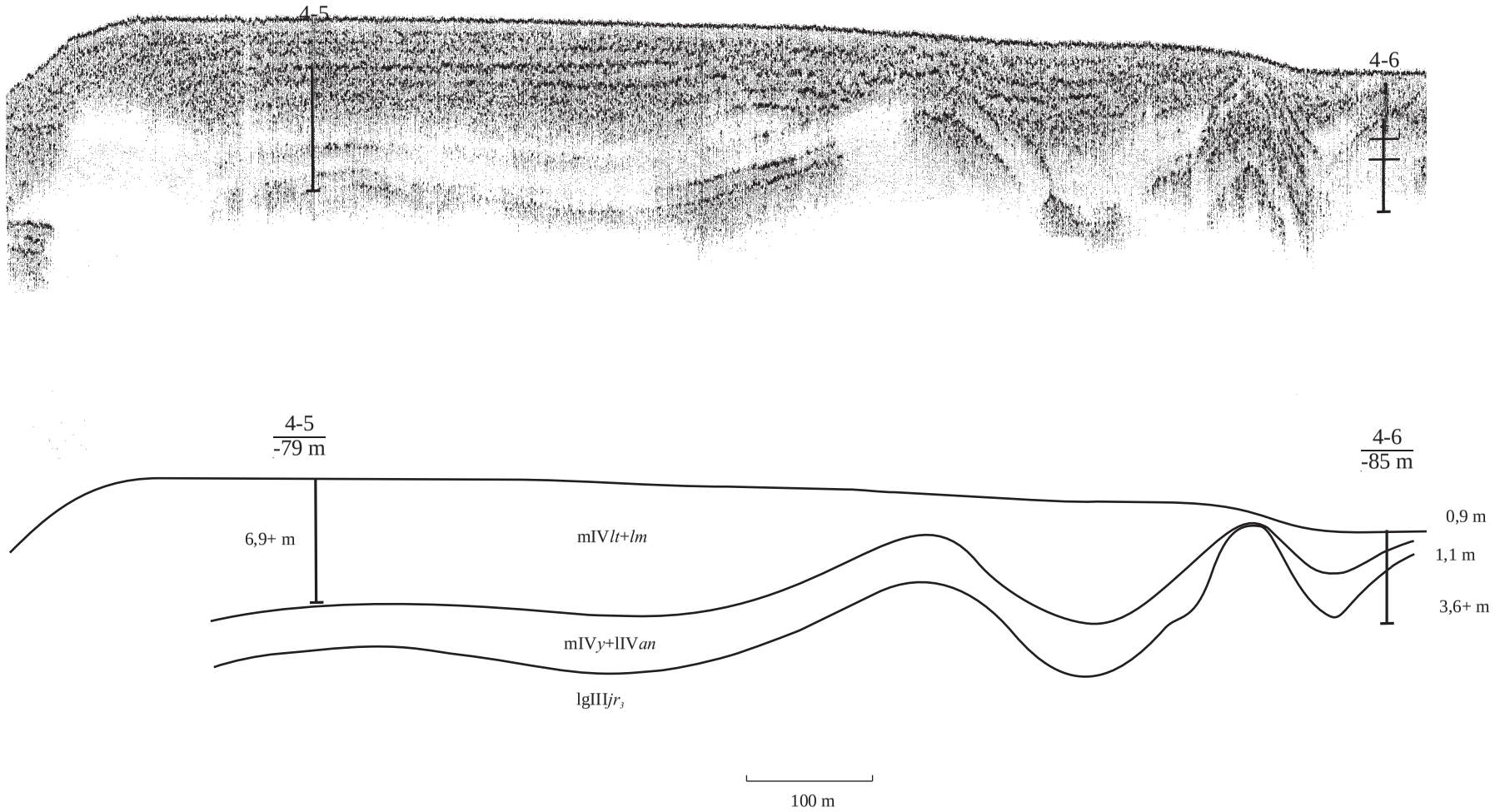
Liigestamata Balti jääjärve ning Joldiamere setted (lgIIIjr$_3$) levivad klindi ees laialdaselt, kuid on tavaliselt maetud nooremate meresetete, Pedaspea–Turbuneeme joonel kohati ka küllalt paksude moreenide alla. Jääjärveliste setete maksimaalpaksuseks on klindilahtedes 25 m, mõningate puurkaevude andmetel ka kuni 40 m. Hara lahe rannaastangutes, eriti Juminda poolsaare idaküljel, esineb 6–10 m kõrguseid viirsavipaljandeid. Setted on väga eriilmelised (fotod 8–11) nii lõimise kui tekstuuride poolest, aga enamasti on neis alati jälgitav sesoonne kihilisus ehk varvilisus. E. Linkruse (1969) järgi on Suurpea põhjapoolseima, 8,7 m kõrguse Honga paljandi savi kuhjunud umbes 280 aasta vältel, mis teeb aastavarvi keskmiseks paksuseks 3,1 cm. Jääjärveliste setete terasuuruse muutlikkusest annab ülevaate joonis 14. Traditsiooniline nimetus – viirsavid – on tegelikult tinglik, kuna rangelt võttes valdab setetes möll. Ehkki setete lõimis muutub suurtes piirides, ei erine suve- ja talvekihid vähemalt Loksa ümbruses omavahel kuigi palju. Mõlemale on tunnuslik ka liiva äärmiselt väike sisaldus. Selline vähene diferentseerumine suvel ja talvel settinud kihtide vahel viitab jääserva lähedusele ja/või basseini madalusele. Väikeste ja küllalt isoleeritud savirikaste basseinide esinemine, ning seda ka erinevatel ja suhteliselt suurtel absoluutsetel kõrgustel, samuti setete kiire lateraalne muutlikkus (joonised 9 ja 10; Remmel, 1962) vihjab võimalusele, et kohati on tegemist olnud irdjää plokkide vahelise, võib-olla ka jääpealse settimisega. Samas esineb jääjärvelistes setetes, erinevalt liustikujõelistest, alati karbonaatide lisand. Pisiliiva kerges fraktsioonis kuni 16 %-ni küündiv karbonaatide sisaldus näitab märgatavat materjali sissekannet mitte ainult liustikust, vaid ka paeplatoo poolt.

Akvatooriumil eristuvad jääjärvelised setted selgelt Joldiamere omadest. Neile vastab “proksimaalsete ja distaalsete varvidega glatsiaalne savi” (Ignatius et al., 1981) ehk "hallikaspruunide varviliste setete” (VI) kihistik koos “kirjuvärvilise” (V) kihistikuga (Lutt, 1992). Alumine, VI kihistik, hõlmab ligi ¾ jääjärvelistest setetest ja koosneb selge viirkihilisusega, tavaliselt pruunidest savidest, mille alumises, liustikuservalähedases ehk proksimaalses osas on tihti liiva, mõnikord ka moreeni vahekihte. Lasumi suunas muutub varvilisus ebaselgemaks ja sete hallikamaks. Tavaliselt vähem kui 2 m paksuse V kihistiku savid on tavaliselt kreemikad ja tunduvad värskena homogeensed. Kihilisus ilmneb selgemalt kuivanud settes. Viirsavidele on omane “liibuv lasuvus” – nad katavad suhteliselt ühtlase kihina ka küllaltki liigestatud lamamit (v.t joonis 15). Savide avamused jäävad saarte ja veealuste kõrgendike nõlvadele, kus nende alumine, selge varvilisusega osa pole kuigi hästi välja kujunenud või puudub hoopis, ning esineb hajusa hüdrotroiliidi laike ja sinise savi kuni 10 cm paksuseid vahekihte. Ebatüüpiline on läbilõige ka lahepärades, kus üldiselt homogeensesse settesse ilmub alt üles järjest rohkem mõne mm paksuseid läätsjaid mölli vahekihte, mis koos karbonaatse materjali sisaldusega viitab basseini madaldumisele ja teatud osa settematerjali päritolule maismaalt. Täispaksuses pole jääjärvelisi setteid akvatooriumil läbitud.

2.2. HOLOTSEEN

Holotseeni (pärastjääaegsed) setted on alal esindatud Joldiamere (mIVy), Antsülusjärve (lIVan), Litoriinamere (mIVlt), Limneamere (mIVlm) ning nendega samaaegsete tuule- (vIV), järve- (lIV), jõe- (aIV) ja soosetetega (bIV). Meresetetes on liiv, kruus-veeristik, möll, savi ja meremuda ning kontinentaalseiks – kruus-veeristik, liiv, turvas ja järvemuda. Ehkki teaduslikus kirjanduses kasutatakse Holotseeni iseloomustamisel järjest enam kalendriaastaid, on senini ametlikult käibel ka liigestus kronotsoonideks (tabel 4).

Joldiamere setted (mIV*y*). Joldia meri oli regressiivse iseloomuga veekogu Balti mere pärast-jääaegse arengu alguses, 10 300–9 500 a.t, mil veetase alanes uuritaval alal vähemalt 28 m ümp, tehes võimalikuks ülemise turbakihi moodustumise Loksa kaardilehest vahetult lõunas, Uuril (Kessel, Linkrus, 1979). Kuigi mereks kutsutud, iseloomustab riimveeline fauna ja floora vaid lühikest, vähem kui 200 aastast ajalõiku selle keskel (Svensson, 1989; Björck, 1995; Heinsalu, 2001), umbes 11 300–11 060



Joonis 15. Seismiline profiil läbilõigete 4-5 ja 4-6 vahel (Talpas jt, 1989) Purekkari neemest 6 km NNW-s.
Figure 15. Seismic profile between gravity cores 4-5 and 4-6 (Talpas et al, 1989) 6 km NNW of Purekkari Cape, Pärispea Peninsula.

kalendriaastat tagasi, kui kliima lühiajaline jahenemine, nn Pre-Boreaali ostsillatsioon, vähendas ilmselt Balti merre voolava jääsulavee hulka. Ehkki Joldiamere ja Balti jääjärve rannikuvööndi setted on kaardil kriteeriumide puudumisel eristamata, on mõnedes sügavamaveelistes ja paksemates läbilõigetes kaardilehe lähiümbruses (Kahala, Pudisoo) Joldiamere esinemine õietolmu- ja diatomeeanalüüsil ometi kindlaks tehtud.

Erinevalt maismaast on meres Joldiamere setted laialt levinud ja äratuntavad. Nendeks peetakse Balti jääjärve viirsavidel terava põiksusega lasuvat, kuni 1,5 m paksust, mõneti ähmase mikrokihilisusega pruunikashalli kuni hallikaspruuni möllika savi kompleksi, mida kirjanduses tuntakse "homogeense savi" (Ignatius et al., 1981) või "möllika" või "halli savi" (III) kihistikuna (Kiipli jt. 1993; Lutt, 1992). Savi lamamist veidi erinev hallikas värvus viitab bioproduktsiooni kasvule kliima soojenemisel Pleistotseeni/Holotseeni piiril umbes 11 500 kalendriaastat tagasi. Ilmastiku soojenemine viis ka mandriliustiku taandumise ning Balti jääjärve vete läbimurdeni Kesk-Rootsis Billingeni mäe juures. Seda nn

Tabel 3. Hilisglatsiaali ja Holotseeni setete stratigraafiline liigestus (Raukas jt., 1995; Walker jt, 1999, muudatustega).

Table 3. Stratigraphy of the late-glacial and Holocene deposits (modified after Raukas et al., 1995; Walker et al., 1999).

Ladestik	Ladejärk	Kronotsoon		Indeks	Indeks	Piiridefinitsioon (aastat t.)	Õietolmuvöö (PAZ)	Indeks	Indeks (von Post)	Balti mere staadiumid	Alumine piir (aastat tagasi)	Alumine piir (kalendriaastat tagasi)	GRIP indeks
Holotseen	Ülem-	Sub-Atlantikum		SA	SA3	1 000	*Pinus-Betula*	*P-B*	I	Limneameri			
					SA2	2 000	*Betula-Pinus-Picea*	*B-P-Pc*	IIa				
					SA1	2 500	*Betula-Alnus*	*B-A*	IIb				
	Kesk-	Sub-Boreaal		SB	SB2	4 000	*Picea*	*Pc*	III		4 000	5 000	
					SB1	5 000	*Quercus*	*Q*	IV	Litoriinameri			
		Atlantikum		AT	AT2	6 500	*Tilia-Ulmus-Fraxinus*	*T-U-Fr*	V				
					AT1	8 000	*Ulmus-Corylus*	*U-Co*	VI		8 000	9 000	
	Alam-	Boreaal		BO	BO2	8 500	*Pinus-Alnus*	*P-A*	VII	Antsülus-järv			
					BO1	9 000	*Pinus - Betula - Corylus*	*P-B-Co*	VIII				
		Pre-Boreaal		PB	PB2	9 500	*Pinus - Betula*	*P-B*	IXa		9 500	10 700	
					PB1	10 000	*Betula*	*B*	IXb	Joldia-meri			
Pleistotseen	Ülem-	Sub-Arktikum	Hilis-Dryas	DR3	DR3	10 800	*Artemisia-Betula nana*	*Ar-Bn*	X	Balti jääjärv	10 300	11 600	GS-1
												12 650	
			Allerod	AL	ALb	11 300	*Pinus*	*P*	XIa				GI-1a GI-1b
					ALa	11 800	*Pinus-Betula*	*P-B*	XIb			13 900	GI-1c
			Kesk-Dryas		DR2	12 200	*Artemisia-Chenopodiaceae*	*Ar-Ch*	XIIa			14 050	GI-1d

Billingeni katastroofi tähistab Soome lahe lõunaosas väga iseloomulik, mõne mm kuni 20 cm, Kolga lahes erandlikult isegi kuni 70 cm paksune möllikas kiht Balti jääjärve viirsavide pinnal (Rennel, 1991). Eespoolmainitud lühiajalist soolakat intervalli Joldiamere keskel (kust pärineb ka Joldiamerele nime andnud soolaseveeline karp *Portlandia (Yoldia) arctica*, aga ka soolalembesed diatomeed, nagu näiteks *Thalassiosira islandica, Diploneis smithii, Mastogloia smithii, Tryblionella navicularis, Campylodiscus echeneis* jt) võivad setetes markeerida (Lepland jt., 1999) rauasulfiid hüdrotroiliidiga mustaks värvunud läätsed ja vööndid.

Foto 12. Balti jääjärve ja Antsülusjärve rannamoodustised Kolgaküla lähistel. Foto keskel, auto ja astangu vahel – Antsülusjärve ealise Valgejõe voolusäng. K. Ploomi foto.
Photo 12. Complicated complex of (from the top) coastal deposits of Baltic Ice Lake and Yoldia Sea, terrace of Ancylus Lake and small bars of Ancylus Lake near Kolgaküla village. The terrace is so steep because of the erosion of ancient Valgejõgi River, which once flew in front of it.

Foto 13. Antsülusjärve maasäär Kotka lähedal. K. Ploomi foto.
Photo 13. A spit of Ancylus Lake near Kotka.

Joldiamere lõpp ei väljendu meresetetes nii selgelt, kuna settimistingimused, ja vastavalt ka elustik, olid sarnased järgneva, Antsülusjärve alguse omadega. Nii Joldiamere kui Antsülusjärve setete kitsad avamusalad akvatooriumil, ekspositsioonist sõltuvalt sügavustel alla 20–50 m amp, on seotud eelkõige veealuste kõrgendike nõlvadega, kus nad pole hoovuste poolt kulutatud ega ka nooremate setetega kaetud, ning on kaardil kujutatud koos.

Antsülusjärve setted (lIV*an*). Isostaatilise maakerke tulemusena katkenud Balti mere ühendus maailmamerega põhjustas mageveelise veekogu – Antsülusjärve – tekke ning väljavoolu-isobaasist kõrgemal sellega seonduva transgressiooni. See algas ligi 9500 a.t ja kulmineerus Pre-Boreaali ja Boreaali piiril, ligi 9000 a.t (Björck, 1995 jt). Uuritava ala lõunaosas, Antsülusjärve rannikuvööndis, tõusis veetase 30 (31) meetrini, mattes orgaanikakihid Kolga klindineemiku lähedal Lätismäel (Kessel, Linkrus, 1979). Antsülusjärve staadium lõppes tõenäoliselt küllalt järsu regressiooniga vähemalt 16,5 meetrini ümp tasemel ning soolase merevee sissetungiga läbi Taani väinade Balti merre umbes 8000 a.t

Antsülusjärve setted, millele on iseloomulik mageveeliste molluskite *Ancylus fluviatilis, Lymnaea (Radix) ovata ja Bithynia tentaculata* jt esinemine, avanevad kitsa ribana klindi jalamil ning katavad Juminda poolsaare keskset moreenist tuuma tasemel 20–31 m ümp, moodustades Antsülusjärve terrassi (foto 12) või rannabarride (tihti luidestunud) seeriaid. Märkimisväärne on ulatuslik soosiiludega vahelduv kitsaste, hiljem luidestunud veealuste liivavallide – rannarõõnete, ja rannavallide levikuala Hara rabast edelas. Selle nn **Pudisoo–Suurekõrve** kompleksi laius ulatub 2 km-ni. Enam-vähem ühesuguse jalami kõrgusega (23–25 m ümp) üksikvormide suhteline kõrgus on maksimaalselt 6 m ja laius 40–80 m, aga esineb ka kõige erinevamaid liitvorme. Madalamal asuvad ja madalamad vallid kipuvad soosetete alla mattuma. Analoogne, ehkki veidi väiksem rannamoodustiste süsteem jääb Hara rabast põhja ja Aabla rabast itta. Hara rabast idas, Kolgaküla klindineemiku mattunud edelajalamil asub Antsülusjärve maksimaaltaset (-meid) tähistav nn **Tagavälja–Suurekõrve** rannamoodustiste ahelik. Kitsas, ligi 0,5 km laiuses vööndis Kolgaküla klindineemiku edelajalamil on absoluutsetel kõrgustel 26–31 m ümp täheldatavad kolm selgemat suurjärve rannajoont. Teine Antsülusjärve maksimaaltaset tähistav maasäär (foto 13) küünitab Kolgaküla klindineemiku poole Porgastest, liitudes Valgejõe vasakkaldal keerulise klindiesise jääjärveliste ja deltasetete kompleksiga (foto 12). Alale jäävaid Antsülusjärve hilisemaid rannamoodustisi esindavad ka madalad (<1,5 m) kitsad vallid Kotka ümbruses. Pärispea poolsaarel, mis vabanes lühiajaliselt vee alt vaid vahetult Antsülusjärve eksisteerimise lõpul, pole suurjärvc setteid ja pinnavorme teadaolevalt säilinud.

Antsülusjärve rannasetete paksus on 0,5–3 m, aga võib klindilahtedes, analoogia põhjal Pudisoo puurauguga (Jõgi jt, 1966), ületada 10 m. Need on esindatud teistelegi Läänemere arenguetappidele iseloomuliku kompleksiga, mis sõltub eelkõige konkreetses piirkonnas avanevatest vanematest, nii pinnakatte kui aluspõhja setenditest. Süvaveelised setted on esindatud mölli ja möllika saviga, rannalähedased aga peen-, kesk- ja eriteraliste liivade kuni liivkruusaga. Antsülusjärve setete mineraalne koostis on sarnane Balti mere nooremate setetega. Kuhjevormide kõrval esineb vähemal määral ka rannaastanguid. Nii ulatus suurjärv oma kõrgeimal tasemel murrutama kambriumi liivakive Kolgaküla klindineemiku põhjakülje lühikesel lõigul, madalaimal staadiumil kulutas aga moreenkünka nõlvu Kotkast kirdes.

Soome lahes vastab Antsülusjärve setetele ligikaudu “sulfiidne savi” ja sellel lasuv “homogeenne savi” (Ignatius et al., 1981) ehk “hüdrotroiliitne (III) kihistik” koos “sinise (II) kihistikuga” (Kiipli jt, 1993; Lutt, 1992). Kaardil koos Joldiamere setetega kujutatud **Antsülusjärve setted** on esindatud hüdrotroiliidi vahekihte ja kamakaid sisaldava ebaselge kihilisusega hallika, harvem pruunika savi ja mölli kuni 4 m paksuse lasundiga. Hüdrotroiliit on eriti iseloomulik nende alumisele ja ülemisele piirile. Savi kuivades laguneb ebapüsiv hüdrotroiliit kiiresti ja sete omandab kollakaspruuni värvuse. Meregeoloogid on tavaliselt Antsülusjärve setete hulka lugenud ka tavaliselt vähem kui 0,5 m,

Foto 14. Litoriinamere kõrgeima staadiumi luidestunud maasäär, mis eraldas merest väiksema laguuni Hara rabast läänes. K. Ploomi foto.
Photo 14. Dune-forming spit of Litorina Sea with a former lagoon (west of Hara bog) behind it.

Foto 15. Samade rannamoodustiste seas esineb ka paraboolluiteid. K. Ploomi foto.
Photo 15. In the same dune field also parabolic dunes are found as well.

harva rohkem kui 1,5 m meetri paksused läätsja kihina levivad erineva varjundiga sinised savid, seda eelkõige nende väga terava, erosioonilise ülemise piiri tõttu, mis eristab neid järsult lasuvatest setetest. Sinised savid diatomeesid ei sisalda, või esinevad vaid üksikud mageveelised eksemplarid (Sakson, 1992), küll aga leidub neis rohkelt mikrokonkretsioone (püriidistunud ussikäike). Åker jt (1988) seovad diatomeede puudumist nende lahustumisega soolases vees. Autori arvates võib siin, mõneti analoogiliselt Joldiamerega, tegu olla ka Mastogloiamereks kutsutud (Haila, Raukas, 1992) Litoriinamere transgressiooni alguse setetega.

Litoriinamere setted (mIV*lt*) avanevad klindiesisel alal tasemel 10–19(20) m ümp (Ramsay, 1929; Kessel, Linkrus, 1979; Kessel, Raukas, 1979), moodustades seal morfoloogiliselt hästi jälgitava Litoriinamere terrassi. Litoriinamere setted hakkasid Soome lahes kujunema ligikaudu 8000 a.t, pärast Balti mere ühenduse taastumist maailmamerega läbi Taani väinade. Litoriinameri oli kõrgeima soolsusega etapp Balti mere arengus, mida näitab nii iseloomulik molluskifauna (*Littorina littorea, Littorina saxatilis, Cerastoderma glaucum, Hydrobia sp.* jt) kui soolakaveelised ränivetikad. Ligikaudu 6000 aastat tagasi toimunud transgressiooni maksimumile järgnes veetaseme pidev alanemine ning vee magestumine koos sellest põhjustatud faunamuutustega. Litoriinamere setted lasuvad jääjärvelistel setetel, moreenil ja Antsülusjärve setetel tavaliselt 1–4 m paksuse kihina. Lõimiselt on enamasti tegemist peene- kuni eriteralise liivaga, milles jämepurdmaterjal (>2 mm) kas puudub või on tema sisaldus alla 10 %. Rannavallides on jämepurdmaterjali osa loomulikult suurem või isegi valdav.

Väga efektsed Litoriinamere kõrgeima taseme rannamoodustised paiknevad praktiliselt pideva reana Juminda poolsaare lääneosas. Alast lõunasse jäävalt Kolga klindineemikult Pedaspeani ulatuvast Maarikoja–Pedaspea keskmiselt 150 m laiusest põiksäärest jääb alale ligi 2 km pikkune põhjaosa. Maasäärt liigestavad luited (foto 14) ja väiksemad rannamoodustised jalamitega 16,5 m, 17,5 m ja 18,5 m üle merepinna. Pedaspea küla juures kaardub mere poole ilmselt moreenist tuumaga maanina koos sellesse abradeeritud kuni 1,5 km pikkuse astanguga. Edasi kulgeb põhjasuunas kaarjas 3,5 km pikkune ja 150 m laiune maasäär Aabla rabaga – Litoriinamere algstaadiumi laguuniga selle taga. Kohalikud elanikud tunnevad seda luidestunud pinnavormi, kus suhtelised kõrgused ulatuvad 12 meetrini, Pikanõmme luidestikuna. Pikanõmmest läände ja loodesse markeerib Litoriinamere randa Kiiu-Aabla ninasse abradeeritud astang jalamiga 19–21 m üle merepinna. Nagu näha, võivad samaaegsete rannamoodustiste jalamid merele avatud ninadel paikneda 2–3 m kõrgemal kui lahesoppides. Litoriinamere regressiivsete staadiumide pinnavormid on halvemini välja kujunenud ja madalamad. Tüüpilisem on üksikute vallidega liigestatud lauge terrass või nõlv. Poolsaare tipu poole esineb järjest rohkem kulutustasandikke.

Pärispea poolsaare kohal oli Litoriinamere maksimumil vaid väike laiuke Turbuneeme ja Suurpea vahel, mille lagi ulatub tänapäeval 22,1 m üle merepinna. Veetaseme alanedes kuhjus poolsaare keskse kõrgendiku laele terve saarestik, millest Litoriina ea lõpuks kujunes Kalleparda ja Pikapõllu vahel 7 km pikkune saar kolme põhja ja loodesse küünituva 1–2 km pikkuse maasääre ja mitmete rannajärvedega. Saarele on iseloomulikud rohked kulutusnõlvad ja astangud. Viimastest markantseim, saare lõunarannikul, Kalleparda ja Suurpea vahel, on kuni 8 m kõrge ja selle loodenurgas murrutab meri tänapäevalgi viirsavisid. Setete defitsiidi tingimustes kuhjunud väiksemate akumulatiivsete vallide paksus ei ületa tavaliselt paari meetrit; neis leidub palju moreenist välja pestud rändrahne, mis võivad moodustada ka iseseisvaid seljakuid

Akvatooriumil vaadeldakse Litoriinamere setteid koos Limneamere setetega. Ignatiuse jt (1981) “postglatsiaalse muda” või Kiipli jt (1993) ning Luti (1982) maksimaalselt rohkem kui 10 m paksusest “meresetete ehk rohelisest (I) kihistikust” on Litoriinamere-ealised alumised 2–3 m. Valdavalt on tegu rohelise kuni rohekashalli savikas-möllika “kohupiimataolise”, allosas ja/või sügavamaveelistes setetes

Foto 16. Mandri-Eesti põhjapoolseim, Purekkari neem vingerdab pikalt meres. K. Ploomi foto.
Photo 16. Purekkari Cape, Pärispea Peninsula, is the northernmost point of mainland Estonia. See also front cover.

Foto 17. Veeristikrand Juminda poolsaare idarannikul. Tagaplaanil Hara saar. K. Ploomi foto.
Photo 17. Gravel shore on the eastern coast of Juminda Peninsula. Hara Islet on the background.

Foto 18. Mereliiva ja viirsavisse kulutatud rannaastang Loksa ja Suurpea vahel. K. Ploomi foto.
Photo 18. Coastal scarp abraded in marine sand and late-glacial laminated clay between Loksa and Suurpea.

Foto 19. Liivarand ja eelluited Loksast põhja pool. K. Ploomi foto.
Photo 19. Sandy coast and foredunes north of Loksa.

tihti mikrokihilise muda lasundiga, mis sisaldab umbes 2 % orgaanilist ainet. Lasundi alumine piir on väga terav, tähistatud katkestuspinna ning liivakate kihtidega. Roheliste mudade peal eristub tihti veel musta muda kiht, aga see on vanuselt (valdavalt) Limneamere-ealine.

Limneamere setted (mIV*lm*). Traditsiooniliselt loetakse Limneamere alguseks mageveelise molluski *Lymnaea ovata* (= *Radix ovata*) immigreerumist järk-järgult magestuva Balti mere rannikuvetesse. Eestis algas see H. Kesseli (1958) andmeil ligi 4000 a.t. Ligikaudu samal ajal on maailmameres fikseeritud (Peltier, 2002 jpt) nn Kesk-Holotseenne veetaseme kõrgseis. Ehkki viimane pole kaugeltki võrreldav varasemate transgressioonidega Balti meres, on (üldise neotektoonilise maa-kerke taustal) see veidigi püsivam rannajoon 9,5–11 m ümp ometi kohati küllalt selgelt eristuv. Sellest mere poole jääb tavaliselt 200–500 m laiune, Lohja klindilahes aga kuni 4,5 km laiune, peamiselt akumulatiivne meresuunalise kallakusega tasandik (terrass), mida liigestavad väiksemad barrid, rannavallid, ja -luited. Limneamere setted lasuvad siin peamiselt Litoriinamere setetel. Poolsaarte tippude poole on järjest suurem mõju olnud kulutusprotsessidel ja nii on seal iseloomulikud õhukese, kohati puuduva meresetete kattega kulutus-kuhjetasandikud (foto 16) moreenidel ja viirsavidel. Sõltuvalt läbipestud lähtematerjalist ja ekspositsioonist merele, leidub neil tasandikel ja nõlvadel rohkem või vähem rahne ja kivikülve (foto 5), rannas esineb tihti munaka-rahnu sillutist (foto 17). Tähele-panuväärseimateks mere kulutusvormideks on aga kuni 9 m kõrgused, peamiselt viirsavidesse murrutatud astangud Hara lahe mõlemal küljel. Juminda poolsaare idaküljel (foto 8) ulatuvad need juba Litoriinamere lõpus või veelgi varem kujunema hakanud, kohati tänini aktiivsed järsakud poolsaare tipust praktiliselt katkematult Lohja järveni, Pärispea poolsaare lääneküljel aga piiravad Suurpea küla. Väiksem, umbes kolme meetri kõrgune astang on viirsavidesse kulutatud ka Pärispea poolsaare idaküljel, Turbuneemes. Kui Juminda eksisteeris poolsaarena juba Antsülusjärve ajal, siis Pärispea saar liitus mandriga Loksa linna läänepiiril asuva maasääre kaudu alles 2500–3000 a.t, Limnea ea keskel.

Settimistingimuste sarnasuse tõttu ei eristu Limneamere liivad-kruusad ei lõimiselt ega mineraalselt koostiselt Litoriinamere omadest. Vaid lainete abrasioonile avatud aktiivsetes randades, eriti poolsaarte ja neemede tippudes, esineb tavaliselt enam jämepurdset materjali – kruusa, veeriseid ja munakaid. Pärispea ja Juminda poolsaare murrutusel (fotod 16–18) moodustunud settematerjal liigub lainetuse ja hoovuste mõjul lõunasse, lahepärade suunas, moodustades poolsaarte lõunaosas ulatuslikke liivarandlaid (foto 19).

Soome lahe põhjasetetes jätkuvad ka Limnea eal Litoriinamerele iseloomulikud setted, kuid merepõhja liigestatuse ja settimise seaduspärasuste muutlikkuse tõttu on setete levik väga mosaiikne. Roheliste mudade peal eristub tihti veel paari meetri paksune musta, veelgi orgaanikarikkama (kuni 3 %) savikas-möllika muda kiht. Kohati sisaldab viimane väävelvesinikku, rannikulähedastes piirkondades orgaanikat ja karbidetriiti. Nõgudes võib selle musta muda paksus ulatuda 12 meetrini. Küllalt tavaline on, seda eriti rannanõlval ning veealuste kõrgendike lagedel, et lamavaid erivanuselisi kihte katab õhuke, tavaliselt mõne kuni mõnekümne sentimeetri paksune, osalt jäänuksetteist liiva, moreeni avamusel ka kruusa ja veeriste kiht. Kaardil ei ole seda kujutatud. Lahepärades, rannanõlva jalamil, võib esineda ka pisiliiva või mölli lasundeid.

Omapärase settetüübi moodustavad kemogeense tekkega raua-mangaanikonkretsioonid. Olles moodustunud kaldast kaugemal asuvatel pärsitud settimisega või ka kulutusaladel, poolsaarte või veealuste madalate nõlvadel/lagedel, on nende levik ja kasv ometi seda intensiivsemad, mida lähemal asub aktiivse settekuhje ala. Konkretsioonid koosnevad amorfsete raua hüdroksiidide ja mangaani hüdraatide rütmiliselt vahelduvatest kihtidest, moodustades kerasid, kettaid või koorikuid.

Tuulesetted (vIV). Tuulesetted moodustavad Balti mere erinevatesse arengustaadiumitesse kuuluvaid valdavalt hästisorteeritud peen- või keskliivast luitevalle ja luidestikke. Markantsemad neist

seonduvad transgressioonide maksimumidega, st ajaga, kui rannajoon püsis glatsioisostaatilisele maakerkele vaatamata pikemat aega ühes kohas. Nii tähistavad need mitmel pool Litoriinamere või Antsülusjärve terrassi ülemist piiri või markeerivad klindineemede ja -saarte vahelisi suuremaid maasääri. Eriti ulatuslik on Hara rabast läände jääv Pudisoo-Suurekõrve luidestunud rannarõõnete süsteem, mis hõlmab nii Antsülusjärve kui Litoriinamere setete leviala. Antsülusjärve luidestikest on märkimisväärne veel Kolgakülast kirdes klindi ette kitsale jääjärveliste- ja deltasetete vööndi servale kuhjunud luiteahelik (foto 12). Litoriinamere luidestikest on efektsemaks aga Aabla raba merest eraldanud Maarikoja–Pedaspea maasäärele moodustunud luidestik laiusega tavaliselt alla 150 m ja suhtelise kõrgusega kuni 13 m (fotod 14, 15). Eoolilisi setteid leidub kuni 5 m kõrguste vallide kui küngastena ka Limneamere levialal. Juminda poolsaarel on tuntud Liivamäed Kiiu-Aabla ja Kolga-Aabla vahel, Merimäed Tapurla külast läänes jpt, Pärispea poolsaarel levivad luited eelkõige rannalähedasel alal Loksa ja Pärispea vahel, nii kitsaste kühmuliste eelluidete (foto 19) kui kuni 5–6 m kõrguste vallidena (foto 20) Tagavälja–Suurekõrve maasääre taga Hara rabast idas.

Järvesetted (lIV). Klindiesise ala järved kujutavad endast rannalähedasi järvi, mis on merest eraldatud rannamoodustistega ja/või pärastjääaegse maakerke tõttu. Suurimaks neist on 560 ha suurune segatoiteline **Lohja järv** (foto 3). Rannalähedase järve kohta on ta küllalt sügav, maksimaalselt 3,7 m, keskmiselt 2,2 m. Järve kaldad on soostunud, põhi kaetud kohati rohkem kui meetri paksuse mudaga (Mäemets, 1977). Siiski leiab hea laagrikoha järve Kolga lahest umbes 2500 a.t eraldanud Limneamere rannamoodustistel. Varasem suurepärane karpkalajärv eutrofeerub aga juba mõnda aega, aidanud pole ka 20 tonni põlevkivituha järve puistamine 1964. aastal. Üheks eutrofeerumise põhjuseks on kindlasti järve mürgitamine (kalanduse huvides) polükloorpineeniga 1963.a.

Heaks näiteks glatsioisostaatilise maakerke intensiivsusest Põhja-Eestis on aga soolakaveelised **Maalaht** ja **Ulgulaht** Viinistu külast loodes. Veel XIX sajandil veeti Maalahes mõisale noota, millele viitab ka Nootneem järve idaosas, aga praegu ei ulatu veekihi paksus 0,5 meetrinigi. Ligi 700 m pikkune Maalaht ja 450 m pikkune Ulglaht on omavahel ja merega ühendatud kitsa veenire – jooma (vastavalt Maajooma ja Ulgjooma) kaudu. Nii joomad kui ka järved võivad ajuti kuivada. Järvede põhja katab kompleks mõnekümne cm paksusest mudast, savist ja jämedateralisest liivast. Järvemudal, pigiler'il, on väidetavalt Haapsalu mudast paremad raviomadused (Linkrus, 1960).

Teised rannajärved Juminda ja Pärispea poolsaarel on praktiliselt kõik juba kinni kasvanud. Suurematest endisaegsetest järvedest võib mainida Boreaali lõpus praeguse Hara raba lõunaosas (osaliselt alast väljas) Antsülusjärve laguunist kujunenud **Leedikõrve (Liidiakõrve) järve**. Hilis-Atlantikumis kuhjus ka Aabla nüüdisraba sügavamas keskosas Litoriinamere maasääre taguses umbes 0,5 km^2 suuruses rannajärves järvemuda paksusega kuni 0,5 m. Väiksemad rannajärved eksisteerisid veel Antsülusjärve nn Tagavälja–Suurekõrve maasääre taga Hara rabast idas ning, pikaajalisemalt, Antsülusjärve luidete vahel Aabla rabast kirdes – Hara (Aneloigu, Kasikallika) järv. Nagu Maa- ja Ulglahel, moodustab ka Limneamere regressioonil tekkinud pisijärvede ja järvikute põhja tavaliselt vettpidav viirsavi või moreen, näiteks tänapäevase Virve, Kolju ja Linaaia soo piires Juminda poolsaarel. G. Vilbaste oletab (Linkrus, 1976), et Linaaia järve muinasaegne nimetus olnud Jumi või Jume, millest saanud nime selle taga asunud küla ja hiljem kogu poolsaar (Jumintaga → Juminda); rohkem kui 150 aastat tagasi püütud järvest veel angerjat. Ainult ajuti on vett **Lammasjärves** ning **Angerja (Oja) loigus** Juminda poolsaare põhjatipus. Otsekui kompensatsiooniks kuivanud rannajärvedele on tehisjärved ja -tiigid kolmes suuremas mahajäetud savikarjääris – Kolgakülas (foto 26), Loksal ja Turbuneemes.

Jõesetted (aIV). Kaardilehele jääb vaid üks suurem, kuid seda tähelepanuväärsem jõgi – **Valgejõgi** (Miidel, 1959, Linkrus, 1963 jt). Just klindist alla laskununa on Valgejõgi glatsiofluviaalsetesse ja jääjärvelistesse setetesse lõiganud 200–400 m, maksimaalselt kuni 1 km laiuse

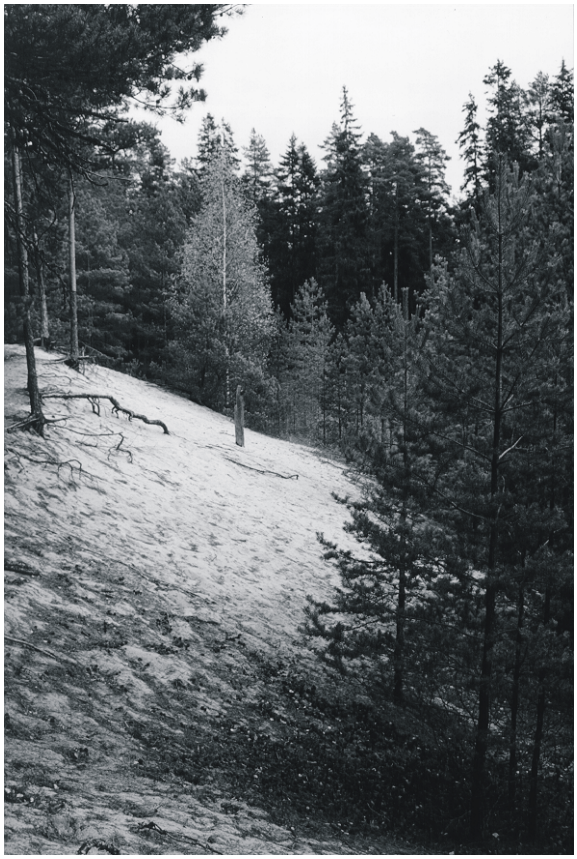


Foto 20. Kinnikasvav liivaauk Limneamere luidetes Loksast põhjapool. K. Ploomi foto.
Photo 20. Abandoned sand pit in the dunes of Limnea Sea north of Loksa.

Foto 21. Tüüpiline alamjooksu Valgejõgi: looklev säng; kõrglamm, mida suurvesi tavaliselt üle ei ujuta, ning nn piirdekõrgendik (vasakul). K. Ploomi foto.
Photo 21. Typical lower reaches of Valgejõgi River…

Foto 22. Lammisetted samast. K. Ploomi foto.
Photo 22.…*and typical alluvial silty sands from the same place.*

Foto 23. Üks kolmest Valgejõe alamjooksu kärestikust Kotkal. K. Ploomi foto.
Photo 23. Rapids in Valgejõgi River occur in places where till lies close to the ground surface.

Foto 24. Kotka kärestikest ülalpool on lamm kohati üle ujutatud. K. Ploomi foto.
Photo 24. Such flood plain is not very common in the valley of Valgejõgi River.

Foto 25. Antsülusjärve-aegse Valgejõe meandrite äratundmine rannamoodustiste vahel pole lihtne. Vaata ka foto 9. K. Ploomi foto.
Photo 25. Growing bars and beach ridges of the Ancylus Lake heavily deflected the course of ancient Valgejõgi River. See also Photo 9.

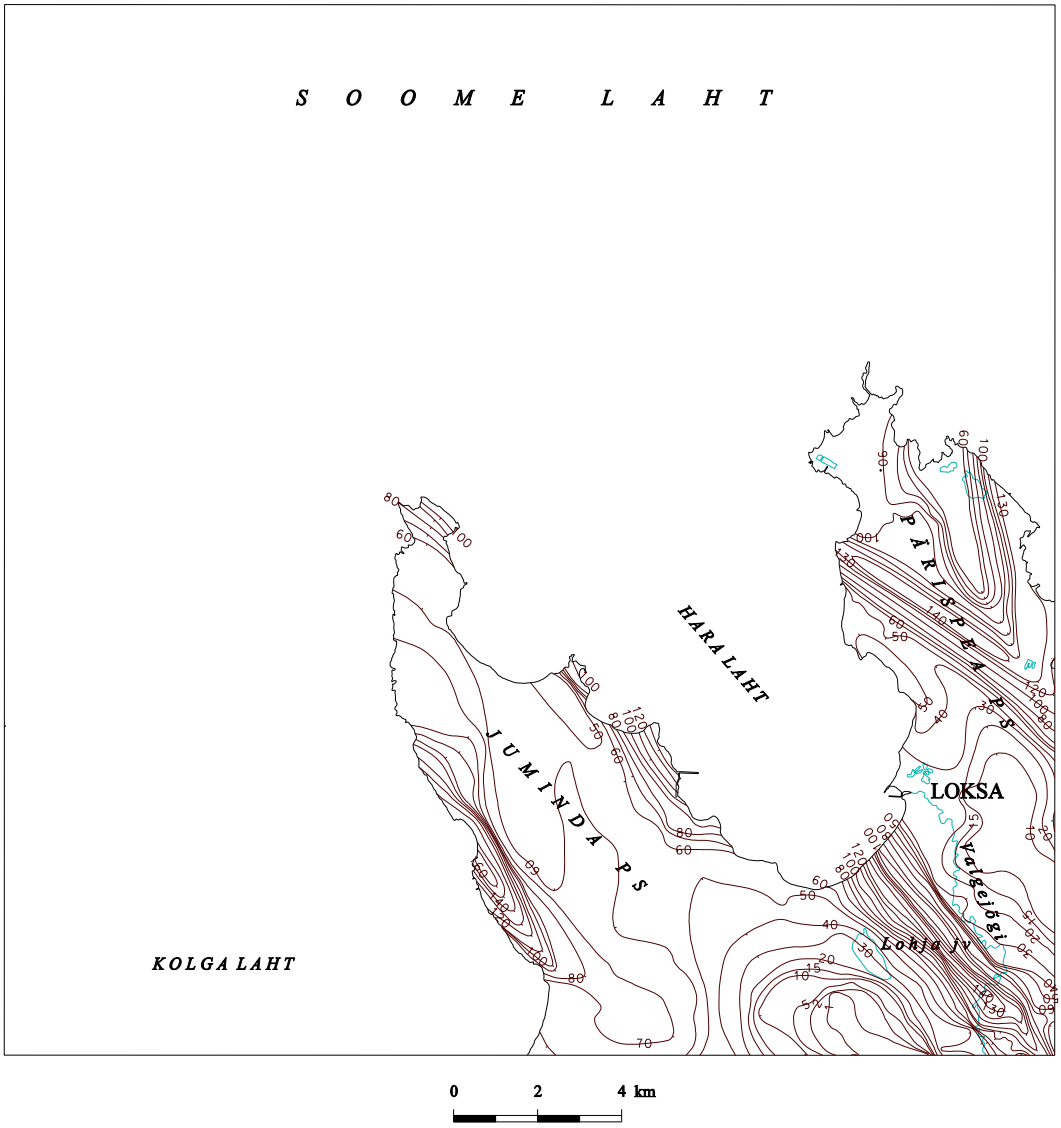
lammoru, mille suhteline kõrgus on algul kuni 20 m. E. Linkrus (1963) on Valgejõe alamjooksul fikseerinud 10 Balti mere erinevate arengustaadiumidega seotud terrassi. Jõele on iseloomulik kõrglamm, mida suurvesi enam üle ei ujuta **(**foto 21). Ligikaudu 15 m laiune jõesäng on alluviaalsetesse setetesse lõikunud kuni 4,5 m sügavuselt. Uusi lammisetteid seega tavaliselt enam ei kujune, erandiks vaid jõelõigud Loksa linna kohal ning Kotka tammist ülesvoolu (foto 24). Allavoolu kasvab järjest sängisetete osatähtsus, mis on samasuguse koostisega kui lähtematerjaliks olevad lammisetted (foto 22). Selliseid laugeid jõeosi, languga alla 0,5 m/km, liigestavad kärestikulised lõigud Kotka, Vanaveski ja Loksa juures, kõigis kolmes kohas omakorda kolmekaupa, kus langus ulatub 14 m/km. Kärestikud on seotud moreeni lähedusega, tõenäoliselt kohtadega, kus tänapäevane Valgejõgi lõikub samanimelise ürgoru perve. Kotka kärestiku juures võib tinglikult rääkida ka kanjonilaadsest orust (foto 23). Ehkki jõgi meandreerub praegugi tugevasti, sundis Antsülusjärve transgressioonil tõusnud erosioonibaas teda veel rohkem looklema. Meekast põhja pool on selline vana meander tekitanud Valgejõe paremkaldale 400 m laiuse orulaiendi (I terrass), milles eristuvad selgelt vana voolunõva markeerivate kuni 50 m laiused ja 3 m sügavused soodid. Hoopis raskemini on äratuntav sama lai looge Valgejõe vasakkaldal, kus Antsülusjärve kasvavad rannavallid tollase jõe suudmes sundisid viimast tugevasti suunda muutma (fotod 12 ja 25). Analoogse nähtuse näiteks, ainult Litoriina- ja Limneamere rannamoodustiste vahel, on ka Pudisoo kunagine looge, alale osaliselt jääv **Hara oja**. Mainimist väärib veel Lohja järvest välja voolav **Lohja (**Järve, Tagapõllu**) oja**.

Soosetetest (bIV) esineb raba, siirdesoo ja madalsoo setteid, kusjuures kaardil on siirdesood tavaliselt kujutatud rabadega koos. Samuti ei näidata tavaliselt soid, kus turbakihi paksus on alla 0,5 m. Turbakihtide lamamiks soodes on enamasti merelised setted, harvem järve/meremuda. Klindi ees esineb kahte tüüpi soid. Ühed tekkisid merest eraldunud laguunide/järvede kinnikasvamisel. Sellised on ka uuritava ala suurimad, Hara ja Aabla soo, mis mõlemad asuvad Juminda poolsaarel.

Hara soo (kahjuks on käibelt kadunud soo teine nimi – Naistesoo) pindalaga 747 ha asub poolsaare lõunaosas. Soo hakkas moodustuma Antsülusjärve laguuni kohal peamiselt mineraalmaa soostumisel ligikaudu 5000 a.t, Atlantikumi ja Sub-Boreaali piiril. Liivane põhi polnud kuigi sobiv ei suurema ja pikaajalisema järve arenguks vanas nõos ega ka madalsoo levikuks. Seda näitavad vaid 30 ha pindalaga õhuke järvemuda kiht soo sügavamas lõunaosas ning ainult soo äärealadel leviv 15 ha suurune, tavaliselt hästilagunenud puuturbast koosnev madalsoolasund. Raba keskosa kummub kuni 3 m servadest kõrgemale. Kuni 7,3 m paksuse rabalasundi moodustab siin (alt üles): siirdesoo puuturvas, keskmiselt lagunenud villpea- või kanarbiku lisandiga turvas ja vähelagunenud sfagnumiturvas. Viimane, paksusega 2,2–4,3 m, hakkas moodustuma umbes 2500 a.t. Hara raba põhjaosas asuvad Lahemaa rannikumadaliku suurimad ja sügavamad laukad, neist suurimal on pikkust üle 200 meetri.

Eelmisest loodesse jääva **Aabla (ka Keitme või Keitmäe) soo** eraldas Litoriinamere alguses merest suurejooneline, Pikanõmme luidestikuna tuntud rannamoodustiste kompleks. Peamiselt kidurate mändidega puisraba pindala on 356 ha. Ehkki veidi noorem, on soo areng ja läbilõige Hara rabaga sarnased (Kessel, Linkrus, 1979). Vaid raba ülaosa (1–2,5 m) koosneb sfagnumiturba asemel vähelagunenud fuskumi- või älve- ja komplekturbast ning turbakihi maksimaalpaksus jääb alla 6,5 m. Ka Aabla rabas leidub älveid ja laukaid.

Arvukad Lahemaa väikesood on tavaliselt kujunenud erivanuseliste rannavallide ja -rõõnete vaheliste kitsaste nõgude soostumisel ja esindatud siirdesoode või rabadega. Näiteks Pudisoo–Suurekõrve rannabarride süsteemis täidab turvas vallidevahelisi nõgusid kuni kolme meetri paksuselt, siludes oluliselt vana reljeefi ja mõnikord isegi väiksemaid liivavalle enda alla mattes. Sarnane rannamoodustiste-soode kompleks jääb ka Hara rabast põhja poole. Loomulikult esineb kahe soode põhitüübi vahel erinevaid



Joonis 16. Pinnakatte paksus.

Figure 16. Thickness of the Quaternary deposits.

üleminekuid, nagu näiteks Maarikoja–Pedaspea Litoriinamere luidestunud barri taha kujunenud raba (foto 14) või Lohja ja Kasispea soo. Väikesoodest suuremaid on vaadeldud ka maavarade peatükis.

Vähesed madalsood on tekkinud kunagiste rannajärvede ja järvikute kohale, sinna, kus jääjärveline savi asub maapinna lähedal. Neist suurimad on kuni 2,4 m paksuse turbakihiga madalsoo Virve küla lähedal ning kuni 1,2 m paksune Linaaia soo Juminda põhjosas. Erandlik soode seas on Kolgakülast loodes, Balti klindi kahe astangu vahelisel madalamal paelaval paiknev Karupõllu raba. Jääjärve tasandiku lohus, osalt ilmselt ka moreenil kujunenud ligi 30 ha suurust sood pole aga kahjuks lähemalt uuritud.

Tehnogeensete ehk antropogeensete **setetena (tIV)** võiks käsitleda pinnakatte ülemist, 0,5–1 m paksust, inimese kujundatud kihti suuremates asulates (Loksa, Leesi, Viinistu) teetammisid, kattekihi kuhikuid Kolgaküla karjääri ümber (foto 26), aga näiteks ka endise NLiidu armee arvukate ehitiste varemeid ning eriotstarbelisi pinnasekuhjeid. Kaardil on siiski eraldi näidatud vaid Loksa Laevaremonditehase territoorium koos sadamaga.

2.3. PINNAKATTE PAKSUS

Pinnakatte paksuse kaart (joonis 16) on kaardikomplekti suure praktilise tähtsusega lisakaart, mis on saadud tänapäevasest reljeefist aluspõhja reljeefi (joonis 5) lahutamisel. Kaardi koostamisel olid aluseks eelkõige 66 tarbepuuraugu andmed, mida vähesed geoloogilised puuraugud on aidanud ainult täpsustada. Kaardil eristuvad selgelt kolm erineva pinnakatte paksusega regiooni.

Paelaval Kolgaküla klindipoolsaare põhjatipus ei ületa pinnakatte paksus paari meetrit. Mandriliustik ja Balti meri pole paksu katet jätnud ka klindipoolsaare küllalt laugele põhjanõlvale ja selle jalamile. Kohati ulatub aluspõhi, kuid nüüd juba Kambriumi liivakivid ning savid, siingi maapinnale. Inimene on seda “Kambriumi alvarit” savi kaevandamisega Kolgaküla karjääris veelgi suurendanud (foto 26).

Klindilahtedes ja mattunud orgudes võib pinnakatte paksus ületada 100 m. Fikseeritud rekordpaksuseks on 150,2 m Aablas puuraugus F-122 (=puurkaev 739) ning 147 m Valgejõe ürgorus Kotka lähedal puuraugus F-103 (=puurkaev 737). Klindiesisele alale, klindiorgude keerulise süsteemi vahele jäävad küllalt tasase laega Kambriumi ja Vendi kivimite saared/platood, kus pinnakatte paksus jääb vahemikku 10–60 m.

2.4. PINNAKATTE MAAVARAD

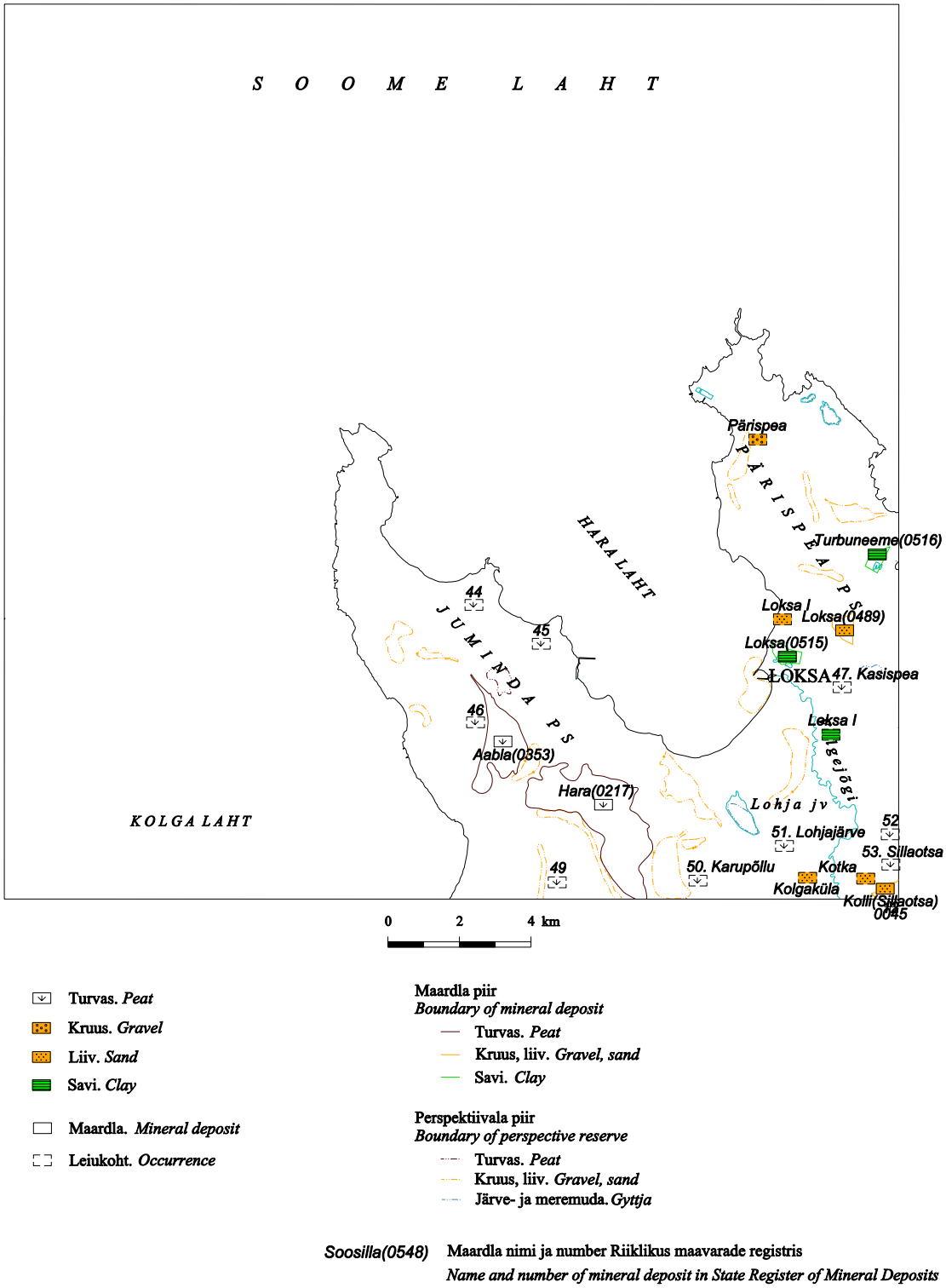
Pinnakattega seotud maavarade (vt Maapõueseadus ..., 1996) leiukohad ja ilmingud on kujutatud kaardikomplekti pinnakatte kaardil (joonis 17).

Savimaardlad. Riiklikku maavarade registrisse on Loksa kaardilehel kantud kaks maardlat, mille varu iseloomustab tabel 4.

Tabel 4. Savimaardlate varu.

Table 4. Reserves of clay included in the State Register of Mineral Resources.

Maardla	Maavara liik	Varu kategooria	Pindala, ha	Keskmine paksus, m	Varu, tuh m^3
Loksa	Keraamiline savi	Passiivne reservvaru	34,19	5,7	1941
Turbu-neeme	Keraamiline savi	Passiivne reservvaru	23,47	4,1	960



Joonis 17. Pinnakatte maavarade skemaatiline kaart.

Figure 17. Schematic map of mineral resources of the Quaternary deposits.

Loksa savimaardla (registrikaart nr 0515, 1999; Tšervjakova, Matlova, 1955) asub Loksa vallas Hara lahe idakaldal vahetult Loksa asula põhjapiiril. Maardla pindala on 34,2 ha, siin asus ka endise Loksa tellisetehase savikarjäär. Maardlal kasvab valdavalt erineva vanusega männimets. Maavara katendi moodustab keskmiselt 0,2 m paksune kasvukiht koos keskmiselt 2,4 m (maksimaalselt 6,3 m) paksuse kruusa- ja liivakihiga. Maavara moodustab jääjärvetekkeline savi, ülal hallikaspruun, all sinakashall, millest aleuriitsete ja saviosakeste (<0,09 mm) sisaldus moodustab kuni 99,09 %. Valdavalt allpool püsivat veetaset lasuva savi paksus ületab kohati 10 m (pole puuraukudega läbitud), keskmine läbitud paksus on 7,06 m**.** Savilääts kiildub läände. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Turbuneeme savimaardla (registrikaart nr 0516, 1999; Tšervjakova, Matlova, 1955) asub Loksa vallas Pärispea poolsaare idaosas Turbuneeme küla edelapiiril. Maardla pindala on 23,5 ha, siit on kaevandatud savi Loksa tellisetehasele. Maapind on tasane, kallakusega mere suunas. Maavara katendiks (0–1,1 m) on kasvukiht ja mereline liiv. Maavara moodustab valdavalt allpool püsivat veetaset lasuva jääjärvetekkelise punakaspruuni või pruunikashalli savi lääts paksusega 0–7 (keskmiselt 4,3) m. Mölli- ja saviosakeste (<0,09 mm) sisaldus moodustab savist kuni 89,57 %. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Savileiukohad. Loksa II savileiukoht (Remmel, 1962) asub umbes 0,5 km Loksa linnast lõunas, Valgejõe mõlemal kaldal, mistõttu varud on arvutatud kahes blokis. Vasakkaldal, plokis 1, on keskmiselt 1,8 m paksuse kattekihi alla jääva kasuliku kihi, jääjärvelise viirsavi, keskmine paksus 18,25 m ja savivarud 4088 tuh m^3. Paremkalda 52,2 ha suuruse 2. Ploki keskmine paksus on isegi suurem, 20,7 m ning varud 10648,8 tuh. m^3. Kattekihi keskmine paksus on siin 1,1 m. Kasuliku kompleksi ülemises pooles on savid kergelt (sulamistemperatuur 1250°), alumises pooles aga raskesti sulavad (sulamistemperatuur >1400°). Fraktsiooni <0,01 mm sisalduse järgi on tegu keskdispersse, fraktsiooni <0,001 mm sisalduse järgi peendispersse saviga, mis kõlbab telliste valmistamiseks, ehkki rangelt võttes pole tegu maavaraga, kuna leiukoha savi keskmine plastsusarv on 6,12 (<7). Savide alla jääb surveline pinnakatte veekiht. Leiukoht asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Liivamaardlad. Riiklikku maavarade registrisse on alal kantud kaks liivamaardlat, mille varust annab ülevaate tabel 5. Ehkki liivades leidub tihti kruusa vahekihte ja komplekse, iseseisvaid maardlaid kruus ei moodusta.

Kolli (Sillaotsa) liivamaardla (registrikaart 0045, 1996; Einmann, Gromov, 1974; Grišina, 1980; Tallinn, 1990; Toom, 1992) asub Loksa vallas Kotka ja Joaveski asula vahelisel maa-alal ja jääb alale vaid osaliselt. Maardla kogupindala on 196,4 ha, seejuures kaardilehe piires asub veel vormistamata mäeeraldusega (taotleb Loksa vald) Sillaotsa karjäär pindalaga 3,2 ha. Maavara katendiks on 0,2–0,4 m paksune kasvukiht. Maavaraks on glatsiofluviaalne, kruusateri sisaldav vähese savisisaldusega liiv. Kasuliku kihi paksus on küllaltki stabiilne, 12,0–16,4 m (keskmiselt 13,7 m). Liivafraktsioonid moodustavad maavarast 95,7 %, kruusafraktsioonid 2,3 % ning savi- ja mölliosakesed 2,0 %. Liiva keskmine peensusmoodul on 2,1. Liiv on orgaanika- ja karbonaatide vaene. CaO ja MgO sisaldus liivas on vastavalt 0,59 % ja 0,20 %. Pinnasevee tasemest (~32,6 m ümp) allapoole jääva passiivse tarbevaru kaevandamine pole otstarbekas. Maardla laiendamisvõimalused on põhja ja lõuna suunas. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Loksa liivamaardla (registrikaart 0489, 1999; Tšervjakova, Matlova, 1955) asub Loksa vallas Pärispea poolsaare lõunaosas. Maardla pindala on 34,1 ha, reljeef lainjas. Maavara katendi moodustab kuni 0,3 m paksune kasvukiht ja selle all lamav kuni 0,8 m paksune saviliiva kiht, kohati võib esineda turvast. Maardlal kasvab 50–70 aastane männimets. Maavara moodustab Litoriinamere savi- ja tolmuosakeste rikas liiv. 1,3–3,6 m paksuse maavaralasundi keskmine liivafraktsioonide (0,63–0,05 mm)

sisaldus on 90,8 % ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 9,2 %. Liiv on orgaanikavaene, keskmine peensusmoodul on 1,6. Kasulik kiht asub pinnaseevee tasemest kõrgemal. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Tabel 5. Liivamaardlate varu.
Table 5. Reserves of sand included in the State Register of Mineral Resources.

Maardla	Maavara liik	Varu kategooria	Keskmine paksus, m	Pindala, ha	Varu, tuh. m^3
Kolli (Sillaotsa)	Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist	Kokku	10,2	215,32	26243
		Aktiivne tarbevaru			437
		Passiivne tarbevaru			186
		Aktiivne reservvaru			
		Passiivne reservvaru			25620
s.h Sillaotsa karjäär		Kokku	10,6	3,20	341
		Aktiivne tarbevaru			171
		Passiivne tarbevaru			170
Loksa	Ehitusliiv (ehitussegudesse ja liivlahjendajaks)	Passiivne reservvaru	2,5	34,1	842

Kruusa- ja liivaleiukohad. Kolgaküla liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Loksa vallas Kolgaküla asulast vahetult kirdes, Loksa maantee ning Valgejõe vahel. Leiukoha moodustavad ida-läänesuunalised erineva geneesiga seljandikud. Leiukoht on kaetud männimetsaga. Maavara on esindatud valdavalt peene- kuni jämedateralise päevakivi-kvartsliivaga, mis levib ligi 22 ha suurusel maa-alal. Kasuliku kihi paksus muutub 7–23,1 m piires. Seda katab 0,1–3 m paksune orgaanilise aine rikas liiv koos kasvukihiga. Kasuliku kihi maht moodustab ligi 3486 tuh. m^3, millest ligi 20 % jääb allapoole püsiva veepinna taset. Kasuliku kihi lõimis: kruus (>5 mm) 0,0–9,4 % ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 0,1–4,2 %. Kasuliku kihi peensusmoodul varieerub 0,73 ja 2,69 vahel. Leiukoht paikneb Lahemaa Rahvuspargi territooriumil, ka eraldi kaitset väärivate rannamoodustiste ning vanade jõesängide levikualal (fotod 12 ja 25).

Kotka liivaleiukoht (Voolma, 1960; Soa, 1982) asub Loksa asulast ligi 8 km kagus, Antsülusjärve luidestunud maasäärel (foto 13) ja on sisuliselt Kolgaküla leiukoha lõunaosa jätkuks Valgejõe paremkaldal. Alal kasvab 50–70-aastane männimets, leiukoha pindala on 32 ha. Maavara katendi moodustab 0,2 m paksune kasvukiht. Maavaraks on keskmiselt 6,8 m paksune liivakiht, milles kruusafraktsiooni (>5 mm) on keskmiselt 0,1 %, liivafraktsiooni (5,0–0,15 mm) – 86,8 % ja fraktsiooni <0,15 mm on 13,1 %. Liiv on orgaanikavaene ja sobib liivlahjendaja. Leiukoha liivavaru on 245,3 tuh. m^3 (s.h endine A – 56,9; B – 63,3 ja C_1 – 125,1 tuh. m^3). Pinnaseevee tase lasub maapinnast 1,9–9,4 m sügavusel. Leiukoht asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Loksa II liivaleiukoht asub Loksa linnast umbes 1,5 km põhja pool, Loksa–Viinistu maantee ja mere vahel. Et kaunid Limneamere luited on sanktsioneerimata kaevandamisega juba rikutud (foto 20) ja mahajäetud karjääril erilisi laienemisvõimalusi pole, tuleks määrata jääkvaru ja karjäär rekultiveerida.

Pärispea kruusaleiukoht (Harju rajooni…, 1989**;** Sinisalu, 1999) asub Loksa-–Viinistu maantee Pärispea teeristist ligikaudu 0,5 km kagus. Litoriinamere laiul asuva karjääri 1975 a. maaeralduse pindala on 6,52 ha. Rahnulise kruusa ja eriteralise liiva keskmiseks paksuseks on 1,5 m (maksimaalselt 3 m), peale purustamist sobib materjal ehitussegudes kasutamiseks. Leiukoht on suuresti ammendatud, karjääriala on metsastatud, ent tasandamata, seda kasutatakse prügi mahapaneku kohana.

Ümberringi, eriti leiukoha idaosas, leidub rohkesti rahne. Esineb isetegevuslikku kaevandamist. Kruusaleiukohast läände, veidi madalamale, jääb Limneamere liivaste rannamoodustiste ja luidete vöönd, mille kasutusvõimalusi maksab uurida, kuna ka see ala on juba nagunii mitteametlikust kaevandamisest rikutud.

Teiste kruusa- ja liivaalade kasutuselevõtu perspektiivid on keskkonnakaitseliste piirangute tõttu väikesed ja nende kasutuselevõttu tuleb kaaluda eelkõige kompleksis teiste maavarade kasutamisega.

Mainida tasub Kolgaküla aluspõhjalise savi karjäärist loodesse ulatuvat, Kambriumi astangul moodustunud Limnea- ja Litoriinamere rannamoodustiste riba, kus kruusliiva paksus ulatub 2 meetrini.

Kohati on üle 3 m paks Loksa II savileiukoha läänepoolse ploki merelistest kruusliivadest kattekiht. Väljaspool savileiukohta võib väga läätselise liivakihi paksus aga küündida 13 meetrini (Remmel, 1962). Ala jääb osaliselt Loksa linna territooriumile, s.t väljapoole Rahvusparki.

Rahvuspargist välja, juba akvatooriumile jääb ka senini praktiliselt uurimata liiva-ala Valgejõe suudmes, ümber Loksa sadama. Ehitusgeoloogiliste puuraukude andmed (Šufertov, 1948; Ptitsõn, jt, 1960) viitavad kuni 13 m paksuse liivakihi esinemisele vähemalt kaide lähiümbruses. Samas on läbilõige väga muutlik. Kuna piki Pärispea poolsaare lääneranniku, samuti Valgejõest, toimub materjali pidev juurdekanne, oleks sadamaümbruse süvendamine ainult kasulik.

Turbamaardlad. Riiklikku maavarade registrisse on alal kantud kaks maardlat, mille varu iseloomustab tabel 6.

Tabel 6. Turbamaardlate varu.
Table 6. Reserves of peat included in the State Register of Mineral Resources.

Maardla nimetus	Varu kategooria	Turba liik	Pindala, ha	Keskmine paksus, m	Varu, tuh. tonni
Aabla	Kokku:	Kokku:	217,39		892
	Passiivne reservvaru	Vähelagunenud turvas	172,54	1,5	243
		Hästilagunenud turvas	217,39	1,8	649
Hara	Kokku:	Kokku	598,75		2134
	Aktiivne tarbevaru	Vähelagunenud turvas	99,4	0,7	75
	Passiivne tarbevaru	Hästilagunenud turvas	99,4	0,4	87
	Passiivne reservvaru	Vähelagunenud turvas	423,48	2,0 (2,2)	787
		Hästilagunenud turvas	499,35	1,0 (1,1)	1185

Aabla turbamaardla (registrikaart 0353, 1998; Orru, 1981) asub Loksa vallas, Juminda poolsaare keskosas. Maardla 0,9 m minimaalpaksusega tööstusliku lasundi pindala on 212,6 ha. Maavara moodustab vähe- ja hästilagunenud turvas. Aiandusturbaks kasutatava vähelagunenud turbalasundi paksus varieerub 0,5–3 m piires. Selle keskmine tuhasus on ligi 1,1 %, niiskus 92 % ja pH 2,8. Kütte- ja väetusturbaks kasutatava hästilagunenud turbakihi paksus jääb 0,4–3,3 m vahele. Lasundi tuhasus on madal, ligi 1,6 %, ja pH 3. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Hara turbamaardla (registrikaart 0217, 1997; Orru jt, 1981; Širokova jt, 1994) asub Loksa vallas, Juminda poolsaare kaguosas. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 522,8 ha, selle põhjaossa jääb kaks mahajäetud tootmisala. Maavara moodustab vähe- ja hästilagunenud turvas. Aiandusturbaks sobiva vähelagunenud turbalasundi paksus varieerub 0,5–4,3 m ning kütte- või väetusturbaks sobiva hästilagunenud turbakihi paksus varieerub 0,2–3 m piirides. Rabalasundi tuhasus on 1,4 % ja niiskus 92 %. Maardla veepinda on võimalus alandada isevoolu teel kuni 3,1 m (absoluutse kõrguseni 25,5 m). Turba all 29,5 hektaril levivat järvemuda paksusega kuni 0,4 (keskmiselt 0,18) m ja prognoosvaruga 21,5 tuhat tonni pole küll kaasnevaks maavaraks loetud, aga ka seda saaks kasutada põlluväetiseks. H. Kesseli ja E. Linkruse (1979) andmetel võib raba lõunaotsas, nn. Endise Leedikõrve järve piires, järvemuda paksus ületada 1 m ning selle varud järelikult olla mõnevõrra suuremad. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil, Juminda-Suurekõrve sihtkaitsevööndis.

Turba leiukohad. Allpooltoodud prognoossete varudega soode numeratsioon vastab Harju maakonna soode ülevaatetööle (Orru jt., 1981). Nii need kui arvukad väikesed, eelkõige erivanuseliste rannamoodustiste vahel tekkinud sood pindalaga alla 10 ha (Orru jt., 1981), asudes Lahemaa Rahvuspargi territooriumil, praktilist tähtsust ei oma. Erandiks võivad osutuda vaid nimekirja kaks viimast sood, kui võetakse kasutusele Kolli (Sillaotsa) liivamaardla, samuti Loksa linna lähinaabruses asuv Kasispea soo.

44 asub Juminda poolsaarel, Tapurla külast edelas. Madalsooturba tööstuslasundi pindala 14,4 ha, keskmine paksus 1,6 m, prognoosvaru 45,4 tuh. t.

45 asub Juminda poolsaarel, Tapurla ja Virve küla vahel. Madalsooturba tööstuslasundi pindala 36,2 ha, keskmine paksus 1,6 m, prognoosvaru 114,1 tuh. t.

46 asub Juminda poolsaarel, Aabla rabast läänes. Siirdesooturba tööstuslasundi pindala on 39,4 ha, keskmine paksus 1,8 m (maksimaalne 2,1 m), prognoosvaru 92,9 tuh. t.

47 Kasispea asub Loksa linnast vahetult idas. Madalsooturba tööstuslasundi pindala on 16,0 ha, keskmine paksus 1,2 m, prognoosvaru 37,8 tuh. t. Siirdesooturba tööstuslasundi pindala on 15,0 ha, keskmine paksus 1,5 m (maksimaalne 4,2 m) ja prognoosvaru 29,5 tuh t.

49 jääb alale vaid osaliselt. Asub Juminda poolsaarel, Hara raba ja Pudisoo jõe vahel (foto 14). Siirdesoo- ja rabaturba tööstuslasundi pindala on 20,1 ha, keskmine paksus 2,5 m, prognoosvaru 65,8 tuh. t.

50 Karupõllu asub Kolgakülast ligikaudu 2 km loodes. Tööstuslasundi pindala 26,8 ha, keskmine paksus 1,6 m, prognoosvaru 84,5 tuh. t.

51 Lohjajärve asub Kolgakülast ligikaudu 1,5 km põhjas. Siirdesooturba tööstuslasundi pindala 23,2 ha, keskmine paksus 1,0 m (maksimaalne 1,2 m), prognoosvaru 30,4 tuh. t.

52 Sillaotsa jääb alale osaliselt. Asub Kolli liivamaardla ja Kotka liivaleiukoha vahelises nõos. Madalsooturba tööstuslasundi pindala 28,0 ha, keskmine paksus 1,4 m (maksimaalne 1,6 m), prognoosvaru 77,2 tuh. t.

53 jääb alale vaid osaliselt. Asub Kotka liivaleiukohast vahetult põhja pool. Madalsooturba tööstuslasundi pindala 18,2 ha, keskmine paksus 1,8 m (maksimaalne 2,8 m), prognoosvaru 43,0 tuh. t.

Järve- ja meremuda leiukohad. Riiklikku maavarade registrisse kantud järvemuda maardlad alal puuduvad.

Hara järvemuda prognoosvaru 21,5 tuh.t mainiti eespool seoses Hara turbamaardlaga. Järvemuda katab ka suuremat osa 56,8 ha suuruse **Lohja** järve põhjast, puududes vaid järve põhja- ja, vähem, idakaldal (vt foto 3). Järve keskosas on mudakihi paksuseks loetud üle 1 meetri (Mäemets, 1977). Järvemuda varude täpsem hinnang ja nende ärapumpamine võib osutada vajalikuks suure rekreatsioonilise väärtusega, kuid eutrofeeruva järve eluea pikendamiseks.

Viinistu **Maalahes** on meremuda varude suuruseks 20 ha pindala ja 0,2 m keskmise paksuse juures hinnatud 40 tuh. m^3 (Veber, 1964). E. Linkruse (1960) teatel ületavat see väävelvesiniku lõhnaga, *pigiler*'iks kutsutud muda II Maailmasõja eel tehtud analüüside järgi raviomadustelt Haapsalu oma. Kohalikud elanikud olevat seda ammustest aegadest kasutanud liigesevalu puhul vannide tegemiseks. Muda olemasolu võib eeldada ka naaberjärves, Ulgulahes, ja ilmselt ka Hauaneeme lahes ning juba kaugemale ja kagusse jäävas Haldi lahes.

Sellele, et Pärispea poolsaare idaosa meremuda varud võivad osutuda eeldatust oluliselt suuremaks, viitab ka Loksast umbes 1,5 km itta jääva **Kasispea** maaparandusobjekti põhjaosas täheldatud (Veskimets, 1988) läbilõige. Kuni 15 ha suurusel alal leviva halli kuni mustjaspruuni värvusega, peen- ja möllika liiva vahekihte sisaldava meremuda lasundi paksus ulatub siin 3,9 meetrini. Puuduseks on aga 1,2–1,9 m paksuse merelise pisi- ja peenliiva kate.

Raua-mangaani konkretsioonid. Uuritaval alal on raua-mangaani konkretsioonid rohkem geoloogiline fenomen kui maavara, kuigi mõnel pool Soome lahe telje- ja idaosas lubaksid varud kaaluda ka nende tööstuslikku tootmist. Majanduslikku tähtsust omavad seejuures eelkõige kerakujulised konkretsioonid. Ehkki konkretsioonid levivad hajusalt küllalt suurel territooriumil, on suuremaid välju alal vaid üks (Nigul, 1987). **Pärispea** madala põhjanõlval, keskmiselt 55 m sügavusel, esineb 5,4 km^2 suurusel alal sedimentatsioonilisi koorikuid, milles Fe sisaldus on 20,6 %, Mn 1,8 %, P 1,6 %, Co 32g/t, Ni 32 g/t, Zn 89 g/t, Mo 30 g/t, Sr 200 g/t, Ba 250 g/t.

Maagaasi ilmingud. Pinnakatte setetega seotud maagaas uuritaval alal praktilist tähtsust ei oma. Arvukalt on gaasiilminguid täheldatud (Linkrus, 1960) Pärispea poolsaarel **Viinistu** ümbruses – Viinistu **Maalahes,** rannaäärses meres ning mitmetes kaevudes. 1937. a. puuritud vana Viinistu koolimaja kaevust olevat 35 m sügavuselt eraldunud gaas, mis olevat põlenud kuni meetrikõrguse leegiga. L. Savitskaja on teatanud (põleva) gaasi pursetest Leesi puurkaevust (Kattai, Pihlak, 1993).

Ehkki Põhja-Eesti gaasiilminguid, vähemalt põleva gaasi omi (Luha, 1946), on tavaliselt seotud pinnakattega, pole paljudele uuringutele vaatamata maagaasi päritolu siiski lõplikult selge. R. Konso teatel hakkas 1993. a. Hara külas puurides gaasi eralduma küll juba 5–10 meetrilt, aga intensiivselt alles Kambriumi sinisavi alt, pärast manteldamist ja pumpamist. Süüdatud gaas põles kaks nädalat, eraldus vähesel määral hiljemgi, aga enam ei süttinud. Tugevaim gaasipurse olevat toimunud endise NLiidu sõjaväeosa puurkaevus Juminda poolsaare tipus, kus 64 m sügavuselt, samuti aluspõhja kivimitest, purskus gaas umbes 25 m kõrgusele, pärast aga eraldus 5 minuti jooksul kohinal koos liivaga.

3. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS

Hüdrogeoloogiline ja põhjavee kaitstuse kaart on koostatud, nii nagu teisedki, suures osas varasemate keskmise- ja suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise kui ka otsingu- ja uuringutööde materjalide põhjal. Lisaks on kasutatud veel Lahemaa Rahvuspargi territooriumil toimunud TA GI uurimistöid (Kink, jt, 1990; Kink, jt, 1992) ning suuremates asulates läbi viidud põhjavee keemilise koostise uuringute (Savitskaja jt, 2000; Tennokesse jt, 1991) materjale. Puuraukudest on hüdrogeoloogiline andmestik 10 puuraugu kohta maaparandusobjektide uuringuilt (hõlmavad survetut Kvaternaari veekompleksi), lisaks veel 1 puurauk Lahemaa põhjavee seirevõrgus, 4 Kolgaküla maardla uuringuauku ja 2 süvakaardistamise puurauku. Valdav andmestik pärineb aga 55-st andmebaasi "Põhjavesi – Puurkaev" kantud tarbepuurkaevust ja vaatluspuurkaevust. Veepunktide keskmine tihedus on 1 puurkaev 2 km^2 kohta, kuid põhiline osa neist paikneb ala tihedama asustusega ida- ja loodeosas.

Kaardil on kujutatud põhiliselt kivimite kollektoromadusi ja nende veeandvust. Selle koostamisel on kasutatud rahvusvahelist tugilegendi "Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend" (Struckmeier, Margat, 1995) ja Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1: 400 000 (Perens, 1998) legendi, kusjuures põhiliseks on jäänud ikkagi Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1: 50 000 tugilegend (Kajak jt, 1992). Ala paikneb Balti arteesiabasseini loodeosas, kus põhjavesi esineb pinnakattes, aluspõhja ja kristalse aluskorra kivimeis. Suurima mahu ja levialaga neist on aluspõhja kivimitega seotud põhjavesi (va sügavad mattunud orud). Ala hüdrostratigraafiline liigestus on toodud tabelis 7.

Kvaternaari (pinnakatte) setetes esinevad nii surveta vett sisaldavad ja vahetult meteoroloogilistele mõjuritele alluvad poorsed põhjaveekihid kui ka survelised põhjaveekihid. Pinnakattesse tungib kogu infiltratsioon ja seda läbib suurem osa põhjavee äravoolust. Pinnakatte ülemine osa kuulub aeratsioonivöösse, kus peale filtratsioonivoolude liigub hulk vett auruna või kapillaarjõudude toimel.

Esimese maapinnalähedase aluspõhjalise veekihi moodustavad enamikul kaardilehest poorsed terrigeensed kivimid, kus mattunud orgudega piirnevail aladel on pinnakatte vete lahjendaval mõjul väike põhjavee mineraalsus ja suhteliselt suur ka selle liikumiskiirus. Aluskorra lõhedes esinev kõrgendatud mineraalsusega vesi on praktiliselt liikumatu.

Veepidemetena eristatakse (Perens,Vallner,1997) kihte, mille transversaalne filtratsioonikoefitsient (K) on väiksem kui 10^{-2} m/d. Tegeliku veevarustuse seisukohalt eristatakse piisavalt vettandvaid veekihte ning veekomplekse [kaevude valdav erideebit q>0,1 l/(s×m) >10 m^3/d, K>1 m/d] ning nõrgalt vettandvaid veekihte ja veekomplekse (q<0,1 l/(s×m), K<1 m/d) (Perens, 1998). Erideebitina tähistatakse kaevu tootlikkust (l/s) veetaseme alandamisel 1 meetri võrra pumpamise käigus (tootlikkuse jagatis üldise taseme alanemisega). Filtratsioonikoefitsiendina (K) mõistetakse kivimi või sette omadust lasta endast läbi gravitatsioonivett. Filtratsioonikoefitsient võib olla erinev (tavaliselt karbonaatses kompleksis) kihipindadega ristuvas (transversaalses) suunas ning nendega paralleelses (lateraalses) suunas ja ta mõõtühikuks on m/ööpäevas (m/d). Tootlikkuse mõõtühikuna kasutatakse veetarbimises lisaks l/s ka m^3 / ööpäevas (m^3/d).

3.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS

Kvaternaari veekompleksi suurimaks puuduseks on väike reostustaluvus survetute veekihtide puhul. Samuti ei ületa nende veekihtide tüsedus tavaliselt 10 m. Küll omab aga veekompleks veevarustuslikku tähtsust surveliste veekihtide esinedes. Kaardil on veekompleks eristatud aladel, kus sügavate mattunud orgude piires on poorsed terrigeensed aluspõhjakivimid täielikult abradeeritud ja veetarbimine põhineb mattunud glatsiofluviaalsete setete (fQ_{II}) veekihil. Enamik allpool kirjeldamist leidvaid veekihte on olulise põhjaveevaruta ega ole kaardil kujutatud, kuid setete levikut võib jälgida kaardikomplekti pinnakatte kaardil ja läbilõigetel.

Tabel 7. Hüdrostratigraafiline liigestus.
Table 7. Hydrostratigraphical units.

Regio-naalne strat. skeem	Koha-likud ühikud	Hüdrogeoloogilised stratonid			Val-dav pak-sus, m	Vee-tase maa-pinnast, m	Deebit, l/s	Alandus, m	Eri-deebit, l/sxm
Lades-tu	Kihistu	Vee-komp-leks	Veekiht	Veepide					
Kvater-naar Q	Holot-seen	Kvater-naari (Q)	soosetted (bQ_{IV})		2–6	0,1-0,5	0,01–0,05	ca 0,5	<0,1
			jõesetted (aQ_{IV})		1–2	0,1–0,5			
			meresetted (mQ_{IV})		2–5	1–3	0,01–0,5	0,3–1	0,05–0,5
	Järva		jääjärve setted (lgQ_{III})		2–5	1–2			<0,1
				jääjärveline savi (lgQ_{III})	5–20				
			glatsigeensed (moreen) setted (gQ_{III})		ca 2	1–2			<0,1
				glatsigeensed (moreen) setted (gQ_{III})	20–50				
	Prangli			orgaanikarikkad setted (Q_{III})	2–4				
			glatsifluviaalsed (liustikujõe) setted (fQ_{II}, fQ_{III})		5–30	0,5–5	0,1–8	0,5–15	0,2–3,5
Ordoviit-sium O_2		Ordoviit-siumi-(O)	Ordoviitsiumi liigestamata		ca 10	5–10			<0,1
O_1	Kalla-			Ordoviitsiumi veepide (O)	4–6				
Kamb-rium Є$_1$	vere– Tiskre	Ordoviit-siumi–Kamb-riumi (O–Є)	Ordoviitsiumi–Kambriumi (O–Є)		ca 20	3–15	0,5–3	5–20	0,1–0,2
	Lükati Lontova			regionaalne veepide (Є$_1$lk–Є$_1$ln)	10–70				
Vend V_2	Voronka	Kamb-riumi–Vendi (Є–V)	Voronka (V_2vr)		10–40	1–5	1–5	1–10	0,1–1,0
	Kotlin			väljasuiduv veepide (V_2vrS–kt)	0–5				
	Gdov		Gdov (V_2gd)		ca 30	1–5	1–10	1–5	1,0–2,5
Paleoprotero-soikum PR_1			aluskorra lõhelise vööndi põhjavesi (PR_1)		15–25	5–10	0,5–3,0	10–25	0,03–0,05
				lõhedeta aluskord					

Tuulesetetest kuuluvad kõik luited aeratsioonivöösse ja **jõesetete veekiht** levib Valgejõe orus ja piiratult ka Hara oja suudmealal. Jõesetete veekihi veeandvust pole uuritud, kuid hüdrauliliselt seotuna jõeveega ei vasta veekihi põhjavesi joogivee nõuetele organoleptilistelt omadustelt.

Soosetete (bQ_{IV}) veekiht levib peamiselt Juminda poolsaarel ja laiguti kaardilehe lõunaosas. Veetaseme sügavus looduslikus seisundis soodes ei ületa poolt meetrit ja veekihi tüsedus olenevalt turbalasundi paksusest on 1–3 m.

Filtratsioonikoefitsient (K) oleneb turba lagunemisastmest ja ulatub keskmiselt 0,01–0,1 m/d hästilagunenud turbas kuni 1 m/d vähelagunenud turbas (suurem K on iseloomulik madalsooturbale). Suuremate soode (Hara ja Aabla raba) vesi on nõrgalt happeline (pH=6,15), üllatavalt madala lämmastikühendite (NH_4^+=0,01 mg/l) ja madala mineraalainesisaldusega (Cl^- ja SO_4^{2-} 2–8 mg/l). Hara soo laukavesi on happelisem (pH=4,3 ja ka mineraalainesisaldus on veidi väiksem (Kink jt., 1998). Mineraalainete üldsisaldus ulatub aga põhjaveelise toitumisega väikestes madalsoodes 0,1–0,4 g/l. Praktilist kasutust humiinainetest põhjustatud kõrge orgaanilise aine sisaldusega soosetete veekiht ei ole leidnud.

Meresetete (mQ_{IV}) veekiht levib suuremal osal kaardistusalast ja vettkandvaks on siin peen- ja keskterised liivad. Vesi on survetu ja veetase, olenevalt reljeefist, on 1–5 m. Kolgaküla maardla uuringutel saadi (Tallinn, 1989) mereliste setete filtratsioonikoefitsendid 9–10 m/d ja kahel pumpamiskatsel erideebitiks 0,06 l/s×m. Valdavalt esinevate peenliivade filtratsioonikoefitsient on suurusjärgus ligi 1 m/d ja ülipeenliivadel ca 0,01 m/d, kuid kruusliivade K ulatub kuni 10–20 m/d. Viimased (kruusliivad) omavad tähtsust vesivarustuses, kui nad on kaetud peeneteralisemate setetega. Praktikas tarbitakse veekihti üksiktarbijate (talud) poolt vaid salvkaevudega. Veekihi laialdasemat tarbimist takistab kõrge reostustundlikkus ja väike tüsedus (<10 m). Veekiht toitub peamiselt sademete veest ja lisaks aluspõhja veekompleksidest nende väljealal (vahetu klindiesine). Veekihi põhjavesi on HCO_3-Ca-tüüpi klindiesisel ning HCO_3-SO_4-Ca-Mg-tüüpi valdaval osal kaardistusalast. Veekihi üldine mineraalainete sisaldus kõigub 0,2–0,4 g/l, kuid rannikulähedastes salvkaevudes võib ulatuda 0,6–0,8 g/l. Viimasel juhul on vesi juba HCO_3-SO_4-Ca-Na-tüüpi. Sageli esineb vees üldrauda 1–5 mg/l (valdavalt Fe^{2+} kujul).

Jääjärve setete (lgQ_{III}) veekiht levib põhiliselt ala kagu- ja lõunaosas. Põhja pool esineb veekiht läätsedena moreenis või asendub vettpidavate jääjärve setetega. Vettsisaldavaks on peenliivad (ülipeenliivad) filtratsioonikoefitsendiga 0,1–1 m/d. Vesi on survetu või läätsedena moreenis nõrgalt surveline. Põhjavesi on väga muutliku keemilise koostisega, valdab HCO_3-SO_4- (või HCO_3-Cl-) Na-Ca-tüüpi vesi mineraalsusega ca 0,5 g/l ja kõrge rauasisaldusega.

Jääjärve viirsavid eraldatakse traditsiooniliselt välja veepidemena ($K<10^{-4}$ m/d). Setete paksus kaardistusalal on 5–20 m ning savi esineb sageli läätsedena moreenis. Pinnakatte kaardil toodud liivakad viirsetted paksusega kuni 30 m on hüdrogeoloogilisel läbilõikel toodud piiratud (sporaadilise) levikuga kihina.

Moreeni (glatsigeensete setete – gQ_{III}) veekiht levib vaid alumises, kuni 2 m paksuses lokaalmoreeni osas Kolgaküla kõviku nõlvadel ning lisaks ka Loksa ümbruse saviuuringute (Remmel, 1962) puuraukudes saviliivmoreenide alumises 2–5 m paksuses intervallis, kus omab alati survelist iseloomu (survekõrgus 15–20 m). Veekihi põhjavesi ei leia tarbimist ega ole kaardilehe piires uuritud. Analoogia põhjal lõunapoolsete salvkaevudega on veekiht veevaene (K=0,1–1 m/d) ja põhjavesi kare ning kõrge rauasisaldusega.

Enamusel kaardistusalast moodustavad **liivsavimoreenid** suhtelise (nõrga) veepideme (K küünib 10^{-3} m/d) ning mattunud orgude piires, kus esineb ka Ugandi vanusega liivsavimoreen, ulatub setete kogupaksus maksimaalselt 80 meetrini. Arvestades võimalike liivaläätsede esinemisega moreenis, on hüdrogeoloogilise kaardi läbilõikel kogu moreenikompleks eristatud siiski piiratud (sporaadilise) levikuga kihina ja veepidemena on välja toodud vaid savikihid (-läätsed).

Orgaanikarikkad setted (Q_{III} pr) esinevad Juminda poolsaarel ja nendega on seotud põleva maagaasi esinemine. Setted on tinglikult eraldatud suhtelise veepidemena või ilma olulise põhjaveevaruta kihtidena, kuigi möll ja savi on kaetud kuni 3 m paksuste ülipeenliivadega. Setete hüdrogeoloogiline olemus pole katseliselt uuritud.

Glatsiofluviaalsete (fQ_{III}, fQ_{II}) setete veekiht on peamine tarbitav Kvaternaari veekompleksi veekiht. Kaardilehe äärmises kagunurgas esinevate survetute setete (**fQ_{III})** põhjavesi ei leia tarbimist ja omab tähtsust sügavamate veekihtide toitumisel ülimageda põhjaveega. Mattununa nooremate setete alla (laiguti Loksa ümbruses jääjärve savide all 2–3 m tüseduses ja ilmselt ka Kemba delta ja Valgejõe vahelisel alal) võib liustikujõe setete põhjavesi aga pakkuda huvi individuaalvesivarustuses.

Veetarbimine veekihist on seotud põhjaranniku vanemate (**fQ_{II}**) setete veekihiga. Veekiht tüsedusega 5–40 m on esindatud eriterise liiva ning kruusliivaga, mille lamamiks on aluskorra murenemiskoorik. Veekihti tarbitakse arvukate puurkaevudega Aabla ning Viinistu asulais. Põhjavesi on kõrgsurveline ning puurkaevude erideebitid on neis asulais vahemikus 0,5–2 l/s×m ning K=1 kuni 20 m/d. Veekihi vesi on lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,2–0,5 g/l Cl-HCO_3-Ca-Na-Mg-tüüpi või rannikul Cl-HCO_3-Ca-Na- tüüpi ning iseloomulik on kõrge Fe^{2+} ning NH_4^+ sisaldus.

3.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA VETTPIDAVAD KIHID

Ordoviitsiumi veekiht esineb vaid vahetult lõunapiiril Kolgaküla kõvikul. Kõviku põhjatipu lubjakivid on veetud ning vaid suurvee ajal esineb ülavett. Väikese veeandvuse ja survetu iseloomu tõttu ei oma veekiht Loksa kaardilehe piires tähtsust veetarbimises.

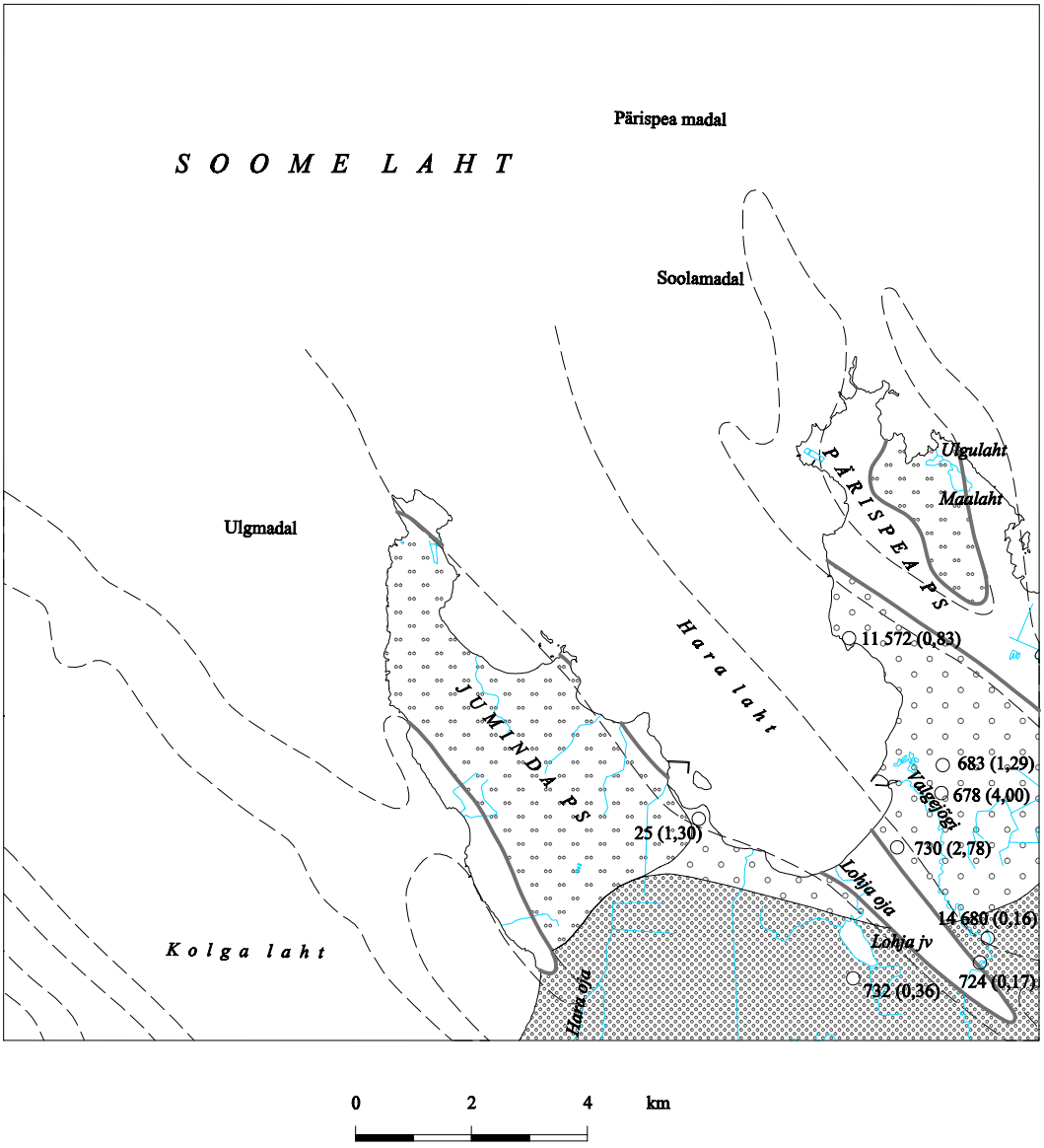
Veekihi lamamiks oleva **Ordoviitsiumi regionaalse veepideme** moodustavad Varangu kihistu savid ja Türisalu kihistu diktüoneemakilt ja traditsiooniliselt ka Toila kihistu glaukoniitlubjakivid koos lamamiks oleva glaukoniitliivakiviga. Veepideme paksus on 3–10 m ja selle läbilaskvus teravalt anisotroopne. Kui lateraalne (külgsuunaline) filtratsioonikoefitsient võib muutuda 0,001–1 m/d, siis transversaalne on enamasti suurusjärgus 10^{-6}–10^{-5} m/d või isegi 10^{-7} m/d (Vallner, 1980).

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekiht (O–Є) levib vaid Kolgaküla kõvikul ja selle lähiümbruses ning vettsisaldavaks on peeneterine liivakivi ja aleuroliit (Kallavere kuni Tiskre kihistu). Leviku kirdepiiril on veekiht dreenitud Kolgaküla karjääriga (kraavitus tasemel 15–16 m ümp karjääri lõunapiiril) (Peikre, 1993). Kuna kaardilehe piires on tegemist veekihi väljealaga, on veekiht survetu. Veekiht siin tarbimist ei leia, kuid analoogia põhjal vahetult lõuna pool kasutust leidvate puurkaevude veega on põhjavesi HCO_3-Ca-Mg-tüüpi lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,3–0,4 g/l.

Lükati–Lontova regionaalne veepide levib kogu alal, välja arvatud mattunud orgude piires ja on esindatud eelnimetatud kihistute savidega (Lontova kihistu Sämi kihistiku ülemise osa eriteriseid liivakivisid võib vaadelda Kambriumi–Vendi veekompleksi kuuluvana). Tegemist on läbilõike tüsedaima (kuni 60 m) ja suurima isolatsioonivõimega veepidemega – transversaalne filtratsiooni-koefitsient on enamasti 10^{-7}–10^{-5} m/d (Vallner, 1980).

Kolgaküla savimaardla piires teostatud veetaseme taastamiskatsetel (Tallinn, 1989) saadi “deebitiks” 0,003 m^3/d karjääri põhjapiiri puuraukudest 23 ja 24 (avatud Tammneeme kihistik).

Kambriumi–Vendi veekompleksi kandjaks on eelnimetatud ladestute liivakivid ja aleuroliidid. Traditsiooniliseks veepidemeks on Kotlini kihistu kuni 5 m tüsedusega laminariitsavi kiht, milline jagab veekompleksi ülemiseks Voronka ja alumiseks Gdovi veekihiks. Kotlini kihistu kiildub välja ala läänepiiril, kuid erinevuse veekihtide veeandvuses ja keemias tagavad siis Sirgala kihistiku (V_2vrS) allosa laminariitsavid, vaheldudes aleuroliitidega. Voronka veekihi filtratsioonikoefitsent (K) on keskmiselt 1-6 m/d, puurkaevude erideebitid (q) on 0,2–1,7 (valdavalt 0,5) l/s meetri alanduse kohta. Gdovi veekihis aga vastavalt K=5–6 m/d, q=0,5–2,5 l/s meetri alanduse kohta ning Pärispea poolsaare tipus ning



○ 732 (0,36) Voronka veekihti tarbiv puurkaev ja selle number andmebaasis "Põhjavesi-Puurkaev" (sulgudes puurkaevu erideebit, l/s×m)
Well, exploiting the Voronka aquifer and its number in the database "Groundwater-Well" (in brackets the specific capacity, l/s×m)

Puurkaevude erideebit > 0,5 l/(s×m)
Specific capacity of wells > 0,5 l/(s×m)

Puurkaevude erideebit 0,1-0,5 l/(s×m)
Specific capacity of wells 0,1-0,5 l/(s×m)

Puurkaevude erideebit < 0,1 l/(s×m)
Specific capacity of wells < 0,1 l/(s×m)

Voronka veekihi leviku piir
Boundary of the Voronka aquifer

Mattunud org
Buried valley

Joonis 18. Voronka veekihi puurkaevude erideebitid
Figure 18. Specific capacities of wells, exploiting the Voronka aquifer

Kambriumi–Vendi kõrgsurvelise veekompleksi veetase on 0,5 kuni 1 m üle merepinna ning vaid enamusel Juminda poolsaarest on Voronka veekiht ilma olulise põhjaveevaruta (vt joonis 18).

Kaardipildis pole veepideme ülemise piiri täpsema määratluse puudumisel veepideme avamusala välja toodud, kuid see on jälgitav eelnimetatud joonisel. Tulenevalt eeltoodust iseloomustavad hüdrogeoloogilise kaardi erideebitite alad Juminda poolsaare keskosas ning Pärispea poolsaare põhjatipus vaid Gdovi veekihti Loksa linna piires ning arvatavasti ka mõlema poolsaare põhjatipus 0 kuni 0,5 m ümp. Erinevused Gdovi ja Voronka veekihi tasemeis ei ületa 0,5 m.

Veekompleksi vesi on mage, lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,2–0,6 g/l, kusjuures alumise, Gdovi veekihi põhjavesi on kõrgema mineraalsusega kui Voronka veekihis. Viimasest on Valgejõe mattunud oru piirkonnas Kotkal saadud isegi põhjavett mineraalsusega 0,17–0,2 g/l. Vesi on HCO_3-Ca-Na- tüüpi (mattunud orgudes HCO_3-Ca-Mg-tüüpi) tänu survelise Kvaternaari veekompleksi põhjavee lahjendavale toimele. Mattunud orgudest kaugemal esineb kohati ka HCO_3-Cl-Ca-Na-tüüpi põhjavett.

Probleemiks on veekompleksi põhjavee suur rauasisaldus (Fe^{2+} 0,5–5 mg/l), eriti mattunud orgude läheduses ja kohati H_2S sisaldus (Aabla ümbruses 0,1 mg/l).

Veekompleks on ala peamine ühisveevarustuse allikas ning leiab kasutamist ka arvukate eratarbijate puurkaevudega. Loksa linnas, mis on peamine veekompleksi tarbija, vastab põhjavesi väga hea joogivee nõuetele.

Aluskorra murenemiskooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi on kõrgsurveline. Veetase on 1–5 m allpool merepinda ja erideebit ei ületa tavaliselt 0,05 l/s×m. Loksa vaatluspuurkaevust 681 saadi aga katsepumpamisel q=0,2 l/s×m. Vesi esineb vaid kristalse aluskorra ülemises osas – murenemiskoorikus ning selle vahetus lamamis ja põhjavesi on mineraalsusega 3–20 g/l ja Cl-Ca-Na-tüüpi. II astme (savikas) murenemiskoorik eraldab aluskorra vett Gdovi veekihi veest, kui see on aga abradeeritud ja säilunud on vaid I astme murenemiskoorik, on Gdovi veekihi põhjavesi hüdrauliliselt seotud aluskorra veega (viimast Loksa–Hara piirkonnas). Loksa linnas murenemiskoorik kohati puudub ja aluskorra põhjavesi on koostiselt sarnane Gdovi veekihi veega. Nii saadi seirepuurkaevust 681 HCO_3-Cl-Ca-Na-Mg-tüüpi vett mineraalsusega 0,25 g/l (Filatov, 1990). Veekihi vesi tarbimist pole leidnud.

3.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE

Ala piires on kinnitatud põhjaveevaruga veehaare Loksa linnal. 2000. a vähendati 1990. a kinnitatud Loksa tarbevaru 1000 m^3/d võrra, arvestades veetarbimise puudumist kunagises Suurpea sõjaväeosas ning kinnitatud tarbevaruks (T) jäi Loksa linnale 3000 m^3/d Kambriumi–Vendi veekompleksist.

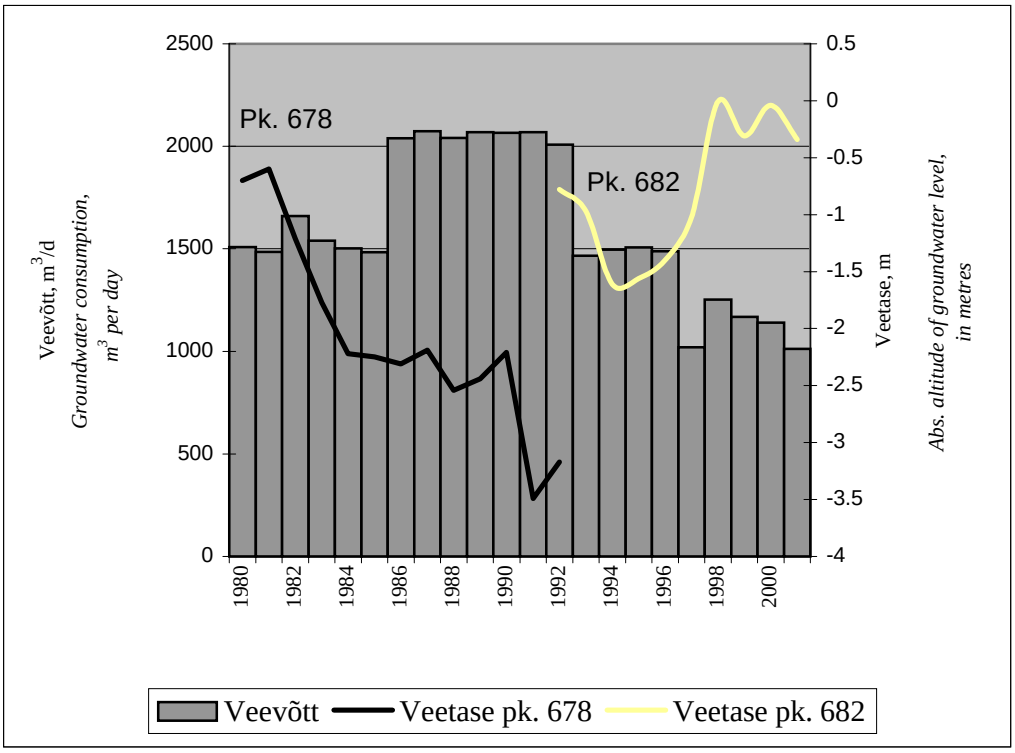
Lisaks on Loksa vallale kinnitatud P-kategooria potentsiaalne varu mahus 400 m^3/d (Tamm, 1999). Kvaternaari veekompleksi survelisele põhjaveele pole tarbevaru kinnitatud.

Hüdrogeoloogilisel kaardil on toodud veetarbimine 2000. a lõpu seisuga ja arvestatud on vaid puurkaeve veetarbimisega vähemalt 5 m^3/d.

Kvaternaari veekompleksi survetut põhjavett tarbivad salvkaevudega arvukad väiketarbijad (talud), millede veetarve on alla 5 m^3/d. Kvaternaari survelist glatsiofluviaalse veekihi vett tarbivad veeühistu Aablas ja Pärispea kalakasvandus (viimane <5 m^3/d, foto 27), ning lisaks arvukate suvemajade (Pedaspea, Leesi, Juminda) puurkaevud. Viinistus ulatus 1990. aastaks tarbimine veekihist üle 300 m^3/d, kuid peale kalatsehhi sulgemist 1998. a on enamus puurkaeve seal seisatud ja üldine veetarbimine Viinistu asulas on suurusjärgus 5 m^3/d.

Kambriumi–Vendi veekompleks on peamiseks ühisveevarustuse allikaks. Suurim on tarbimine Loksa linnas (joonis 19), peamiselt Loksa Laevatehase AS ja elamute puurkaevudest 676, 677 ja 680

(kõigist üle 300 m^3/d). Kuni 1990. a oli teiseks suuremaks tarbijaks veel linnast ca 5 km põhja pool paiknenud sõjaväeosa, kus veevõtt ulatus1980-ndate lõpul üle 500 m^3/d.



Joonis 19. Kambriumi-Vendi veekompleksi põhjaveevõtu ja veetaseme muudatused Loksa veehaardel.

Figure 19. Changes in groundwater consumption and level of the Cambrian-Vendian aquifer system at Loksa water intake.

Nüüdseks tegutseb seal vaid lõunapoolseim puurkaev 731 veevõtuga alla 5 m^3/d. Vanemate Loksa linna puurkaevude puhul on iseloomulik, et nad avavad üheaegselt Gdovi ja Voronka veekihi.

Mineraalvett pole alal toodetud, kuigi juba 1967 a saadi puuraugust 736 (F102) Cl-Ca-Na- tüüpi vett mineraalsusega 2,9 g/l.

1970. a rajati perspektiiviga mineraalvee uuringuiks 550 m sügavune puurauk 1564 (F113). Kuuajalise pumpamiskatse käigus saadi Cl-Ca-Na-tüüpi vett mineraalsusega 20 g/l. Kloriidide sisaldus pumpamise käigus ei kasvanud ja kõikus 12–13 g/l (Viigand, 1971). Vesi oli broomirikas (106 mg/l) ning fluori ja joodi sisaldus vastavalt 0,2 ja 0,6 mg/l (Vingisaar, 1978). Kuna kõrge mineraalsuse tõttu vajanuks põhjavesi enne tarbimist ravi-lauaveena tugevat lahjendamist ning suhteliselt väike oli ka puuraugu erideebit (1,1 l/s alandusel 29 m), ei leidnud Pärispea mineraalvesi aastaid kasutamist. 1980 a puuriti aga Viru kolhoosi tellimusel samas kohas tarbepuurkaev (F-24) mineraalvee tootmiseks. Kuna tellijapoolsete probleemide tõttu katkestati puurimine sügavusel 207 m peale 6-tollise torukolonni (147 m sügavuseni) tsementeerimist, on puurkaev senini konserveeritud.

3.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEETASEME MUUTUMINE

Üleriigilise põhjavee seirega on alal hõlmatud Kambriumi–Vendi veekompleks. Pikemaajalised vaatlused on seotud Loksa linnaga. Nii alustati puurkaevus 678 Kambriumi–Vendi veetaseme ja põhjavee keemilise koostise muutuste jälgimist juba 1972 .a ja vaatlused kestsid kuni 1992. aastani. 1990. a rajati linna piires uus vaatluspuuraukude grupp (680–684), kus vaadeldi eraldi Q, V_2vr, V_2gd ja PR_1 veekihi veetasemeid (vaatlused katkestati vaatluspuurkaevudel 681 ja 683 juba 1999. a). Lisaks toimusid Juminda poolsaarel V_2gd veekihi tasemevaatlused seirepuurkaevus 19 066 vahemikus 1986–1997. a.

Viimase 10 aastaga on veetase seoses tarbimise vähenemisega (joonis 20) tõusnud Gdovi veekihis ligi 2 m ja jõudnud praktiliselt nulltasemeni absoluutväärtuses, mis on lähedane algtasemele enne suurtööstuse arengut Loksal (1948. a oli veetase 3,5 m ümp esimeses rajatud Loksa Laevatehase puurkaevus). Põhjaveetaseme sesoonne kõikumine kõrgsurvelisel põhjaveel on suurem tehistingimustes (Loksal puurkaevus 683 1994. a aastane amplituud 2,07 m, vaatluspuurkaevus 678 1991. a 1,52 m). Looduslähedase põhjaveetaseme aastased amplituudid ei ületa kõrgsurvelisel põhjaveel 0,5 m ning on suurusjärgus 0,5 m (seirepuurkaev 684) kuni 1 m survetu Kvaternaari veekompleksi puhul ja ca 2 m survetus Ordoviitsiumi veekompleksis kaardi lõunapiiril.

Survetu põhjavee vabapinna kõikumine sõltub peamiselt sademetest ja looduslikust dreenitusest (Perens, 1998). Hästi on jälgitavad nii kevadine kui hilissügisene maksimum ja talvine ning suvelõpu miinimum. Mineraalpinnasega võrreldes on looduslikes tingimustes turbalasundeis veetaseme kõikumine väike (0,2–0,3 m). Sügavamate veekihtide survepinna kõikumine järgib maapinnalt esimese veekihi oma väikese hilinemisega ja taseme kõikumise amplituud väheneb vastavalt kihi sügavuse suurenemisele.

3.5. PÕHJAVEE KAITSTUS

Põhjavee kaitstuse kaardi koostamise aluseks olid antud kaardikomplekti kuuluvad pinnakatte ja aluspõhja geoloogiline kaart ning ka andmepanga “Põhjavesi-Puurkaev” andmestik. Värviga on kaardil kujutatud maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavee looduslikku kaitstust. Legendi koostamisel on eeskujuks võetud Eesti põhjavee kaitstuse kaardi mõõtkavas 1: 400 000 legend (Perens, 2001), milline üksikute täpsustustega põhineb Eesti põhjavee kaitstuse ja antropogeense koormuse kaardi (mõõtkavas 1:50 000) tugilegendile (Kajak jt, 1992). Suhtelise veepidemena on käsitletud lisaks ka jääjärveliste möllide levialasid. Kaart on käsitletav vaid põhjavee kaitstuse kaardina ja seetõttu puuduvad seal antropogeense koormuse elemendid (reostuskoormus). Erandina on toodud vaid veehaarded kui põhjavee survepinna alandajad.

Maapinnalt esimese põhjaveekihi kaitstuse all mõeldakse selle kaetust vettpidavate või nõrgalt vett läbilaskvate setetega ja seejuures lähtutakse nende tüsedusest, litoloogiast ning siit tulenevalt filtratsiooniomadustest ja aeratsioonivöö tüsedusest. Olulise tegurina arvestatakse pinnase- ja põhjavee tasemete vahekorda. Survelise veekihi kaitstus on kindlalt tagatud, kui survepind on pinnasevee tasemest pidevalt kõrgemal. Eristatavad on järgmised alad (vt legendi):

1. Kaitsmata (väga reostusohtlikud) alad. Põhjavesi on kaitsmata nii orgaaniliste kui ka mineraalsete reoainete suhtes. Saviliivmoreeni paksus ei ületa 2 meetrit. Siia alla kuuluvad kõik alvarid.

2. Nõrgalt kaitstud (reostusohtlikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, möll) paksus on valdavalt 2–10 m või savipinnas (savi, liivsavi) paksusega kuni 2 m.

3. Keskmiselt kaitstud (mõõdukalt reostusohtlikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, möll) paksus on valdavalt 10–20 m, savi või liivsavi paksus 2–5 m ning ka vähemalt 2 meetrine Ordoviitsiumi veepide viimase avamusalal. Survelise põhjavee esinemise korral jääb survepind püsivalt maapinna lähedale.

4. Suhteliselt kaitstud (vähe reostusohtlikud) alad. Saviliivmoreenist pinnakatte paksus on 20-50 m, savi või liivsavi lasund paksusega 5–10 m.

5. Kaitstud (reostuskindlad) alad. Saviliivmoreenist pinnakatte paksus on üle 50 m või savi paksus üle 10 m. Hõlmab Lükati–Lontova regionaalse veepideme avamusala ning sügavate mattunud orgude piirkonna.

Enamikul kaardist on tegemist kaitstud aladega ning nõrgalt kaitstuna eristuvad vaid Kolgaküla kõvik ja selle lähiümbrus (survetu põhjavesi). Erandina on Valgejõe mattunud org toodud ala lõunapiiril keskmiselt kaitstuna arvestades glatsiofluviaalsete setete suuremat osatähtsust võrreldes moreeniga pinnakattes. Valgejõe mattunud oru ristumiskoht Valgejõega võib olla isegi nõrgalt kaitstud ala, kuna Kotka ümbruses on Kambriumi–Vendi veekompleksi põhjavesi üllatavalt väikese mineraalsusega (kohati alla 0,2 g/l).

Lisaks põhjavee looduslikule kaitstusele on olulised ka puurkaevu enda konstruktsioon ja seisund ning sanitaarkaitseala olemasolu.

3.6. PÕHJAVEE KOOSTIS JA SELLE VASTAVUS JOOGIVEE NÕUETELE

Põhjavee looduslik kaitstus peaks peegelduma ka lämmastikühendite sisalduses põhjavees. Joonistel 21 kuni 24 on kujutatud lämmastikühendite sisaldust peamiselt tarbepuurkaevude vees.

Arvestatud on maapinnalt esimest aluspõhjalist veekompleksi ning kõrgsurvelist Kvaternaari veekompleksi tarbivaid kaeve. Erandina on võrdluseks kaardi idaosas toodud vaatluskaev 6–1, milline tarbib survetut Kvaternaari veekompleksi põhjavett ja mille kohta on olemas keemilise koostise seire andmed.

Musta ringiga on joonistel toodud rahuldavasse (nitraatide puhul heasse) kvaliteediklassi kuuluv põhjavesi (Savitskaja, Savva, 1999). Joogiveedirektiivi 98/83/EÜ alusel lubatavaid piirsisaldusi ületavad lämmastikühendite sisaldused on joonistel toodud allakriipsutatult. Surveline põhjavesi (ka sügavates mattunud orgudes) on redutseerivais tingimustes ning kõrgenenud NH_4^+ sisaldused ei kajasta reostumist, vaid iidse orgaanilise aine olemasolu. NH_4^+ lubatud sisaldus Kambriumi–Vendi veekompleksis on sellest tulenevalt 1,5 mg/l.

Kuna enamusel kaardialast on aluspõhja põhjavesi kaitstud, vastavad ka lämmastikühendite sisaldused väga hea joogivee nõuetele.

Nitraate leidub kõrgsurvelises põhjavees 0,1–2 mg/l ja keskmiselt kaitstud Kotka piirkonnas vaid kuni 0,1 mg/l, kuna siin on tegemist kalakasvandusega ja puuduvad reostusobjektid. Nitritite sisaldus ulatub maksimaalselt 0,05 mg/l ja NH_4^+ sisaldused on 0,1–2,8 mg/l.

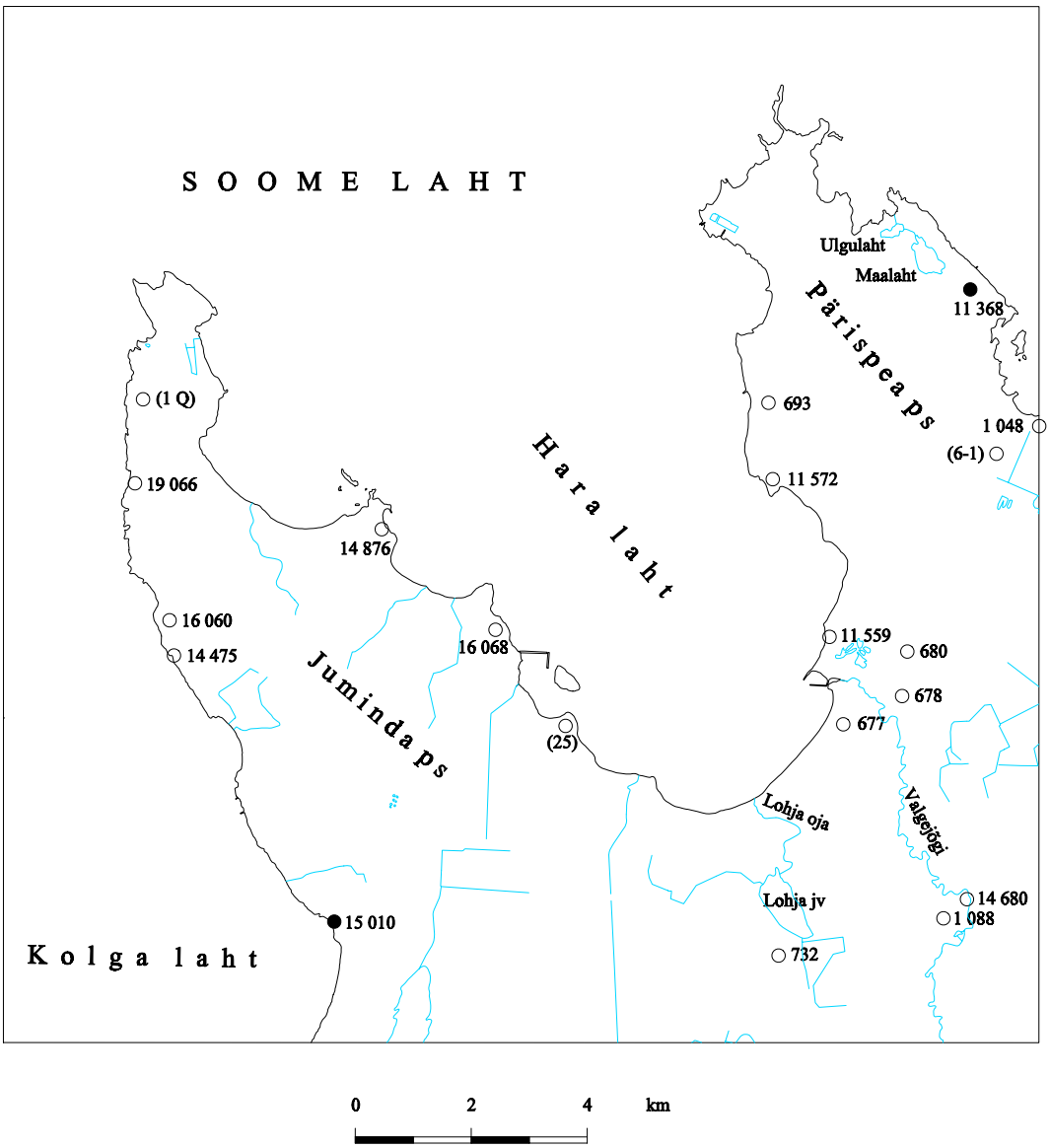
Lahemaa Rahvuspargi põhjavee seirel vaadeldi puuraugus 6–1 (10 m kaugusel tegutsevast farmist) Kvaternaari survetu merelise liiva veekihi põhjavee koostist aastail 1980–1990. Joonistel 22–24 on toodud lämmastikühendite keskmine sisaldus selle puuraugu pinnasevees 1990. a. Pikaajalise vaatlusperioodi (11 a) keskmised lämmastikühendite ja Cl sisaldused olid: NH_4^+ 40,2, NO_2^- 0,21 ja NO_3^- 1,8 mg/l ja Cl^- 224,8 mg/l. NH_4^+ sisaldused kõikusid vaatlusperioodil 0,4–240 mg/l ja NO_3^- 0–28,9 mg/l.

Kloriide leidub Kambriumi–Vendi veekompleksis 10–20 mg/l ning üle 50 mg/l vaid mõlema poolsaare põhjatipus. Sulfaate leidub veekompleksi põhjavees veel vähem – 1 kuni 10 mg/l.

Raua, nagu ka H_2S sisaldus ei sõltu põhjavee looduslikust reostuskaitstusest, vaid piirkonna hüdrogeoloogilistest tingimustest.

Karstivorme kaardilehe piires pole täheldatud, kuid vahetult kaardilehest lõunas Kolgaküla kõvikul Punsu oja alguses esineb karstinõgusid. Kuigi karstivormid pole peale maaharimistöid looduses enam jälgitavad, on aluspõhja pealispind lõheline kogu aluspõhja kõviku ulatuses.

Allikaist on täheldatud vaid üks alla 0,1 l/s vooluhulgaga väikeallikas Hara oja ääres. Põhjavee pindalalise väljavoolu Ordoviitsiumi–Kambriumi veekihist juhivad ära Allika oja Hara raba idaserval ning Kolgaküla karjääri drenaaž (foto 27).

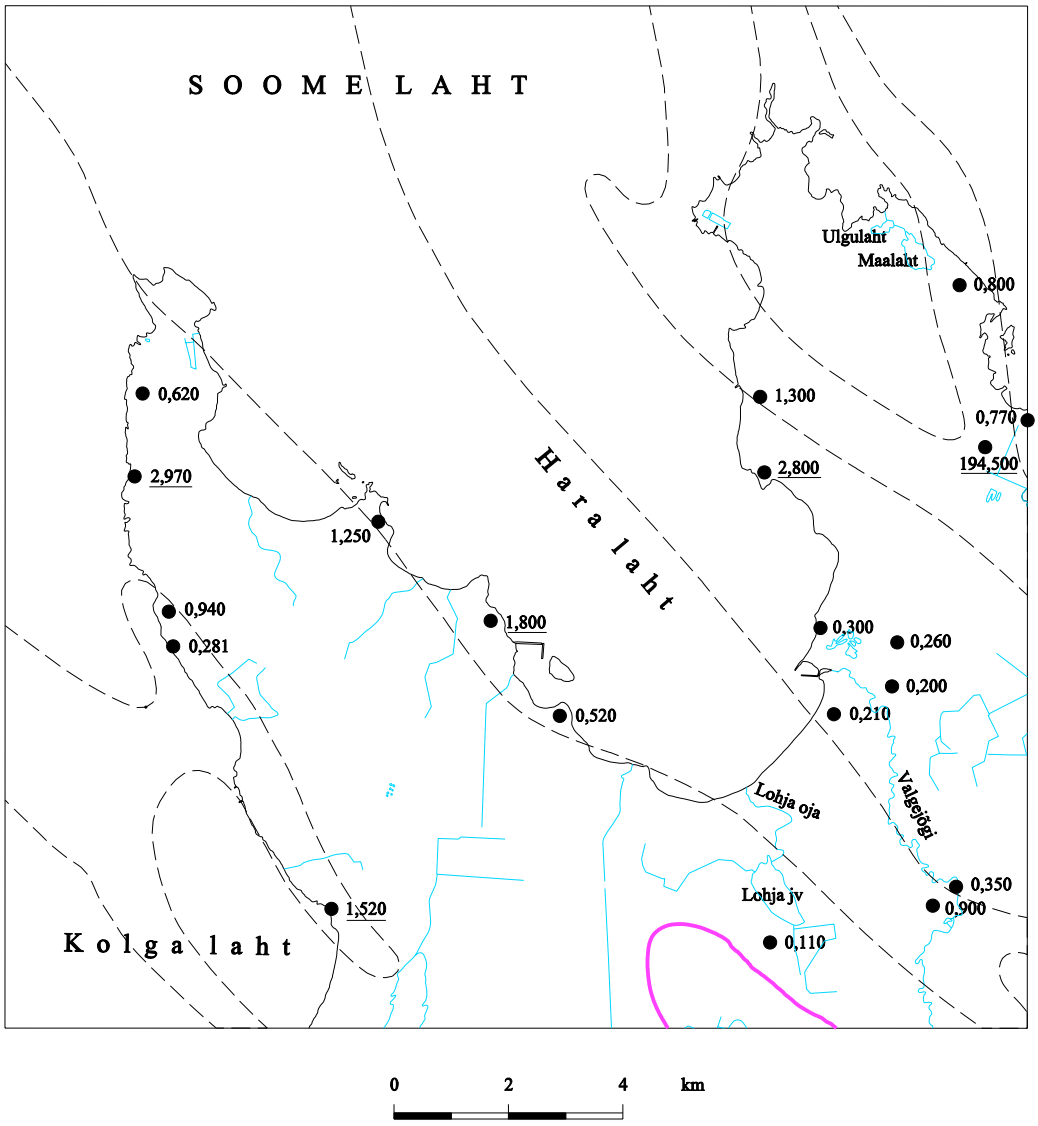


○ 11 548 (2) Puurkaev ja selle number andmebaasis "Põhjavesi-Puurkaev", selle puudumisel sulgudes originaalnumber
Well and its number in the database "Groundwater-Well", in deficiency the latter the original number in brackets

● Puurkaev, mis tarbib Kvaternaari kõrgsurvelist veekihti
Well exploiting the high pressure Quaternary aquifer

Joonis 20. Veepunktide paiknemise skeem Loksa kaardilehel (1990-2002. a veeanalüüsid).

Figure 20. Location of water observation points on Loksa (7322) sheet (analuses performed in 1990-2002).



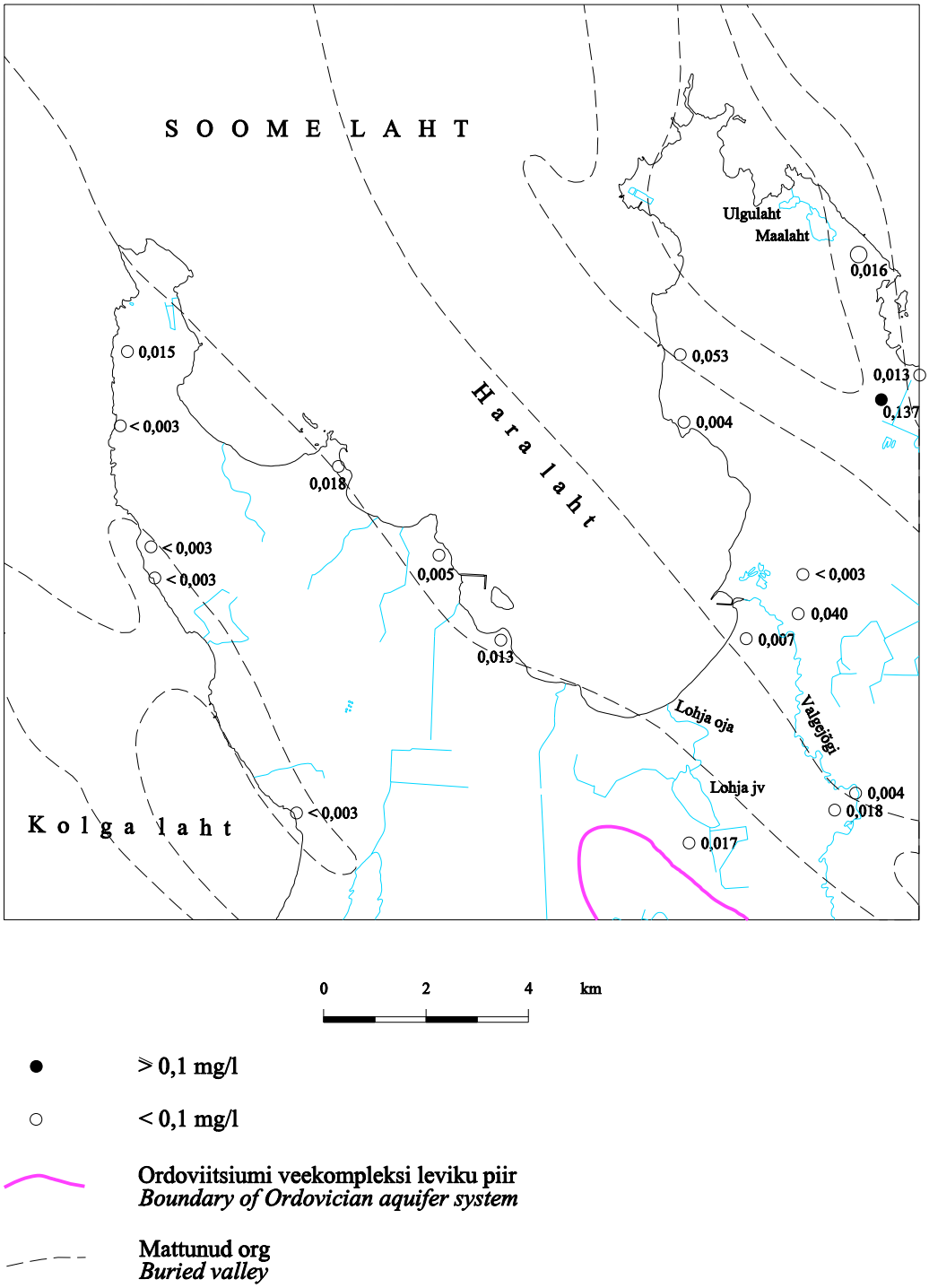
● > 0,1 mg/l (allakriipsutatud üle 1,5 mg/l)

Ordoviitsiumi veekompleksi leviku piir
Boundary of Ordovician aquifer system

Mattunud org
Buried valley

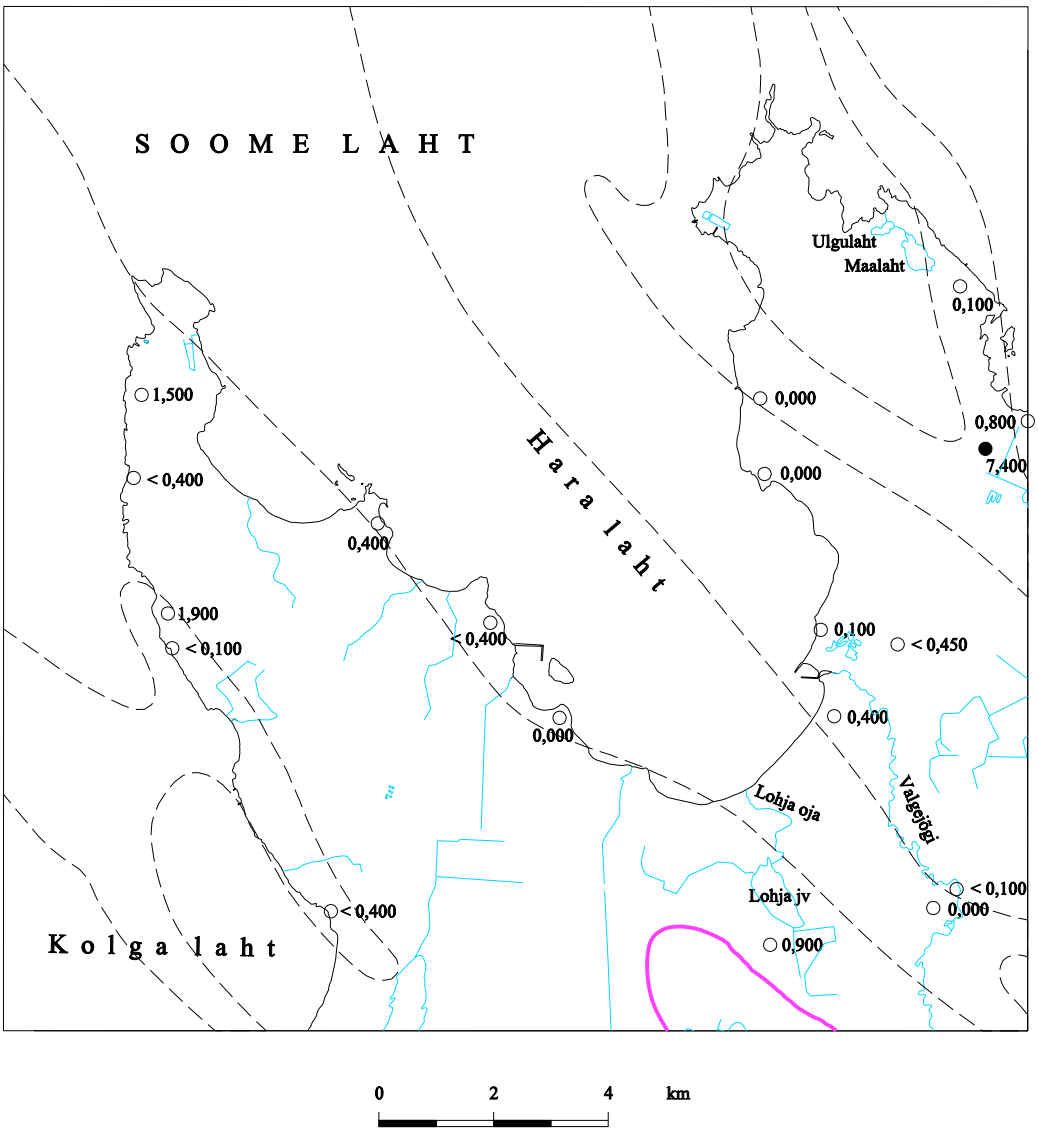
Joonis 21. NH_4^+ sisaldus Kambriumi-Vendi veekompleksi põhjavees.

Figure 21. NH_4^+ content in the groundwater of the Cambrian-Vendian aquifer system.



Joonis 22. NO_2^- sisaldus Kambriumi-Vendi veekompleksi põhjavees.

Figure 22. NO_2^- content in the groundwater of the Cambrian-Vendian aquifer system.



● ≥ 3 mg/l

○ < 3 mg/l

Ordoviitsiumi veekompleksi leviku piir
Boundary of Ordovician aquifer system

Mattunud org
Buried valley

Joonis 23. NO_3^- sisaldus Kambriumi-Vendi veekompleksi põhjavees.

Figure 23. NO_3^- content in the groundwater of the Cambrian-Vendian aquifer system.

Foto 26. Tiik Pärispea kalakasvanduse väravas. T. Mardimi foto.
Photo 26. Stew at the gateway of Pärispea hatchery.

Foto 27. Kolgaküla savimaardlas on kaevandamine seiskunud. T. Mardimi foto.
Photo 27. Mineral extraction in Kolgaküla quarry is stopped.

4. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD

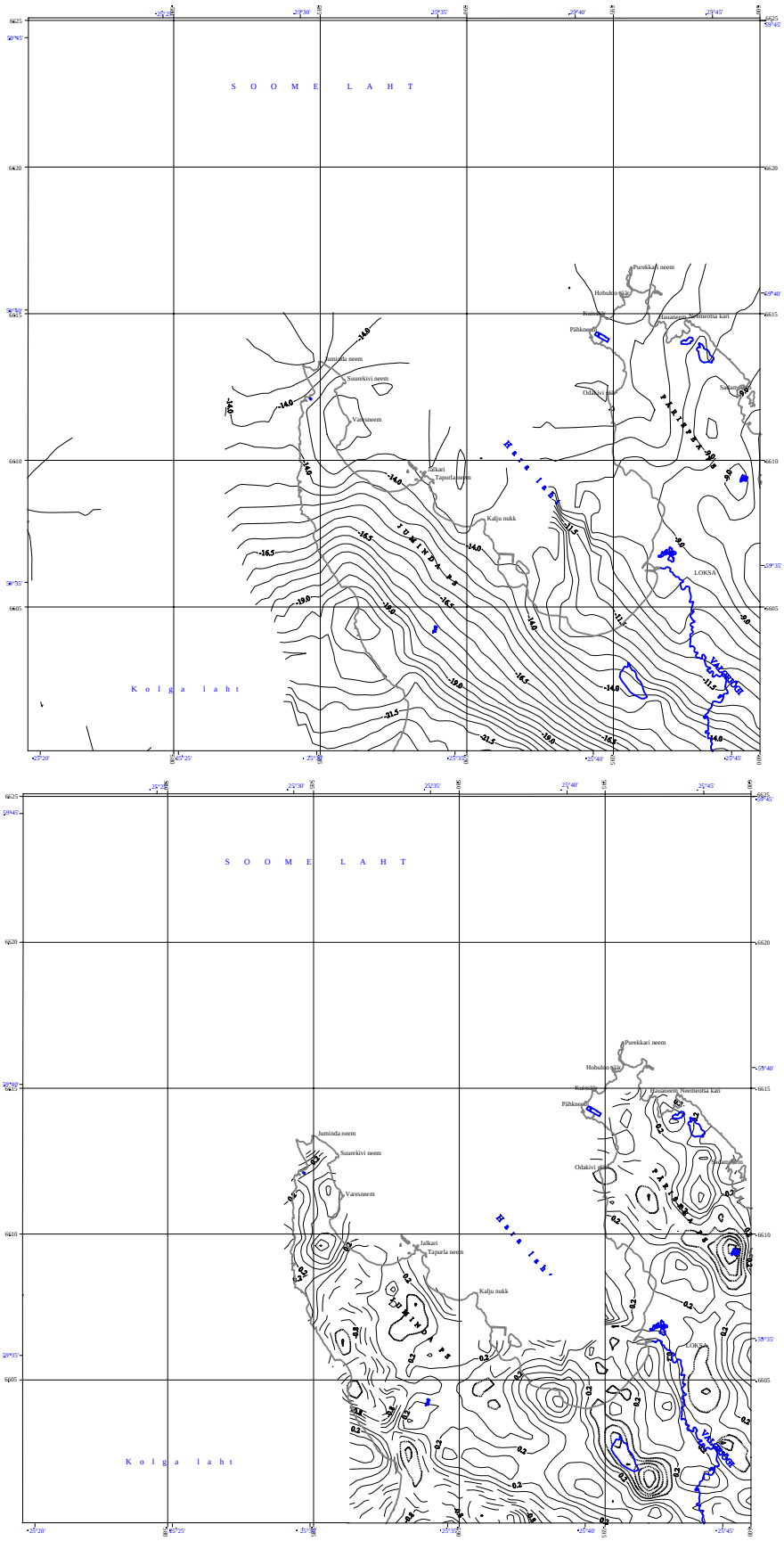
Raskusjõu- ja magnetvälja struktuur Loksa kaardilehe piires, nagu ka kogu Eesti territooriumil, peegeldab peamiselt kristalse aluskorra ehitust. Vaid üksikud raskusjõuvälja anomaalsed efektid seonduvad settekivimilise pealiskorra ja pinnakatte ehituse ning paksusega. Viimasel juhul on tegemist eelkõige lokaalsete anomaaliatega, mille paremaks esile tõstmiseks summutatakse regionaalne komponent, keskendamise meetodil (keskendamise raadius 2,0 km). Järelejäänud kõrge sagedusega spektriosale vastavad anomaaliad on esitatud raskusjõuvälja jääk- ehk lokaalsete anomaaliate kaardina. Lokaalse raskusjõuvälja iseloom on kvaternaarisetete paksuse ja koostise muutustest küllaltki oluliselt mõjutatud, seda eriti maetud orgude piires, kus aluspõhja kivimitesse lõikunud sügavate orgude pudeda täitematerjali poolt tingitud anomaalsed efektid on kuni mõni mGal.

Raskusjõu anomaaliate (Δg_a) väärtused kaardilehe piires on –7 mGal kuni –24 mGal (joonis 25a), kahanedes monotoonselt idast läände ning saavutades minimaalsed väärtused Juminda poolsaare edelarannikul. Raskusjõu väärtuste taseme muutus markeerib erineva koostisega gneisside osatähtsuse muutumist kristalse aluskorra läbilõikes. Aluskorra struktuurse jaotuse skeemil jääb kaardileht Tallinna struktuurse tsooni piiresse. Magnetväli kaardilehe piires on väga monotoonne, valdavad välja nõrgalt negatiivsed väärtused. Magnetanomaaliate väärtused on peamiselt +100 kuni –300 nT. Väljapilti liigestavad üksikud lokaalse levikuga nõrgad positiivsed anomaaliad amplituudiga kuni +250 nT. Viimased tähistavad gneisside magnetiidirikkamate erimite avamusi aluskorra erosioonilõikes. Kaardilehe edelanurgas on fikseeritud intensiivne positiivne, loode–kagu suunaline magnetanomaalia intensiivsusega +450 nT. See anomaalia kujutab endast kaardilehte nr 7321 (Prangli) kagu–loode suunaliselt läbiva positiivsete magnetanomaaliate aheliku kaguotsa. Nimetatud ahelik on ilmselt seotud amfiboliitgneisside või amfiboliitide esinemisega aluskorra läbilõikes.

Raskusjõu lokaalsete anomaaliate kaarti (joonis 25b) iseloomustab loode–kagu suunaliste positiivsete ja negatiivsete anomaaliaahelike vaheldumine. Peamiselt on selline väljapilt tingitud aluskorra kurrutatud struktuurist, kuid mitmed negatiivsete anomaaliate ahelikud on seotud mattunud orgudega. Nii näiteks markeerib Pärispea poolsaarel Odakivi säärelt kagusse suunduv negatiivsete anomaaliate vöönd Pärispea ürgorgu. Valgejõe ürgoruga seondub aga Hara lahelt kagusse suunduv, algul Valgejõega paralleelselt kulgev, kuid kaardilehe kagunurgas viimasega ristuv miinimumide vöönd. Juminda poolsaare edelaservas leviv intensiivsete miinimumide (amplituudiga kuni –1,6 mGal) ahelik on sümbioos Kolga–Aabla ürgoru ja aluskorra struktuuride efektidest.

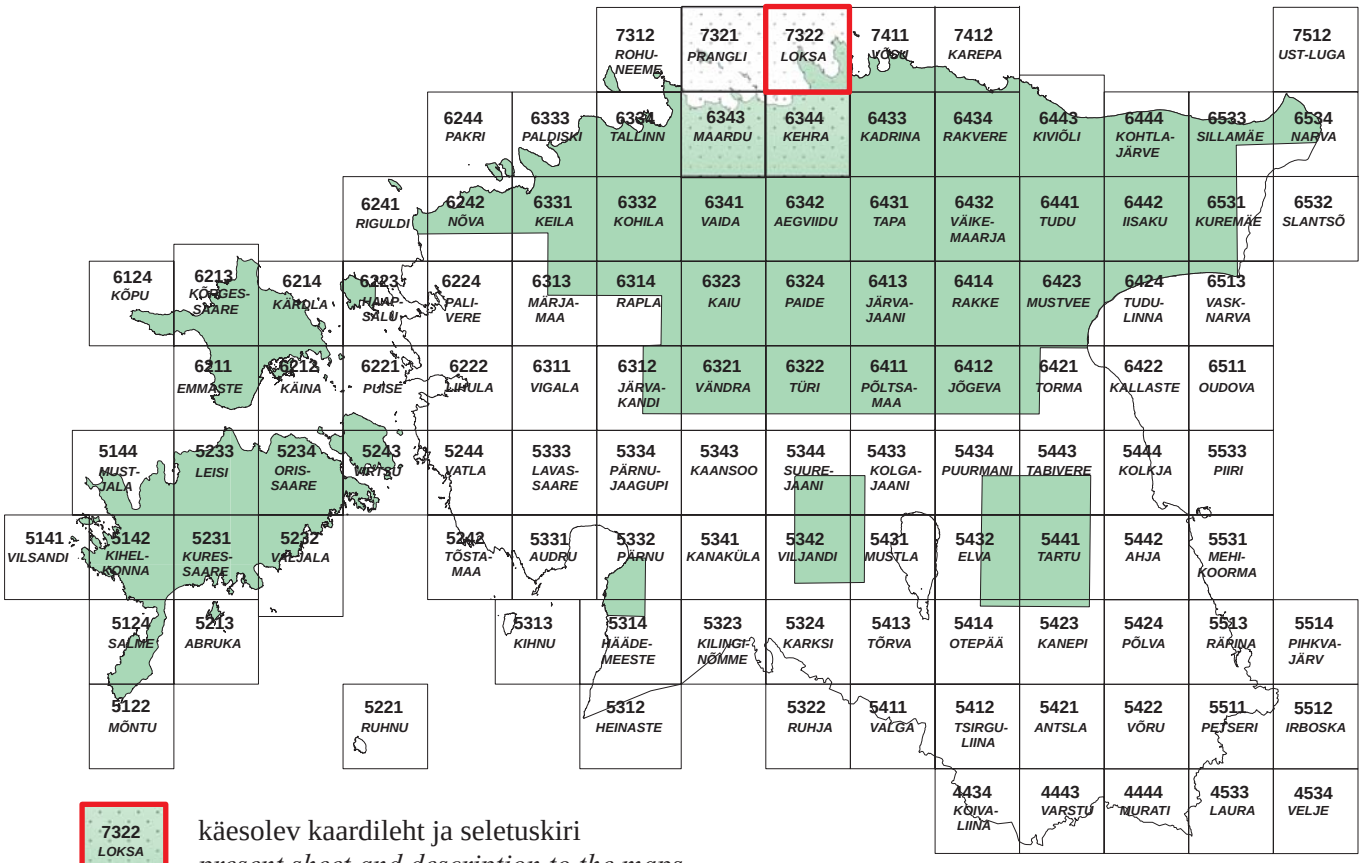
a

b



Joonis 24. Raskusjõuvälja anomaaliate (a) ja jääkanomaaliate (b) kaardid. Isoanomaalide samm anomaaliate kaardil on 0,5 mGal ning jääkanomaaliate kaardil 0,2 mGal. Jääkanomaaliate kaardil on negatiivsete väärtustega isoanomaalid tähistatud katkendjoonega.

Figure. 24 Gravity anomaly (a) and residual anomaly (b) maps. The contour interval on anomaly map is 0.5 mGal and on residual anomaly map 0.2 mGal. The dotted lines on residual anomaly map denote negative values.



7322 LOKSA — käesolev kaardileht ja seletuskiri
present sheet and description to the maps

6344 KEHRA — digtaalne kaart
digitized map

mõõtkavas 1 : 50 000 kaardistatud ala
mapped area at a scale of 1 : 50 000