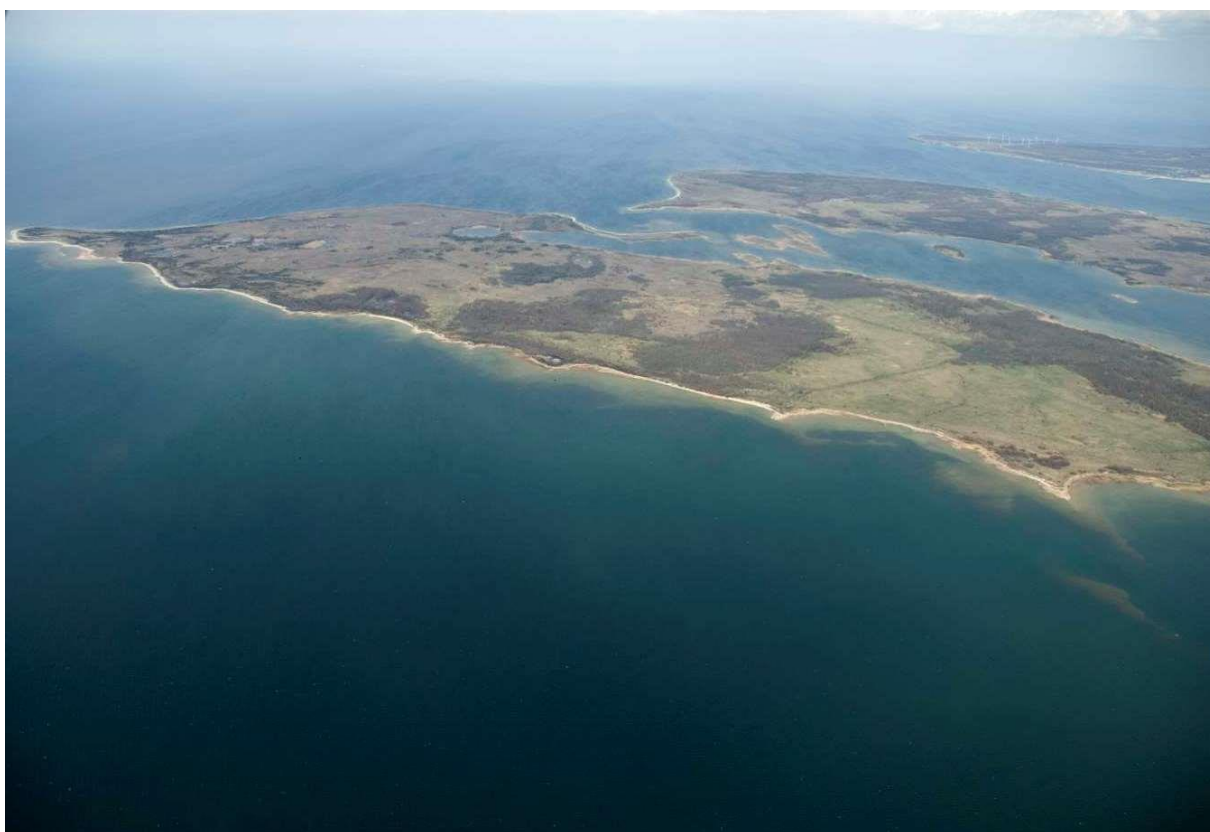


**EESTI GEOLOOGILINE BAASKAART
GEOLOGICAL BASE MAP OF ESTONIA**

**6244
PAKRI**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**



**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
TALLINN 2013**

**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
GEOLOGICAL SURVEY OF ESTONIA**

**EESTI GEOLOOGILINE BAASKAART
GEOLOGICAL BASE MAP OF ESTONIA**

**Mõõtkava 1:50 000
Scale**

**6244
PAKRI**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**

Tallinn, 2013



Esikaanel:

Pakri saared

The Pakri Islands

Eesti Geoloogiakeskus, 2013

Kadaka tee 82

Tallinn 12618

EESTI GEOLOOGIAKESKUS

Kaardistamise osakond

**Kalle Suuroja, Katrin Kaljuläte, Tiit Mardim, Eriina Morgen, Kuldev Ploom, Mikhail
Shtokalenko, Sten Suuroja**

PAKRI (6244) LEHE GEOLOOGILISE

KAARDIKOMPLEKTI KOOSTAMINE JA DIGITAALSE ANDMEBAASI LOOMINE

Tallinn, 2013

Annotatsioon

Suuroja, K., Kaljuläte, K., Mardim, T., Morgen, E., Ploom, K., Shtokalenko, M., Suuroja, S. Eesti geoloogilise baaskaardi Pakri (6244) leht. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Kaardistamise osakond, Tallinn, 2013. Tekst 99 lk, 56 fotot, 20 joonist, 5 tabelit, 1 teksti lisa. (OÜ Eesti Geoloogiakeskuse geoloogiafond, Maa-amet).

Eesti baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Pakri (6244) kaardilehe digitaalsete geoloogilis-geofüüsikalishüdrogeoloogilise suunitlusega kaartide komplekt on koostatud põhiliselt varasemate keskmise- ja suuremõõtkavaliste geoloogilis-geofüüsikalishüdrogeoloogiliste kaartide ja maavarade otsingu ning uuringutööde andmestiku põhjal, kuid kasutatud on ka käesoleva kaardistustöö käigus kogutud andmestikku. Kaardikomplekti kuulub 4 põhikaarti: 1) aluspõhja geoloogiline, 2) pinnakatte geoloogiline, 3) hüdrogeoloogiline ja 4) põhjavee kaitstuse kaart. Neile lisanduvad 6 abikaarti: 1) aluspõhja reljeefi, 2) pinnakatte paksuse, 3) geomorfoloogia, 4) raskusjõuvälja anomaaliate, 5) aeromagnetiliste anomaaliate ja 6) maavarade kaart.

Seletuskiri aitab paremini mõista kaartidel kujutatut ning neile lisanduvatest andmebaasidest on võimalik saada ka konkretiseerivat andmestikku. Saamaks kaardilehe piirkonnas aluspõhja kivimitest paremat ülevaadet, on seletuskirja lisa ära toodud kaardilehe kaguosas asuva puuraugu SP2 (Suur-Pakri) südamikü kirjeldus. Nii kaardid kui seletuskiri on koostatud digitaalsena ning nende aluseks olnud faktiline ja analüütiline materjal on koondatud digitaalsesse andmebaasidesse.

K. Suuroja, K. Kaljuläte, T. Mardim, E. Morgen, K. Ploom, M. Shtokalenko, S. Suuroja. The explanatory note to the geological maps of Pakri (6244) sheet. *The set of digital geological-geophysical-hydrogeological maps at the scale of Base Map of Estonia (1:50 000) is mainly compiled by former similar maps and data obtained in the course of exploring and prospecting of mineral resources.*

The set includes the following 4 maps, which are considered as principal: 1) bedrock geological, 2) Quaternary deposits, 3) hydrogeological, 4) groundwater vulnerability. The other 6 are considered as additional maps: 1) bedrock relief, 2) thickness of Quaternary deposits, 3) geomorphology, 4) gravity anomaly map, 5) aeromagnetic anomaly map, 6) map of mineral resources.

The explanatory note gives additional information for better understanding of the digital maps. The description of the drill core SP2 (Suur-Pakri) is added as well. All maps and explanatory notes to them are digitized and the primary data is stored in the data server of the Geological Survey of Estonia.

Märksõnad: geoloogiline kaardistamine, Paldiski, Pakri, Harju maakond, Balti klint, aluskord, aluspõhi, pinnakate, aluspõhja reljeef, pinnakatte paksus, maavarad, hüdrogeoloogia, põhjavee kaitstus, aeromagnetilised anomaaliad, raskusjõuvälja anomaaliad, puurauk.

SISUKORD

SISSEJUHATUS (K. Suuroja,)	6
1. ALUSPÕHI (K. Suuroja)	21
1.1. KRISTALNE ALUSKORD	21
1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD	24
1.2.1. Ediacara ladestu	24
1.2.2. Kambriumi ladestu	24
1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu	25
1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST	27
2. PINNAKATE JA PINNAMOOD (K. Ploom)	37
2.1. PLEISTOTSEEN	45
2.2. HOLOTSEEN	50
2.3. PINNAKATTE PAKSUS	54
3. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS (T. Mardim)	67
3.1. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA VETTPIDAVAD KIHID	68
3.2. PÕHJAVEE KASUTAMINE JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE	70
3.3. PÕHJAVEE KAITSTUS	71
3.4. PÕHJAVEE KOOSTIS	72
4. MAAVARAD (K. Suuroja, K. Ploom)	74
4.1. ALUSPÕHJA MAAVARAD	74
4.2. PINNAKATTE MAAVARAD	74
5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD	76
KASUTATUD MATERJALID	84
Teksti lisad: TUGIPUURAUUGU SP2 (SUUR-PAKRI) SÜDAMIKU GEOLOOGILINE KIRJELDUS (K. Suuroja)	90

Komplekti kuuluvad kaardid:

1. Aluspõhja geoloogiline (K. Suuroja, tehnikateostus K. Kaljuläte)
2. Aluspõhja reljeef (K. Suuroja, tehnikateostus K. Kaljuläte)
3. Pinnakatte geoloogiline (K. Suuroja; Ploom; tehnikateostus K. Kaljuläte)
4. Pinnakatte paksus (K. Suuroja; K. Ploom, tehnikateostus K. Kaljuläte)
5. Geomorfoloogia (K. Ploom, tehnikateostus K. Kaljuläte)
6. Hüdrogeoloogia (T. Mardim; tehnikateostus K. Kaljuläte)
7. Põhjavee kaitstus (T. Mardim; tehnikateostus K. Kaljuläte)
8. Raskusjõuvälja anomaaliate kaart (M. Shtokalenko, tehnikateostus K. Kaljuläte)
9. Aeromagnetiliste anomaaliate kaart (M. Shtokalenko, tehnikateostus K. Kaljuläte)
10. Maavarade kaart (K. Suuroja, K. Ploom, tehnikateostus K. Kaljuläte)

SISSEJUHATUS

Seletuskiri on koostatud parema ülevaate saamiseks Eesti Geoloogilise Baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Pakri (6244) kaardilehe piirkonna geoloogilisest ehitusest ja selle rakenduslikest võimalustest. Kaasnevad andmebaasid peaksid andma lisateavet ka konkreetsete alade kohta. Seletuskirjaga kaasnevasse kaardikomplekti kuuluvad 4 põhikaarti:

- 1) Aluspõhja geoloogiline
- 2) Pinnakatte geoloogiline
- 3) Hüdrogeoloogiline
- 4) Põhjavee kaitstuse kaart

Põhikaartidele lisanduvad 6 abikaarti:

- 1) Aluspõhja reljefi
- 2) Pinnakatte paksuse
- 3) Geomorfoloogiline
- 4) Raskusjõuvälja anomaaliate
- 5) Aeromagnetiliste anomaaliate
- 6) Maavarade kaart

Nii kaardistamisel kui kaartide koostamisel on lähtunud Maa-ameti digitaalsesse andmebaasi viidavate geoloogiliste kaartide koostamise juhendist (Juhend..., 2013) ja sellega kaasnevaist lisanõudeist. Lühiülevaade konkreetse teemakaardi koostamise meetodikast on toodud konkreetsele kaardilehele pühendatud peatüki sissejuhatavas osas.

Kaartide topograafiliseks aluseks on Lamberti konformses koonilises projektsioonis ellipsoidil GRS-80 (Lambert-Est, lõikeparalleelid 58°00' ja 59°20') mõõtkavas 1:50 000 esitatud Eesti Baaskaart. Koordinaativõrk: L-EST97; 5 km võrk. Kõrgusjooned 10 m intervalliga Balti 1977. a kõrgussüsteemis. Kaardilehe nurgakoordinaadid on: NW 6600 000 ja 475 000; NE 6600 000 ja 500 000; SW 6575 000 ja 475 000; SE 6575 000 ja 500 000. Geoloogilise suunitlusega teabe paremaks esiletoomiseks on aluskaardina kasutatava kaardi topograafilist koormatust mõnevõrra vähendatud.

Kaardilehe eripärast lähtuvalt (üle 95% sellest ehk ligi 605 km² katab meri) on tavapärasest rohkem käsitlemist leidnud merepõhja geoloogiline ehitus. Merepõhja geoloogiliste kaartide alusena on kasutatud Veeteede Ameti poolt koostatud kõrgresolutsioonilisi merepõhja reljefi kaarte. Andmete hankimisel merepõhja kohta kasutati merepõhja uuringute üldtunnustatud meetodikat, mille kompleksi kuulusid seismoakustilise ja külgvaate sonariga profileerimise kõrval ka põhjaproovide võtmine raskustoru ning dragiga. Uudse momendina võib esile tuua veealuste struktuuride uurimist sukeldumiste käigus.

Kaardilehe edelanurka jääb kolmandik ülimalt huvitavast maavälise päritoluga struktuurist – Neugrundi meteoriidikraatrist. Maailmamere kõige paremini säilinud meteoriidikraatrit, mille ringvall ja kraatrisüvik merepõhjas kenasti kätte paistavad, on käesolevas seletuskirjas käsitletud vaid põgusalt. Detailsemalt on kavas Neugrundi meteoriidikraatri ehitust ja uurimislugu käsitleda tulevikus Neugrundi kaardilehele (6243) pühendatud seletuskirja raames.

ÜLDISELOOMUSTUS

Pakri (6244) kaardileht hõlmab valdavalt (u 605 km²) mereala Loode-Eestis Soome lahe suudmealal Eesti Vabariigi territoriaalvetes ja alla 20 km² maismaad Suur- ja Väike-Pakri saarte põhjaosast.

Pakri saartest

Pakri saared (rts Rågöarna) asuvad Loode-Eesti rannikul, mandrist eraldavad neid Kurkse väin ja Paldiski laht. Suur-Pakri (Stor või Västra Rågö) ja Väike-Pakri (Lila või Östra Rågö), millede pindala on vastavalt 11,6 ja 12,9 km², vahelises madalas väinas on mitu väiksemat saart: Langgronne (10,1 ha); Kappa (3,9 ha); Bjärrgronne (0,8 ha). Suur- ja Väike-Pakrit ühendab üle Langgronne kulgev tammtee.

Pakri saarte rootsipärase nime 'Rogoy' (Rukkisaar) leiame esmakordselt Taani kuninga Eirik II (1268–1299) kirjast, millega 1283. aastal kinnitati saared Padise kloostril valdusse. Pärimuse järgi tulid ümberasujad Rootsist Dalarnast, kuid ajalooallikad ja keel viitavad pigem Soome Uusimaale (Nyland). Seal olid Padise kloostril 14. sajandil ka suured maavaldused. 1345. aastal müüs Padise kloostril abt Nicolaus Suur-Pakri saare 34 marga hõbeda eest viiele rootslasele. Keskajal kuulus Suur-Pakri Padise kloostrile ja Väike-Pakri koos Pakri poolsaarega Keila ordumõisale. Gustav II Adolf läänistas 1622. aastal Padise kloostril koos Suur-Pakri saarega Riia toomhärrale Thomas von Rammile. 1628. aastal ostis Ramm Keila kroonumõisalt ka Väike-Pakri saare. Padise mõisaga jäid saared seotuks 20. sajandini. Erilist mõju Pakri saarte arengule avaldas Paldiski sõjasadama rajamine, sest üks saanud sadama kaitsemuuli üks ots alguse Väike-Pakri saarelt nn Peetri paemurru kohalt.

Keiser Peeter Suure Merekindluse ehitamise käigus Suur-Pakri põhjaotsa plaanitud rannakaitsepatarei jäi aja- ja rahapuudusel rajamata. Kuid see-eest valmis 1917. aastal Väike-Pakri põhjaotsa ajutistel alustel paiknev rannakaitsepatarei.

1934. aasta loenduse andmetel elas saartel 354 inimest, neist 230 Suur-Pakril ja 120 Väike-Pakril. Tollal oli Suur-Pakril 3 küla: Åsbyn ehk Strandbyn (Rannaküla), Bisagid byn (Lepiku küla) ja Storbyn (Suurküla). Väike-Pakril oli kaks küla: Lillbyn (Väikeküla) ja Storbyn (Suurküla).

1939. aastal oli saartel kokku 119 talundit, mis moodustasid Pakri valla. Saartel tegutsesid 2 kooli – mõlemal saarel üks. 1935. aastal avati Väike-Pakril koduloomuuseum. Suur-Pakri lõunaosas oli kivikirik, mis rajati sinna 1890. aastal seal varem olnud puithoone asemele. Väike-Pakri kagurannikul on väike kabel. Selle kivitorn on 1825. aastast, kusjuures puidust pikihoone valmis 1851. aastal. Mõlema pühakoja juures oli varemalt kalmistu. Nüüd on nii kirik kui ka kabel varemeis, kuid tasapisi taastatakse mõlemat. 2010. aastal pühitseti taastatud Väike-Pakri kabeli kivitorn. Saarte elanikud kuulusid alul Risti, aastast 1897 Tallinna Rootsi-Soome Mihkli kogudusse.

Aastast 1939 haldasid saari Nõukogude relvajõud ja põliselanikud sundvakueeriti 1940. aastal. 1952. aastal ehitati Suur-Pakrile sõjaväelinnak ja siis valmis ka saari ühendav tamm. Saari (eriti Suur-Pakri põhja- ja Väike-Pakri loodeosa) kasutati 1992. aastani Varsavi Lepingu Organisatsiooni õhujõudude õppepommitamise polügoonina. Pakri saared tagastati Eestile 1994. aastal. Nõukogude sõjaväest jäi maha laiaulatuslik keskkonnareostus (lõhkemata mürsud, sihtmärkidena kasutatud tehnika, kütusemahutid jms). Praeguseks on saared demineeritud ja valdavalt puhastatud, jätkub maade tagastamine õigusjärgsetele omanikele. Aastast 2004 on hakanud elanikud Väike-Pakrile tagasi tulema ja 2012. aastal elas saarel alaliselt juba 7 inimest. Tegeldakse lamba- ja mägiveiste kasvatusega. Aastatel 2009–2010 viidi Suur-Pakri põhjaosas läbi geoloogiline uuring, et välja selgitada ala sobivust tuumajaama rajamiseks. Kuigi uuringutest, mis ärritasid nii väheseid kohalikke elanikke kui keskkonnakaitsjaid, otseseid vastunäidustusi ei selgunud, on tuumajaama rajamine saarele, nii nagu Eestissegi, siiski vähetõenäoline.

Maastikuliselt on Pakri saared osa Harju lavamaast (paeplatoost) kuni 7 km loodesse eenduvast Pakri saarte klindipoolsaarest. Madal (u 5 m) ja laugepõhjaline ning kuni 1,5 km laiune Langgronne väin jagab Pakri saarte klindipoolsaare kaheks enam-vähem võrdse suurusega Suur- ja Väike-Pakri pangaks. Pankasid ääristab põhjakaarest umbes 8 km ulatuses 1–14 m kõrgune astang. Suur-Pakri panka 3 km ulatuses ääristav astang on kuni 7 m kõrgune. Väike-Pakri panka umbes 5 km ulatuses ääristava astangu kõrgus on kuni 14 m.

Väike-Pakri panga klibuvallidega kaetud paeplatoost laskub põhjaotsa 17 m-lt kuni lõunaotsa vähem kui meetrini. Suur-Pakri samane klibuvallidega kaetud paeplatoost laskub põhjaranniku umbes 8 meetrilt kuni lõunaotsa vähem kui 1 m-ni.

Keskajal olla saartel ka okasmetsa kasvanud, nüüdisajal on saarte põhjaosas loopealsed ja lõunaosas võsa ja lehtmetsad. Saarte vahel Langgronne väinas leidub ka ravimuda, mida 1930-ndatel veeti Paldiski kaudu Tallinna.

Osa Pakri saartest kuulub Pakri maastikukaitseala (1451 ha; moodustatud 1998) koosseisu. Kaitseala eemärgiks on rariteetsete ja teadusliku väärtusega geoloogiliste objektide ja eluslooduse kaitse. Kaitseala koosseisu kuuluvad Väike- ja Suur-Pakri saare põhjaosa lahustükid, saartevaheline meri (Langgronne väin), Kappa ja Bjögränne saar ning Väike-Pakri saare lõunaosa. Kogu ülejäänud saari ja neid ümbritsevat mereala hõlmab 2005. aastal loodud Pakri hoiuala (Natura 2000 linnu- ja loodusala).

Merepõhjast

Merepõhja sügavus uuringualal ulatub 105 meetrini. Maksimaalsed väärtused seonduvad seejuures Neugrundi madaliku põhja poole jääva kaardilehe loodeosaga. Neugrundi madaliku kohal laskub merepõhi astmeliselt ida suunas ning selle sügavus on 2–20 m. Sügavuste diferentseeritus on eriti suur Neugrundi meteoriidkraatri ringvalli ja dislokatsioonide vööndi kohal, kus merepõhi kerkib 80–90 m sügavusest ligi 60 m kõrgemale.

Krässgrundi madalikul, mille lael asub ka Krassi saar, on vett vähem kui 5 meetrit. Madaliku laelt laskub merepõhi lääne suunas paarisaja meetriga kuni 50 meetrit. Madaliku teised nõlvad on veidi laugemad. Krässgrundi madaliku ja Suur-Pakri saare vahel kulgeb umbes 1 km laiune Krässgrundi ürgorg, mis merepõhja reljeefis on jälgitav 20–30 m sügavuse nõona, ja seda Krässgrundi madaliku ja Suur-Pakri saare vahelise ala umbes 5 km-l lõigul.

Üle kaardilehe keskosa kulgeb ida-lääne sihiliselt ja 5–6 km laiuselt põhjahoovuste jälgedega laugepõhjaline voolunõva, kus merepõhja mõningal määral lääne suunas suurenev sügavus on 80–100 m.

Enam-vähem eelpoolmainitud voolunõva keskel, Krassi saarest umbes 13 km põhja pool, kerkib 90 m sügavusest merepõhjast umbes 20 m kõrgemale Krassi „torn”. See on umbes 0,5 km-se läbimõõduga järsunõlvaline kungas, millel avanevad kristalse aluskorra kivimid. Põhjakaarest ääristab “Krassi torni” mutta süüvinud kümnekonna meetri sügavune ja poolesaja meetri laiune voolunõva.

Kesksest voolunõvast lõunas, seal kus sette kivimitest kate (Ediacara liivakivid-aleuoliidid-savid) ilmub kristalse aluskorra peale, on kümnekonna meetri kõrgune lauge mattunud astang. Nii selle kui ka teiste merepõhjas olevate laugete astangute jalamil on mudalasundisse lõikunud kiirjalt lahknevad mõnekümne meetri laiused ja 5–10 m sügavused voolunõvad-orud, mille kujundajaks on olnud ilmselt põhjahoovused.

Ala põhjaosas kristalse aluskorra avamusalal kulgeb samuti enam-vähem ida-lääne sihiliselt lauge kümnekonna meetri kõrgune astang, millega merepõhi kerkib umbes 95 meetrilt 80 meetrini.

Pakri kaardilehe kaguosas eraldavad Krässgrundi ja Pakri mattunud orud ligi 50 m sügavusest merepõhjast kuni 9 km laiuse ja 7 km loodesse eenduva kolmeosalise Pakri saarte paeplatoost. Sellel paeplatoost asuvad ka nii Suur- kui Väike-Pakri saar. Pakri saarte paeplatoost madaldub lääne suunas Väike-Pakri (laius u 2,5 km) panga keskmiselt 6 m-lt üm, Suure-Pakri (laius u 1,5 km) keskmiselt 3 m-lt

ümp kuni Kolviku madaliku (laius u 1,5 km) -5 m-ni amp. Panku eraldavad üksteisest kuni 1,5 km laiused ja kuni 5 m sügavused väinad. Kui Väike- ja Suur-Pakri vaheline väin on hästi välja kujunenud, siis Suur-Pakri ja Kolviku madaliku väin puudub.

Suur-Pakri panga põhjanõlval kerkib umbes 20 m sügavuselt Tiskre liivakivist terrassilt kümnekond meetrit kõrgemale omapärane überpööratud V-kujuline ja kuni 1 km pikkuste harudega vallitaoline moodustis – nn Suur-Pakri „konks“. Tegu on ilmselt moreenvalliga.

UURITUSEST

Kui Pakri poolsaare geoloogiast, ja seda seoses Paldiskiga, tehakse juttu juba 18. sajandi lõpupoole (Fischer 1778), siis Pakri saartele jõuavad geoloogid alles 19. sajandi keskpaiku. E. Eichwald (1843) kirjutab, et kui Väike-Pakri saare rannaastangus on vaid lubjakivi, siis paeklibust vallides võib leida savikilda põlemise jälgi. H. Trautschold (1877) ja F. Schmitd (1884) kirjutavad koos Pakri poolsaarega ka Väike-Pakri saare geoloogilisest läbilõikest. F. Huene (1904) toob ära kogu Väike-Pakri lubjakivilasundi kirjelduse. A. Mickwitz (1909), kirjutades Pakri poolsaare põlevast maarjaskildast (diktüoneemakildast), mainib, et säärast nähtust esineb ka Pakri saartel. Seejuures ta lisab, et kirjepandu põhineb F. Schmidti väljaütlemistel. A. Öpik (1927) kirjutab Väike- ja Suur-Pakri saare geoloogiast ja sealsetes megalaspis- ja vaginaat-lubjakivides nähtud omapärastest lubiliivakivi täidisega settesoontest. K. Orviku (1940) kirjeldab Pakri saarte Tallinna seeria (Aseri, Lasnamäe ja Uhaku lade) geoloogilist läbilõiget.

Pärast mõningast vaheaega jätkab K. Orviku (1960) oma geoloogiliste uuringute seeriat Volhovi ja Kunda lademe litostratigraafiliste uuringutega. Selles uuringus on kasutatud ka nii Väike-Pakri kui Suur-Pakri läbilõikeid. Väike-Pakri Kunda lademe läbilõike põhjal eraldab ta välja Pakri kihistiku (nüüd kihistu) kui liiva sisaldavate lubjakivide lasundi. Kihistiku piires eristab ta veel omakorda Jägala, Kallaste ja Suurupi lubjakive (kihistikke). Pakri kihistiku stratotüübina pakub ta välja klindiasangu Väike-Pakri saare kirdeosas Peetri paemurru läheduses.

Kaarel Orviku (1969) uuringutemaks oli Väike-Pakri saare murrutuskulpad ja ta tõdes, et need on sarnased Osmussaarel olevatega.

Ala uurituse loos tuleb eristada ühelt poolt enamikku kaardilehe alast hõlmava akvatooriumi ja teisalt Pakri saarte uurimislugu.

Merepõhja geoloogilis-geofüüsikalised uuringud sellel alal on tehtud alates 1984.a, kui piirkonnas hakati merepõhja keskmisemõõtkavaliselt (mõõtkavas 1:500 000) geoloogiliselt kaardistama (Kõrvel jt 1986). Hiljem lisandus sellele ka uuritavat akvatooriumi hõlmanud Balti mere šelfiala merepõhja geoloogiline kaardistamine mõõtkavas 1:200 000 (Talpas jt 1994). Nende tööde käigus tehti uurimislaevalt “Marina” seisimokustilist pidevprofileerimist ja võeti põhjaproove raskustoru ning haardekopaga. Seisimokustilist pidevprofileerimist tehti ühekanalise Sparker-tüüpi profilaatoriga, kusjuures signaale filtreeriti välja sagedusalas 0–450 Hz. Põhjaproove võeti kuni 11 m pikkuse raskustoruga. Merepõhja pehmetest setetest (mudad, viirsavid) võetud proovide maksimaalne pikkus oli 7–8 meetrit. Suuresti eelmainitud tööde resultaate põhjal on koostatud Eesti šelfiala geoloogiat käsitlev kogumik (Lutt ja Raukas 1993).

Loode-Eesti suuremõõtkavalise kaardistamise käigus (Suuroja jt 1998) koostati Pakri saarte esimesed geoloogilised kaardid. Samal ajal ilmus Pakri saari käsitlev uurimus ka TTÜ Geoloogia instituudil (Kink 1998).

Tabel 1. Pakri kaardilehe alal korraldatud mereekspeditsioonid.

SAP – seismoakustiline pidevprofileerimine; KVS – profileerimine külgsuuna sonariga; MP – magnetomeetiline profileerimine; VR – vaatlused videorobotiga; HK – põhjaproovide võtmine haardekopaga; RT – põhjaproovide võtmine raskustoruga; S – sukeldumised veealusteks uuringuteks ja proovide võtmiseks

Jrk	Aasta	Korraldajad riigid	Uurimislaev	Kasutatud uurimismeetodid	Viide
1.	1984-86	Eesti	Marina	SAP, RT, HK	Kõrvel jt 1986
2.	1988-94	Eesti	Marina	SAP, RT, HK	Talpas jt 1994
3.	1996	Rootsi, Eesti	Strombus	SAP, MP	Suuroja jt 1998
4.	1998	Eesti	Mare	KVS, S	Suuroja jt 1999
5.	1999	Eesti	Mare	KVS, S, HK, VR	Suuroja, Suuroja 2000
6.	2000	Eesti	Mare	KVS, S, HK, VR	Suuroja, Suuroja 2000
7.	2002	Eesti	Mare	KVS, S, HK	Suuroja jt 2002
8.	2003	Eesti	Mare	KVS, S, HK	Suuroja jt 2004
9.	2004	Eesti	Mare	SAP, KVS, HK	Sinisalu jt 2006 a, b
10.	2010	Eesti, Rootsi	Mare	SAP	Suuroja jt 2010b
11.	2011	Eesti	Mare	S	Suuroja, Suuroja 2010
12.	2012	Eesti	kaater	S, HK	Suuroja jt 2012
13.	2012	Eesti, Rootsi	Salme	SAP, KVS	Suuroja jt 2012
14.	2013	Eesti	kaater	HK, S	Suuroja jt 2013

Akvatooriumi geoloogilisele uurimisele kaardilehe piires aitas kaasa Neugrundi meteoriidikraatri avastamine (Suuroja, Saadre 1995; Suuroja 1996 a, b). 1996. aastal Stockholmi Ülikooli uurimislaeval “Strombus” korraldatud Eesti-Rootsi ühisekspeditsiooni käigus profileeriti ka kaks seismoakustilise ja magnetomeetrilise pidevsondeerimise profiili üle kaardilehe ala Neugrundi madala ja Pakri neeme joonel (Suuroja, Suuroja 1999, 2000). Seismilisteks uuringuteks kasutati PAR-600 Airgun tüüpi seadmestikku 12 MPa-lise lainegeneraatoriga, kusjuures tagasipeegelduvaid signaale filtreeriti välja sagedusalas 100–200 ja 250–500 Hz. Kvaternaari setetest parema ülevaate saamiseks kasutati kõrgresolutsioonilist profileerimist, mille puhul õhukahuriga genereeritud signaale filtreeriti välja 4 kHz sagedusalas. Üheaegselt seismiliste uuringutega tehti ka merepõhja magnetomeetrilist profileerimist (Suuroja jt 2002).

Aastatel 1998–2012 korraldati Eesti Meremuuseumi uurimislaeval „Mare“ Neugrundi kraatrialale ja selle ümbrusse 8 ekspeditsiooni. Lisaks geofüüsikalistele uuringutele korraldati nende ekspeditsioonide käigus ka sukeldumisi mitmetele huvitavatele merepõhja struktuuridele (Neugrundi meteoriidikraater, Krassi veealune astang, Suur-Pakri „konks“, Väike-Pakri astang). Sukeldumiste käigus uuriti aluspõhja ja aluskorra kivimite paljandeid merepõhjas, võeti neilt kivimproove ja jäädvustati nähtu videolindile. Lisaks tehti vaatlusi videoroboti ja külgsuuna sonariga ning võeti proove haardekopa ja dragiga (Suuroja jt 2008).

Käesoleva töö käigus korraldati 2012.a uurimislaeval „Salmel“ ekspeditsioon merepõhja uurimiseks kaardilehe akvatooriumil (Suuroja jt 2012) ja koostati ka selle alane aruanne.

2013.a uuriti merepõhja väike-ujuvvahendilt Pakri saarte vahelisel alal ja koostati täiendaruanne merepõhja geoloogilistest uurimistest (Suuroja jt 2013)



Foto 1. Õhuvaade Pakri saartele läänekaarest
Photo 1. Aerial view to the Pakri islands from the west



Foto 2. Õhuvaade Pakri saari ühendavale tammteele
Photo 2. Aerial view to the causeway connecting Pakri islands



Foto 3. Pakri saari ühendav tammtee
Photo 3. The causeway connecting of the Pakri islands



Foto 4. Balti klint Suur-Pakri põhjarannikul
Photo 4. Baltic Klint at the northern coast of the Suur-Pakri Island



Foto 5. Alvar Suur-Pakri põhjarannikul

Photo 5. Alvar on the northern coast of the Suur-Pakri Island



Foto 6. Pommiauk Suur-Pakri põhjarannikul

Photo 6. Bomb crater on the northern coast of the Suur-Pakri Island



Foto 7. Suur-Pakri keskosa, taamal Suur-Pakri suurkivi

Photo 7. The central part of Suur-Pakri Island. On the background huge erratic boulder Suur-Pakri Suurkivi



Foto 8. Randnelk Suur-Pakri rannalt

Photo 8. Coastal pink from the coast of Suur-Pakri



Foto 9. Õhuvaade Väike-Pakrile lõunast

Photo 9. Aerial view to the Väike-Pakri Island from the south



Foto 10. Õhuvaade Väike-Pakri põhjaosale

Photo 10. Aerial view to the northern part of Väike-Pakri Island



Foto 11. Õhuvaade Väike-Pakri pangale
Photo 11. Aerial view to the Väike-Pakri Cliff



Foto 12. Vaade Väike-Pakri pangale merelt
Photo 12. View to the Väike-Pakri Cliff from sea



Foto 13. Balti klint Väike-Pakri põhjarannikul

Photo 13. Baltic Klint on the northern coast of Väike-Pakri Island



Foto 14. „Lillelaud“ Väike-Pakri põhjarannikul

Photo 14. “Flower bed” on the northern coast of Väike-Pakri Island



Foto 15. Ajalooline Peetri päemurd Väike-Pakril

Photo 15. Historical Peter Quarry on the Väike-Pakri Island



Foto 16. Balti klint Väike-Pakri põhjaosas

Photo 16. Baltic Klint on the northern coast of Väike-Pakri Island



Foto 17. Värske varingu jäljed Väike-Pakri põhjarannikul

Photo 17. Traces of the recent collapse of the klint escarpment on the Väike-Pakri Island



Foto 18. Balti klint Väike-Pakri põhjarannikul

Photo 18. Baltic Klint on the Väike-Pakri Island

1. ALUSPÕHI

Pakri kaardileht (6244) hõlmab enam kui 95% ulatuses akvatooriumi ja selle aluspõhja suuremõõtkavalist kaarti (mõõtkavas 1:50 000) ei ole kunagi koostatud. Käesolev geoloogiline kaart on koostatud valdavalt varasemate selles regioonis läbi viidud geoloogiliste ja geofüüsikaliste uuringutööde (seismoakustiline pidevprofileerimine, profileerimine külgvaate sonariga jne) (Kõrvel jt, 1986; Talpas jt, 1994; Suuroja jt, 1998; Suuroja jt, 1999; Suuroja ja Suuroja, 2000; Suuroja jt, 2010; Suuroja jt, 2012; Suuroja jt, 2013) materjalide põhjal. Olulist teavet aluspõhja kivimite leviku kohta saadi Pakri saarte põhjaosa ääristavate klindiasangute uurimisel ja Neugrundi meteoriidikraatri, Krässgrundi madala ja Pakri saari ümbritsevatele veealustele paljanditele tehtud sukeldumistel. Suhteliselt detailse aluspõhja reljeefikaardi akvatooriumi kohta võimaldas koostada Veeteede Ametilt saadud kõrgresolutsiooniline (mõõtepunkt 1 m tagant) merepõhja reljeefi kaart. Kivimkomplekside litostratigraafiline liigestus põhineb geoloogilise kaardistamise juhendis (Juhend... 2013) ja selle täiendustes toodud skeemil.

Geostruktuurselt asub kaardistatud ala Ida-Euroopa kraatoni loodeosas Ida-Euroopa platvormi loodepiiril Fennoskandia (Balti) kilbi lõunanõlval. Platvormi piir kulgeb edela-kirde sihiliselt diagonaalselt üle kaardilehe keskosa. Platvormse ala geoloogilises ehituses eristuvad kaks eriilmelist struktuurset korrust: alumine – kurrutatud ja migmatiidistunud tard- ja moondekivimeist **kristalne aluskord** ning ülemine – **settekivimiline pealiskord**. Pealiskord lasub kristasel aluskorral väikese (1–3 m km kohta) lõunasuunalise kallakusega. Kristalse aluskorra kivimite avamus hõlmab kaardilehe loodeosa.

1.1. KRISTALNE ALUSKORD

Informatsiooni kristalse aluskorra lasuvussügavuse kohta on saadud põhiliselt kaardistataval alal ja selle lähikonnas läbi viidud seismoakustilise profilaatori ja külgvaate sonariga pidevsondeerimise profiilide dešifreerimisest (Kõrvel jt, 1986; Talpas jt, 1994; Suuroja jt, 1998; Suuroja jt, 2010 b; Suuroja jt, 2012; Suuroja jt, 2013) Neugrundi kraatrilalt. Kristalse aluskorra lasuvuse sügavuse ja petrograafilise koostise kohta on saadud informatsiooni ka sukeldumiste käigus (Suuroja jt, 1998; Suuroja jt, 2010a). Suur-Pakri saarel tuumajaama uuringute programmi käigus puuritud süvapuuraug SP2 Mels bakan (Suuroja jt 2010 b) avas kristalse aluskorra kivimeid 121,5 m ulatuses sügavusel 180,5–302,0 m.

Kristalse aluskorra kivimid lasuvad kaardistataval alal sügavusel -16 m amp (Neugrundi kraatri ringvall) kuni -190 m amp (kaardilehe äärmine kaguosa). Ala keskosa läbib diagonaalselt ehk enam-vähem kirde-edela sihiliselt umbes 5 km laiune võõnd, mille piires aluskord on sügavusel -150–160 m amp. Sellest võõndist põhja pool kerkib aluskorra pind mõne kilomeetriga kuni 90 m ehk kuni tasemeni -70 m amp. Ala äärmises kirdeosas avanevad kristalsed kivimid vähem kui 80 m sügavuses vees otse õhukese (1–3 m) mudakihi all ja kohati isegi paljanduvad.

Krassi saarest umbes 13 km põhja pool kerkib aluskorra pealispinnast, mis on siinkohal tasemel u - 120 m amp, kuni 50 m kõrgemale paarisaja meetrise läbimõõduga kristalse aluskorra teadmata koostisega kivimitest järsunõlvaline sammasjas kungas – Krassi „torn“.

Kristalne aluskord on aladel, kus seda katavad settekivimid, oma ülemises 5–10 m osas murenenud ja suhteliselt tasase pinnaga. Samas aga aladel, kus kristalsed kivimid avanevad otse kvaternaarse setete all ja murenemiskoorik praktiliselt puudub, on kristalse aluskorra pealispind künklik „oinapäid“ meenutava reljeefiga.

Kristalne aluskord alal on esindatud Paleoproterosoilisel Orosiri ajastul u 1,9 Ga eest moodustunud Lääne-Eesti kompleksi happeliste kuni aluseliste vulkaniitide amfiboliitse faatsiese tingimustes moonde läbi teinud tugevasti kurrutatud ja migmatiidistunud moondekivimite lasundiga. Valdavaiks moondekivimeiks selles kompleksis on mitmesugused biotiit- ja biotiit-amfiboolgneisid ning amfiboliidid, mis vahelduvad migmatiitide ja varigraniitidega (Suuroja jt 1987, Kirs jt 2009, Suuroja jt

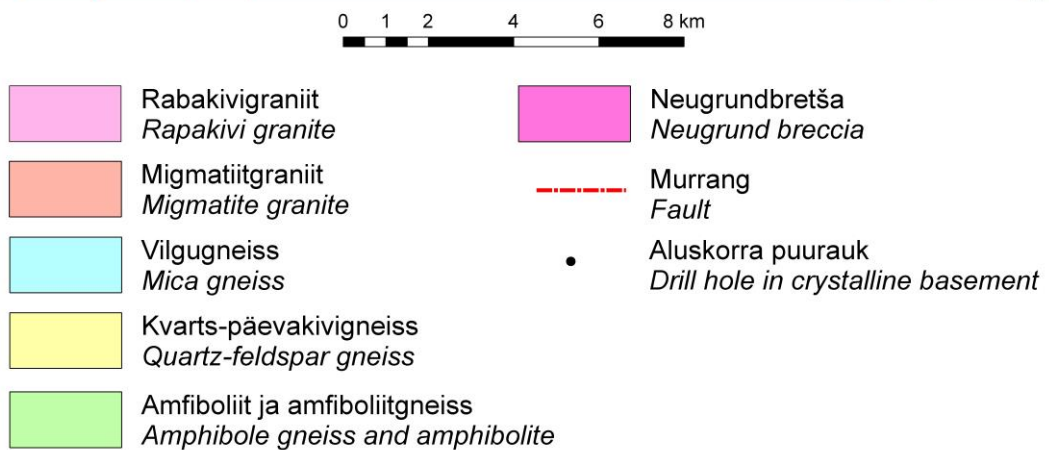
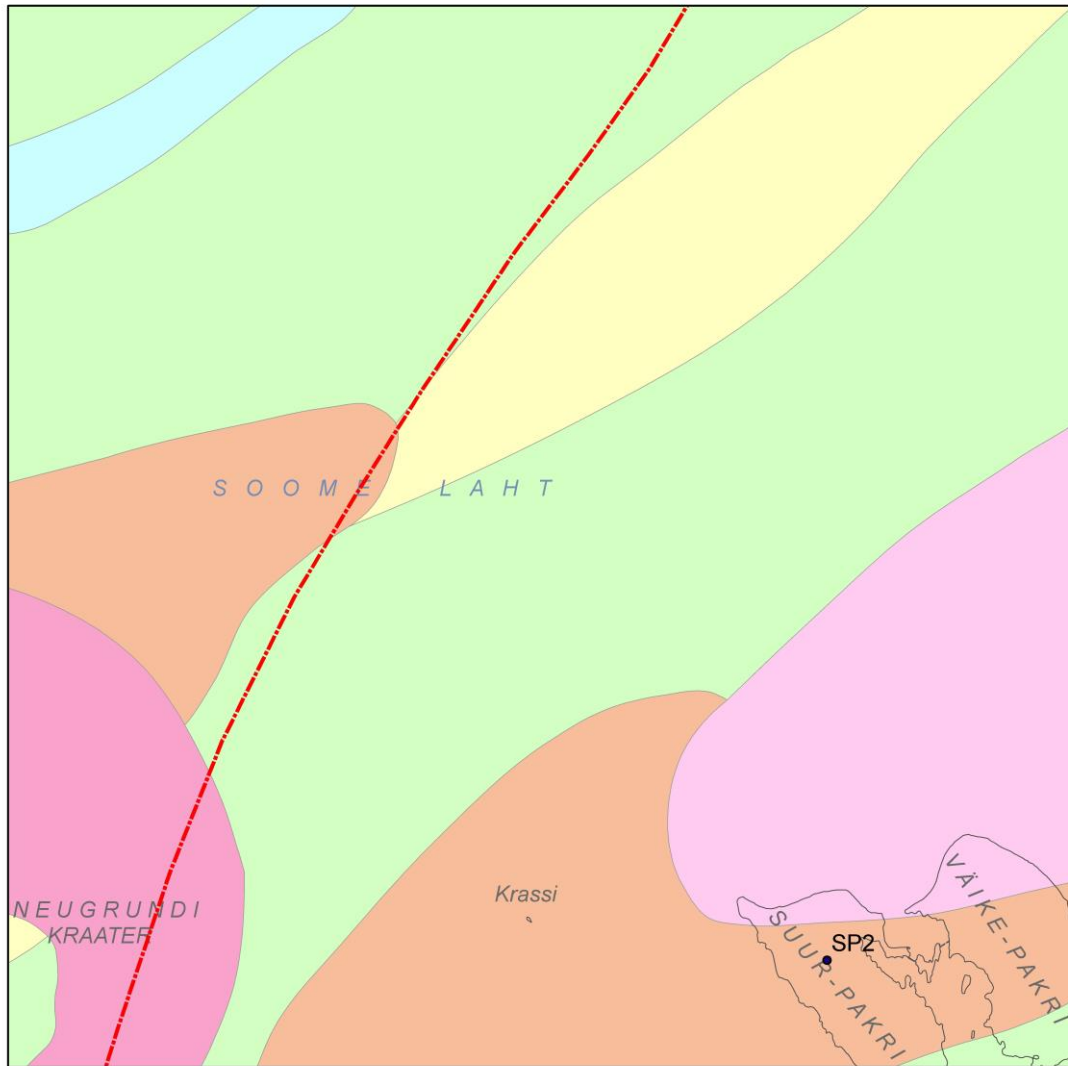
2010 b). Kui otsustada geofüüsikaliste väljade (gravi- ja magnetvälja) iseloomu järgi, siis ulatub Pakri saartest põhja poole jääva alani Paleoproterosoilisel Sthateria ajastul u 1,65 Ga eest sisse tunginud Naissaare plutooni rabakivi (Koistinen 1996, Kirs jt 2009).

Tabel 1.1. Pakri (6244) kaardilehe kristalse aluskorra kivimite keemiline koostis (kaalu %) Suur-Pakri puursüdamikust SP2

Table 1.1. Chemical composition of the crystalline basement rocks of the Pakri (6244) mapping area (wt %) from the Suur-Pakri core section SP2

Kivim	BG	AM	AM	QFG	AMBG	QFG
Puurauk	SP2	SP2	SP2	SP2	SP2	SP2
Proovi süg.(m)	198,6	262,5	292,0	289,2	182,0	222,0
SiO ₂	47,38	48,00	51,53	74,48	53,05	62,58
TiO ₂	1,05	0,97	0,68	0,16	0,95	0,11
Al ₂ O ₃	17,55	17,39	14,99	12,53	22,54	15,01
Fe ₂ O ₃	10,91	10,60	9,52	2,07	11,57	3,46
MnO	0,20	0,20	0,22	0,03	0,10	0,08
MgO	5,61	5,96	6,58	0,23	0,56	3,06
CaO	9,23	9,64	9,36	1,06	0,47	5,54
Na ₂ O	3,10	3,20	3,05	2,46	0,05	0,76
K ₂ O	1,92	1,45	3,05	5,97	0,99	5,04
P ₂ O ₅	1,05	0,30	0,18	0,02	0,10	0,03
L.O.I.	2,5	2,1	2,4	0,8	9,4	4,1
Summa	99,77	99,78	99,80	99,78	99,94	99,78

BG – biotiitgneiss, (*biotite gneiss*); AM – amfiboliit (*amphibolite*); QFG – kvarts-päevakivigneiss (*biotite quartz. feldspare plagioclase gneiss with amphibole*); AMBG – amfibool-biotiitgneiss (*amphibole-biotite gneiss*).



Joonis 1.1. Kristalse aluskorra skemaatiline kaart
Figure 1.1. Schematic map of the crystalline basement

1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD

Settekivimilise pealiskorra paksus ala kaguosas (Pakri saarte lõunaosas) on kuni 190 meetrit (Suur-Pakri puuraugus SP2 180,5 m). Pakri saartest 7–8 km põhja pool kiildub settekivimitest kate diagonaalselt kirdest edelasse suunduva lauge astanguga välja. Aluspõhja ehituses eristuvad selgelt kaks kivimkompleksi: üheltpoolt Ediacara ja Alam-Kambriumi purdkivimid (kuni 150 m) ning teisalt – valdavalt Kesk- ja Ülem-Ordoviitsiumi karbonaatkivimid (kuni 13 m). Üleminekulisena jääb nende vahele Alam-Ordoviitsiumi ompärastest terrigeensetest kivimitest (oobolusliivakivi, maarjaskilt, glaukoniitliivakivi) koosnev umbes 13 m paksune kivimlasund.

Aluspõhjalise kivimkompleksi iseloomustamisel on aluseks olnud põhiliselt Suur-Pakri saarel puuritud 4 puuraugu ja eriti 302 m sügavuse puuraugu SP2 südamiku uurimise tulemused (Suuroja jt 2010b). Ordoviitsiumi kivimkomplekside iseloomustamisel on kasutatud ka teiste Suur-Pakri puuraukude (sügavused 30 m) SP1, SP3 ja SP4 südamike kirjeldusi ja Suur- ja Väike-Pakri saare klindiastringuis paljanduvate kivimlasundite uurimise tulemusi. Huvitavat lisa aluspõhja kivimite leviku iseloomustamiseks andsid ka mitmete veealuste struktuuride (Neugrundi meteoriidikraater, Krässgrundi pank ja Väike-Pakri ning Suur-Pakri pank) ääristavate veealuste astangute uurimine sukeldumiste käigus.

1.2.1. Ediacara ladestu

Ediacara ladestu on alal esindatud Kroodi kihistu nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud liivakividega, milles on vähemal määral ka kirjuvärvilise peliitse aleuroliidi kuni 0,5 m paksusi vahekihte. Kroodi kihistu, mis kuulub Kotlini lademesse, täispaksus alal on u 50 meetrit (puuraugus SP2 50,5 m). Kroodi kihistu piiri selle peal oleva Lontova kihistuga on väga raske määrata, sest ka Lontova kihistu on selles regioonis oma alaosas (Sämi kihistik) esindatud üsna nõrgalt tsementeerunud kvartsliidakividega.

Kroodi kihistu avaneb merepõhjas settekivimitest katte põhjapiiril 3–4 km laiuse vööndina. Eelnev Kroodi kihistu iseloomustus on antud lähimate süvapuuraugude (Vihterpalu F332 ja Põllküla F317) läbilõigete põhjal, sest puuraugus SP2 on see intervall läbitud puursüdamikku võtmata. Kroodi kihistu liivakivilasundi puhul on tegu survetaluvuse seisukohalt äärmiselt kuni väga nõrkade kivimitega. Kõvemini tsementeerunud aleuroliitsete vahekihtide puhul aga nõrkade ja keskmiste kaljukivimitega.

1.2.2. Kambriumi ladestu

Kambriumi ladestu on alal esindatud Alam-Kambriumi ladestiku kolme kihistuga: Lontova, Lükati ja Tiskre. Ladestu paksus on kuni 100 meetrit (puuraugus SP2 98,0 m). Sinisavilasundiks nimetatava kompleksi, millesse kuuluvad valdavalt sinisaviga esindatud Lontova ja Lükati kihistu, paksus puuraugus SP2 on 75 meetrit.

Lontova kihistu (Ca_1ln), mis on esindatud valdavalt sinisaviga, paksus puuraugus SP2 on u 55 m. Kihistu alaosa paarikümnel meetril on valdavaks helehall eriteraline nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud kvartsliidakivi sinisavi kihtidega alumisel piiril. Lontova kihistu sinisavis on püriidistunud ussikäike (laius kuni 3 mm) ja foraminifeeride (enamasti *Platysolenites antiquissimus*) fragmente.

Lükati kihistu (Ca_1lk) kuulub Dominopoli lademesse ja tema piir Lontova lademega (kihistuga) on paleontoloogiline, ehk foraminifeeri *Volborhtella* asendumine *Platysolenites*'ega. Kihistu paksus puuraugus SP2 on u 20 m. Kihistu on esindatud rohekashalli peenekihilise aleuriitse saviga (sinisaviga), milles on helehalli pisiteralise nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud kvartsliidakivi või kvartsaleuroliidi vahekihte ja kelmeid. Viimased on kontsentreerunud enamasti kihistu alaossa. Keskmiselt tsementeerunud aleuroliidi kihipindadel on vilgu (seritsiit, biotiit, kloriit) lehekesi ja mudasöövate organismide roomamisjälgi. Intervalli alaosast on leitud *Volborhtella* koonusjaid kodusid ja nende kadumine märgistab kihistu alumist piiri.

Tiskre kihistu (Ca_1ts) kuulub samuti Dominopoli lademesse ja on alal esindatud enamasti nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud pisiteralise kvartsliaivakivi lasundiga. Kihistu paksus puuraugus SP2 on kuni 23 meetrit. Suur- ja Väike-Pakri saarte ning Krässgrundi paeplatoo esisel veealusel terrassil paljandub samuti Tiskre kihistu liivakivi. Tiskre kihistus on eristatud kaht umbes võrdse paksusega kihistikku: Kakumäe (alumine) ja Rannamõisa (ülemine). Mõlemale neile on iseloomulik helehall pisiteraline kvartsliaivakivi kuni jämedateraline aleuroliit, milles on harvalt kuni 10 cm paksusi hallikasroheline savika aleuroliidi (Kakumäe kihistik) ja peliitaleuroliidi (Rannamõisa kihistik) vahekihte.

1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu

Ordoviitsiumi ladestu avamus hõlmab kaardilehe kaguosa Suur-Pakri saarte ja Krässgrundi madala piirkonnas. Puuraugu SP2 läbilõikes on ladestu paksus 26 meetrit. Sellest umbes 13 meetrit kuulub Alam-Ordoviitsiumi terrigeensetele kivimitele (oobolusliivakivi, maarjaskilt, glaukoniitliivakivi) ja ülejäänud 13 meetrit Kesk- ja Ülem-Ordoviitsiumi karbonaatkivimitele.

Kallavere kihistu (O_1kl) kuulub Pakerordi lademesse. Alal on kihistu esindatud enamasti halli peeneteralise nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud ja puudulukuliste brahhiopoodide kojapoolmete purdu (detriiti) sisaldava liivakiviga – oobolusliivakiviga, mille paksus on kuni 5 m (puuraugus SP2 4,9 m). Maismaal oobolusliivakivi ei paljandu, kuid on avatud Suur-Pakril puuritud nelja puurauguga. Lisaks sellele paljandub oobolusliivakivi veel Väike- ja Suur-Pakri saart ning Krässgrundi madalat ümbritsevatel veealustel astangutel.

Türisalu kihistu (O_1tr), mis kuulub samuti Pakerordi lademesse, on alal esindatud maarjaskilda (diktüoneemakilt, graptoliitargelliit jne) lasundiga. Maismaal Türisalu kihistu ei paljandu, kuid on avatud nelja puurauguga Suur-Pakri saarel. Lisaks sellele paljandub maarjaskilt veel Väike- ja Suur-Pakri saart ning Krässgrundi madalat ümbritsevatel veealustel astangutel. Türisalu kihistu paksus Suur-Pakri puuraukudes on 4,7–5,5 m.

Varangu kihistu (O_1vr), mis kuulub Varangu lademesse, paksus Suur-Pakri puuraukudes on 0,4–0,9 m. Kihistu läbilõikes vaheldub aluriitselt savikas nõrgalt tsementeerunud glaukoniitliivakivi helehalli aleuriitse bentoniitsaviga ja hallikaspruuni kerogeense argilliidiga.

Leetse kihistu (O_1lt), mis kuulub Hunnebergi lademesse, paksus Suur-Pakri puuraukudes on 2,5–3,3 meetrit. Kihistu on seal esindatud nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud roheline peeneteralise aleuriidika glaukoniitliivakiviga. Maismaal paljandub glaukoniitliivakivi Väike-Pakri saare põhjaosas klindiasangu jalamil. Lisaks sellele paljandub glaukoniitliivakivi veel Suur-Pakri saart ja Krässgrundi madalat ääristaval veealusel astangul.

Kesk- ja Ülem-Ordoviitsiumi ladestiku karbonaatkivimid levivad kaardilehe kaguosas Väike- ja Suur-Pakri saarel ning Kolviku ja Krässgrundi madaliku paeplatool. Kõnealuse lasundi paksus Suur-Pakri saare lõunaosas on kuni 27 meetrit. Kaheksast Ordoviitsiumi karbonaatkivimite lasundi kihistust seitse (Toila, Pakri, Kandle, Vão, Kõrgekalda, Tatruse, Vasavere) kuuluvad Kesk-Ordoviitsiumi ja üksnes Viivikonna kihistu Ülem-Ordoviitsiumi.

Toila kihistu (O_2tl) kuulub valdavalt Billingeni lademesse. Toila kihistu paljandub ka Väike-Pakri põhjaosa klindiasangus kuni 6 km ulatuses 1–1,2 m paksus kihina. Suur-Pakri puuraukudes on kihistu paksus 0,9–1,0 m. Kihistu on alal esindatud kõva helehalli glaukoniiti sisaldava õhukese- kuni keskmisekihilise lubjakiviga, milles on allpool helerohelise mergli vahekihte. Glaukoniit (u 5%) on jaotunud intervalli piires üsnagi ühtlaselt. Kihistus on eristatud pea võrdse paksusega Saka (all) ja Telinõmme (ülal) kihistikku. Kihistu alaosas on kohati välja eraldatav ka kuni 0,1 m paksune Hunnebergi lademesse kuuluv Päite kihistik.

Saka kihistik (0,5–0,7 m) on esindatud helehalli keskmise kuni paksukihilise glaukoniiti sisaldava lubjakiviga, milles on üksikuid limoniitse impregnatsiooniga katkestuspindu. Kihistiku alaosas on 10 cm kiht, milles on rohkesti trilobiidi *Megistaspis* sabakilpide jäljendeid.

Telinõmme kihistiku (0,3–0,5 m) läbilõikes vaheldub helehall õhukeselt kuni keskmiselt lainjaskihiline kuni poolmuguljas glaukoniiti sisaldav lubjakivi rohekashalli vähesel määral glaukoniiti sisaldava savimergliga.

Pakri kihistu (O_2pk), mis kuulub Kunda lademesse, on esindatud alal erineval määral liiva sisaldavate lubiliivakivide ja liivalubjakividega. Kihistu paljandub Pakri saarte klindiasanguis kokku umbes 8 km ulatuses. Väike-Pakri klindiasangus Peetri paemurrust mõnisada meetrit põhja pool on Pakri kihistu stratotüüp (vt foto). Kihistu paksus paljandeis on 1–1,2 meetrit ja Suur-Pakri puuraukudes 0,9–1,2 m. Stratotüüpsel alal eristuvad kihistus kolm, nagu varemaltki (Öpik 1927, Orviku 1960) välja eraldatud, kihikompleksi (alt üles):

I kiht – lainjaskihiline lubjakivi rohekashalli liiva sisaldava lubimergli vahekihtidega (0,3–0,4 m);

II kiht – nõrgalt pruunikas muguljas ja poolmuguljas liivalubjakivi liivaka bioturbitiidse pruunikashalli kerogeense lubimergli vahekihtidega (0,5–0,6 m);

III kiht – massiivne kollakashall liivakas lubjakivi rohkete (kuni 12) püriitsete uretega katkestuspindadega (0,2–0,5 m).

Settesooned. Nii Pakri kui Toila kihistu teevad tähelepanuväärseks paelasundisse lõikunud omapärased lubiliivakivi koostisega settelised sooned (daikid). Nende olemuse üle arutlevad nii A. Öpik (1927) kui K. Orviku (1960). K. Orviku eristab nii osmussaare kui pakri tüüpi settesooni. Pakri tüüpi settesoontena näeb ta eelkõige õhukesi (alla 10 cm) lubjakivitäitelisi sooni paelasundis. Pakri saarte klindiasanguis nähtavad settesooned meenutavad enam laiemaid ja lubiliivakivi või osmussaarbretša täitelisi osmussaare tüüpi sooni-kehasid. Pakri saarte klindiasanguis, eriti Väike-Pakril, on võimalik jälgida settesoonte tekke erinevad etappe alates esmasest lõhest kuni settesoone lõikumiseni paelasundisse. Idast läände (Osmussaare poole) liikudes nii settesoonte esinemise sagedus, mõõtmed kui ka stratigraafiline ulatus suurenevad. Kui Osmussaarel on osmussaarbretša soonte-kehade vertikaalne ulatus kuni 1,5 meetrit ehk Billingeni lademe (Toila kihistu) alumiselt pinnalt kuni Lasnamäe lademe (Väo kihistu) alumise pinnani, siis Pakri saartel on soonte vertikaalne ulatus vaid kuni 0,6 meetrit ehk Pakri kihistu II kihi alumisest osast kuni Aseri lademe alumise pinnani. Settesoonte materjal (kerogeenne lubiliivakivi) näib lähtuvat II kihist ja III kihi alaosast.

Kandle kihistu (O_2kn), mis kuulub Aseri lademesse, on alal esindatud pruune raudooide ja valgeid frankoliitseid ooide sisaldava lubjakiviga. Kihistu paksus on väike – 0,25 cm kuni kohatise väljakiildumiseni. Kihistus on kuni 5 katkestuspinda – neist 4 alumist on fosfaatse impregnatsiooniga ja lainjad ning ülemine (piiril Väo kihistuga) – püriitne ja sile.

Väo kihistu ($O_2v\ddot{a}$) kuulub enamjaolt Lasnamäe lademesse ja selle paksus alal on 5–6 meetrit. Kihistu paljandub Väike- ja Suur-Pakri saare klindiasangus ning sellepealsel alal, vee all ka Krässgrundi madalat ääristaval astangul. Väo kihistu on neis läbilõigetes esindatud talle omase Lasnamäe ehituspaega.

Kõrgekalda kihistu (O_2kr), mis esindab alal Uhaku ladet, paksus on ligi 1,5 meetrit. Kihistu paljandub maismaal vaid Väike-Pakri idaranniku ja Suur-Pakri lääneranniku lõunaosas. Kihistu läbilõikes vaheldub lubjakivi lubimergli ja savika lubjakiviga.

Viivikonna kihistu (O_2vv), mis esindab alal Kukruse ladet, ei paljandu, kuid avaneb klibukihi all Väike- ja Suur-Pakri saarel. Kihistu mittetäielik paksus puuraugus SP2 on 3,6 meetrit. Viivikonna kihistule omased kukersiidikihid alal peaaegu puuduvad, on vaid nõrgalt kerogeenset lubjakivi ja kerogeeni sisaldava mergli vahekihte.

Idavere kihistu (*O_{3id}*), mis kuulub Haljala lademe Idavere alamlademesse ja see jaguneb alal Tatruse ja Vasavere kihistikuks, paksus on 0,1–3,0 m ja see kasvab lõuna suunas. Idavere kihistu avaneb klindipoolsaarte pealsel paeplatool väga kitsaste (sadakond meetrit) vöönditena. Suur osa kihistust on esindatud rohekashalli nõrgalt savika lubjakiviga (Tatruse kihistik), kuid selle ülaosas võib olla 1–3 K-bentoniidi vahekihti (Vasavere kihistik).

1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST

Pakri kaardilehe aluspõhja reljeefi kujundab ala kaguosas Põhja-Eesti klindi paeplatoos osana Pakri saarte klindipoolsaar, mille aluspõhi on siinmail tasemel 14 m ümp (Väike-Pakri põhjaosa) – -5 m amp (Kolviku pank). Kaardilehe edelanurka jääb osa Neugrundi meteoriidikraatri keskplatoost ja seda ümbritsevast ringvallist, kus aluspõhi on sügavusel -15 m amp kuni -140 m amp. Üle kaardilehe keskosa kulgeb diagonaalselt umbes 10 km laiuse vööndina Soome lahe kesksüvik, mille piires aluspõhi on sügavusel -120 kuni – -170 m amp. Kaardilehe põhjapiiri lähistel kerkib aluskord tasemeni -70– -80 m amp. Klindiasstangu esisesse veealusesse rannanõlva lõikuvad Paldiski ja Krässgrundi klindilahed (mattunud orud).

Pakri saarte klindipoolsaar eendub Põhja-Eesti paeplatoost ligi 9 km loode suunas ja seda pea niisama laialt. Klindipoolsaarel on eristatavad kolm panka (idast läände): Väike-Pakri, Suur-Pakri ja veealune Kolviku pank. Panku eristavad üksteisest madalad (umbes 5 m) ja laugenõlvalised orud. Väike-Pakri panka eraldab Suur-Pakri pangast kuni 1,5 km laiune Langgronne väin.

Väike-Pakri panka, mis on umbes 2,5 km lai ja kuni 6 km pikk, ääristab põhjakaarest ligi 6 km ulatuses poolkaarjalt 1–14 m kõrgune aastang (Foto 1.2). Eristatakse Väike-Pakri tüüpi klindiasstangut, millele on iseloomulikud alla kukkunud ja otsa pidi panga najale toetuma jäänud suured paepankad. Panga paeplatoos on edela suunalise kallakuga, laskudes kirdeosa kuni 14 m ümp kuni -1 m amp Langgronne väina ääres.

Suur-Pakri panka, mis on umbes 2,5 km lai ja enam kui 6 km pikk, ääristab põhjakaarest ligi 3 km ulatuses poolkaarjalt 1–7 m kõrgune aastang (Foto 1.2).

Kolviku pank on läänepoolne veealune osa Pakri saarte klindipoolsaarest, mille paeplatoos jääb tasemele -5 – -7 m amp. Suur-Pakri ja Kolviku panka eraldavat selget voolunõlva ei ole.

Neugrundi meteoriidikraater jääb ala edelanurka ja aluspõhja reljeefis eristuvad sellest: keskplatoos, ringsüvik, ringvall ja pangaskergete vöönd. **Keskplatoos** piires on aluspõhja sügavused -15– -20 m amp. **Ringsüviku** kohal laskub aluspõhja pealispind kuni -125 m amp sügavuseni. **Ringvalli** piires, millel laiust kuni pool kilomeetrit, kerkib kristalse aluskorra kivimite paelispind umbes -130 m amp tasemelt kuni tasemeni -15 m amp ehk kuni 115 m. **Pangaskergete vööndi** ehk väliskraatri piires on kristalse aluskorra paelispind veelgi enam liigestatud ja seda umbes -150 m amp tasemelt kuni tasemeni -20 m amp ehk kuni 130 m ulatuses. Detailsemalt kirjeldatakse Neugrundi meteoriidikraatri struktuuriüksusi Neugrundi kaardilehe (6243) koosseisus.

Krässgrundi klindilaht (mattunud org) lõikub Kambriumi terrassi Väike-Pakri ja Krassi klindisaare vahelisel alal kuni 15 km pikkuselt ja enam kui 1 km laiuselt. Sügavaim (kuni 80 m) on org Väike-Pakri ja Krassi saare vahelisel alal, aga suudmealal Ediacara liivakividest terrassi kohal väheneb sügavus 20–40 meetrini. Aluspõhja pind süveneb ürgoru kohal lähteala u -20 m amp kuni tasemeni -150 m amp ehk 130 meetrit.

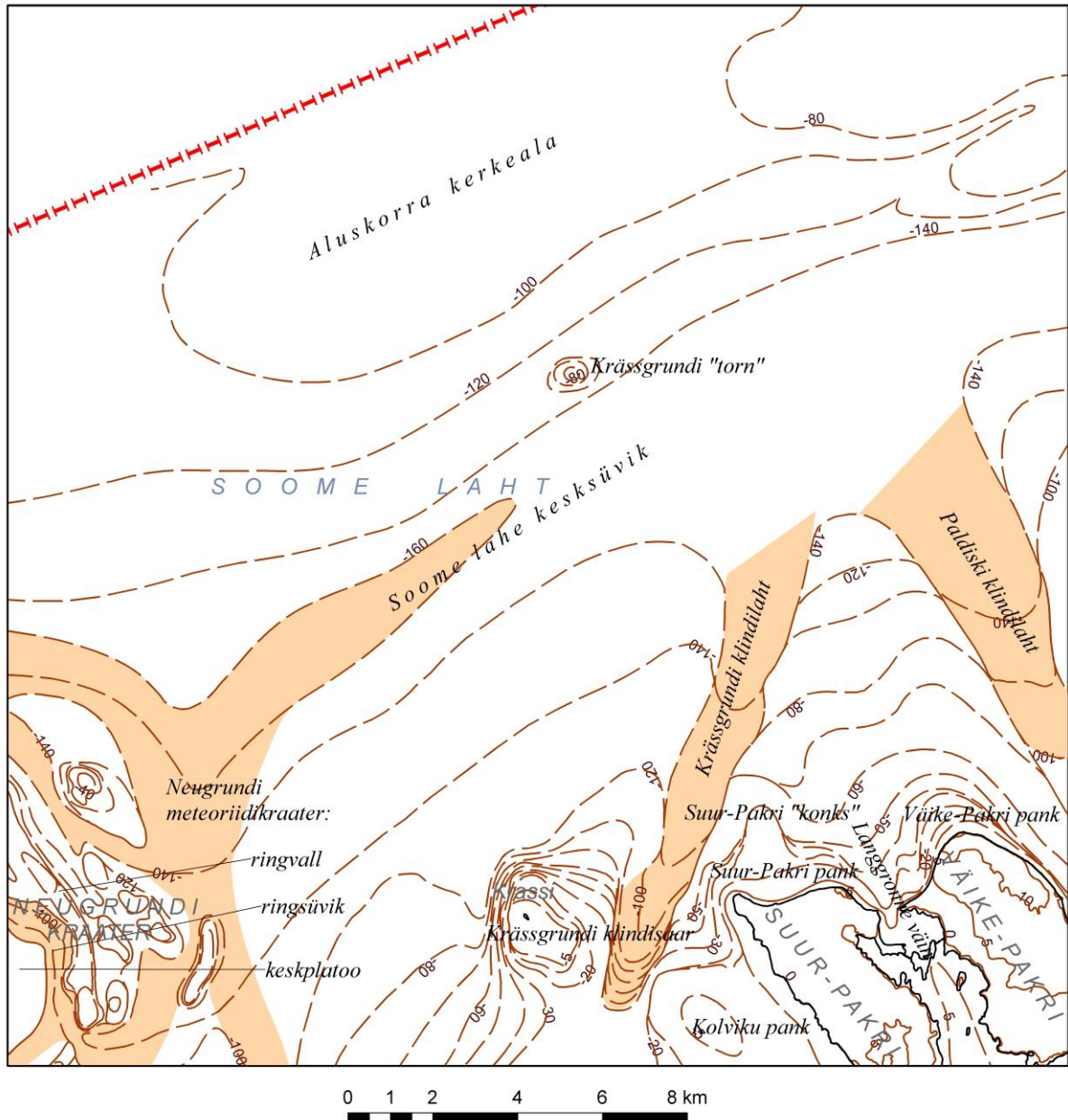
Paldiski klindilaht (mattunud org), millel pikkust kuni 18 km ja mis suudmes on enam kui 2 km lai, lõikub merepõhjas nii paeplatoosse kui selle alustesse Kambriumi ja Ediacara liivakividesse-savidesse Väike-Pakri saare ja Pakri poolsaare vahelisel alal. Klindilahte ääristavad merepõhjas kirdest ja edelast liivakividesse murrutatud mõnevõrra laugemad 30–40 m kõrgused astangud.

Krässgrundi pank (klindisaar), mille lael on väike (alla 2 ha) paeklibust Krassi saar, on u 2 km² paekatteline madalik Krässgrundi klindilahest läänes. Pank kerkib aluspõhja pealispinnast, mis on siinkohal umbes -90 m amp, kuni 85 m kõrgemale. Eriti järsk on panga läänenõlv, kus aluspõhja pealispind laskub umbes poole kilomeetriga kuni 85 m ehk tasemelt -5 m amp kuni -90 m amp.

Soome lahe süviku kohal, mis kulgeb kui 5 km laiuse vööndina kirde-edela sihiliselt üle kaardilehe keskosa, laskub aluspõhja pind tasemelt -140 m amp kuni tasemeni -170 m amp.

Aluskorra terrass, mille piires kristalse aluskorra pind tõuseb tasemelt u -100 m amp kuni tasemeni -70 m amp, kulgeb enam-vähem ida-lääne sihiliselt kaardilehe põhjapiiril. Kristalse aluskorra kivimitest „oinapead“ annavad endast märku läbi õhukese (1-3 m) mudakihi ja kohati isegi paljanduvad.

Krässgrundi „torn“ – see on Krässgrundi madalikust umbes 13 km põhja pool aluskorra pealispinnast, mis on siinkohal tasemel umbes -120 m amp, kuni 50 m kõrgemale kerkiv paarisaja meetrise läbimõõduga kristalse aluskorra kivimitest ümara kujuga sammasjas moodustis. Kivimite koostis ei ole teada, sest proove ei ole struktuurilt võetud, kuid kõige eelduste kohaselt on tegu Paleoproterosoiliste moondekivimitega. Otsustades struktuuri kuju järgi (ringikujulise läbilõikega sammas) võib olla tegu nekiga, st algselt vulkaanilise kivimkehaga – lõõritäitega.



- Aluspõhja reljeefi samakõrgusjoon akvatooriumis
- Aluspõhja reljeefi samakõrgusjoon maismaal
- Mattunud org

Joonis 1.2. Aluspõhja reljeef
 Figure 1.2. Schematic map of bedrock



Foto 1.1. Pakri kihistu (Kunda lade) stratotüüpsel alal Väike-Pakri klindiastangus
Photo 1.1. Pakri Formation (Kunda Stage) in the stratotype area on Väike-Pakri Island



Foto 1.2. Pakri kihistu ülaosa liivalubjakivi rohkete (12) püriitsete katkestuspindadega
Photo 1.2. Upper part of the Kunda Formation with the numerous (12) pyrite discontinuity surfaces



Foto 1.3. Pakri kihistu keskosa bioturbitiidse liivakiviga

Photo 1.3. Central part of the Pakri Formation with bioturbated sandstone



Foto 1.4. Settesoon Suur-Pakri klindiastringus

Photo 1.4. Sedimentary dyke in klint escarpment on the Suur-Pakri Island



Foto 1.5. Settesoon Suur-Pakri klindiastangus

Photo 1.5. Sedimentary dyke in klint escarpment on the Suur-Pakri Island



Foto 1.6. Settesoon Suur-Pakri klindiastangus

Photo 1.6. Sedimentary dyke in klint escarpment on the Suur-Pakri Island



Foto 1.7. Settesoone moodustumise algfaas Suur-Pakri klindiastangus

Photo 1.7. Suur-Pakri Island. First phase of forming of the sedimentary dykes

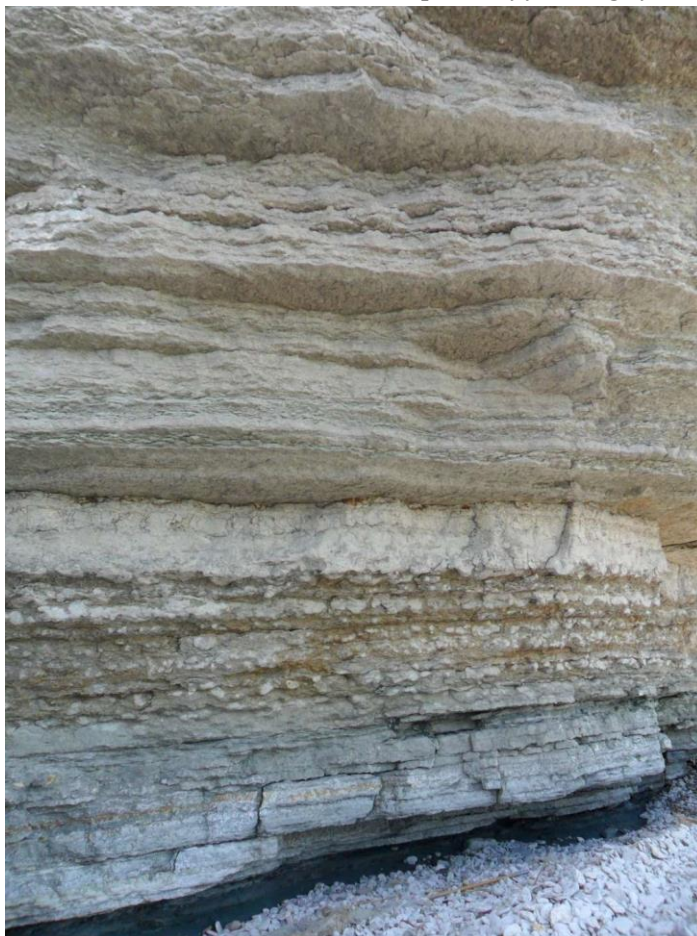


Foto 1.8. Klindiastang Väike-Pakri saarel, milles avanevad kivimid Leetse kihistu glaukoniitliivakivist kuni Vão kihistu lubjakivini

Photo 1.8. The cross-section of the klint escarpment on the Suur-Pakri Island from glauconitic sandstone of the Leetse Formation (down) up to limestone of the Vão Formation (up)



Foto 1.9. Settesoon Suur-Pakri klindiastangus

Photo 1.9. Sedimentary dyke in the klint escarpment on the Suur-Pakri Island



Foto 1.10. Aseri lade Suur-Pakri klindiastangus. Alumine piir vasara alguses, ülemisel piiril katkestuspind

Photo 1.10. Aseri Regional Stage on the Suur-Pakri Island. The hammerhead marks the lower boundary of the stage. On the top – smooth discontinuity surface



Foto 1.11. Settesoonte fragmendid Suur-Pakri saarel

Photo 1.11. The fragments of the sedimentary dykes on the Suur-Pakri Island



Foto 1.12. Aseri lade (detail) Väike-Pakri klindiastringus

Photo 1.12. Aseri Regional Stage (detail) on the Väike-Pakri Island



Foto 1.13. Volhovi lademe Toila kihistu (detail) Väike-Pakri klindiastringus. Ülal Telinõmme kihistik, all Saka kihistik

Photo 1.13. Toila Formation of the Volkhov Regional Stage (detail) on the Väike-Pakri Island. Up – Telinõmme Member, down – Saka Member



Foto 1.14. Väike-Pakri klindiastringu läbilõige Leetse kihistu glaukonitliivakivist (all) kuni Vao kihistu lubjakivini (ülal)

Photo 1.14. The cross-section of the klint escarpment on the Suur-Pakri Island from glauconitic sandstone of the Leetse Formation (down) up to limestone of the Vao Formation (on top)

2. PINNAKATE JA PINNAMOOD

Pakri lehe pinnakatte geoloogilise kaardi eripära seisneb selles, et enam kui 95% kaardilehe pinnast katab meri. Merelise keskkonna puhul erineb pinnakatte geoloogilise kaardi koostamisel kasutatav meetodika oluliselt sellest, mida kasutatakse maismaa-ala korral. Akvatooriumil on vaatlus- ja proovipunkte harvalt, parimal juhul 1–2 kümne ruutkilomeetri kohta, ning andmete hankimise põhiraskus langeb geofüüsikalistele meetoditele (seismoakustiline ja külgvaate sonariga profileerimine) ning põhja proovimisele raskustoru, tragi ja mõnikord ka sondiga (foto 2.1) või sukeldudes. Kaardilehe maismaa-ala – Pakri saarte – pinnakatte geoloogiline kaart põhineb, lisaks varasemate tööde andmetele, ligi 400-l vaatluspunktil. Siinkohal peab mainima, et 2012 aasta oli erakordselt vihmase suve ja sellest tingitud erakordselt kõrge pinnavee taseme tõttu Pakri saarte madalamates osades välitöödeks äärmiselt ebasobiv (fotod 2.2; 3.1).

Esimesed keskmisemõõtkavalised kaardid kaardistatava ala merepõhja kohta koostati 1980.–1990. aastatel (Kõrvel jt, 1986; Talpas jt, 1994). Sellele järgnesid merepõhja geoloogilised uuringud Osmussaare ja Pakri saarte vahelisel alal (Suuroja jt 1999).

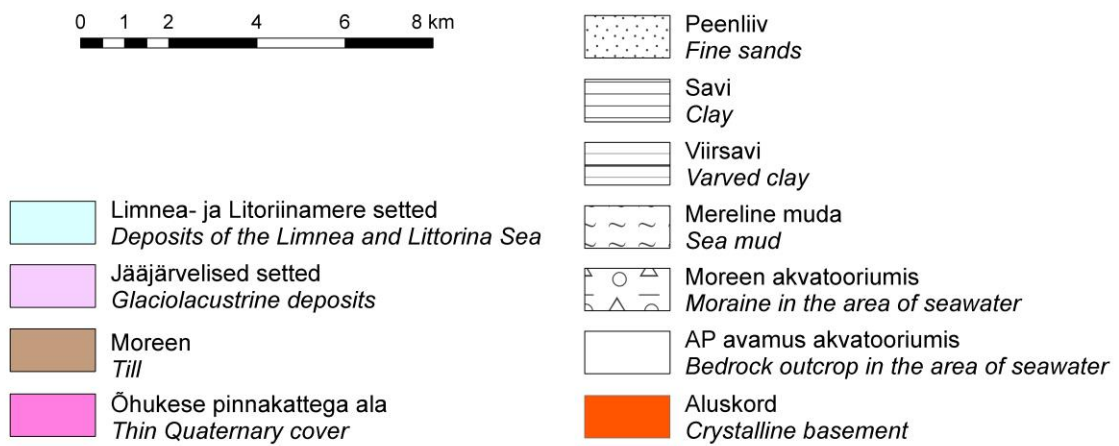
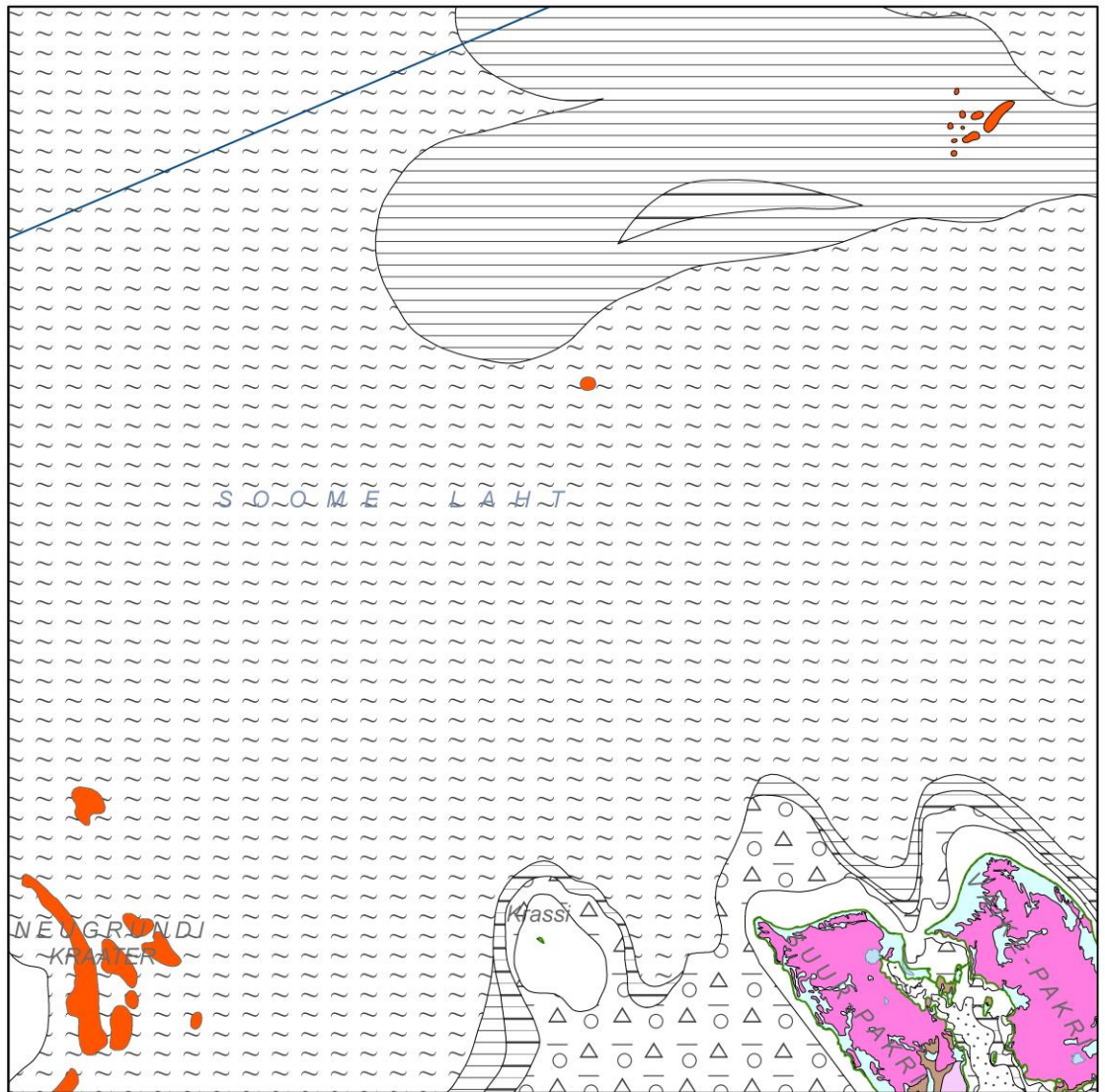
Pakri saarte pinnakatet sai hakata detailsemalt uurima alles pärast saarte tagastamist Eesti Vabariigile 16. mail 1994. Varasemat uuritust iseloomustavad hästi sisuliselt põidlaotsa-suurused laigud 1:200 000 mõõtkavas kaardilehtede (Stumbur ja Jõgi, 1967; Kala ja Eltermann, 1969) nurgas. Meeldivaks erandiks varasemas uurituses on A. Öpiku (1927) põhjalik pinnakatte iseloomustus (koos aluspõhja kaardiga), rannaprotsesse on uurinud Kaarel Orviku (1974). Esimese Pakri saarte suuremõõtkavalise pinnakatte kaardi koostas TTÜ Geoloogia Instituudi ja Tartu Ülikooli koostöös A. Marandi (Pakri saarte ..., 1997). Suuresti tugineb viidatud tööle ka H. Kingu (1998) juhtimisel koostatud mitmekülgne ülevaade. Kohe järgmisel aastal valmisid kaardid Eesti Geoloogiakeskuses (Suuroja jt, 1998). Äsjasest salastatusest tingituna kannatavad mõlemad mainitud kaardid veidi topograafilise aluse puudulikkuse käes. Pakri saari ja nende ümbrisala maad ja merepõhja uuriti ka tuumajaama võimaliku asukoha valikule suunatud geoloogilis-geotehnilis-hüdrogeoloogiliste uuringute käigus (Suuroja jt 2010b).

Pinnakatte geoloogilisel kaardil kujutatakse üldistatuna kvaternaarse setete pindalalist levikut, kusjuures mõtteliselt on eemaldatud umbes 50 cm paksune pindmine kiht (ligikaudu kahekordne huumushorizont), et välistada mullatekkeprotsesside segavat mõju setete määramisel. Kaardi mõõtkava jaoks ülemäära liigestatud/mosaiikse geoloogilise ehitusega alasid on üldistatud-lihtsustatud. Kujutamiseks liiga väikesed alad on kas suurendatud (ühendatud) või välja jäetud. Erineva vanuse ja geneesiga pinnakatte setted eristatakse kaardil värviga, setete litoloogiline koostis aga tingmärkidega.

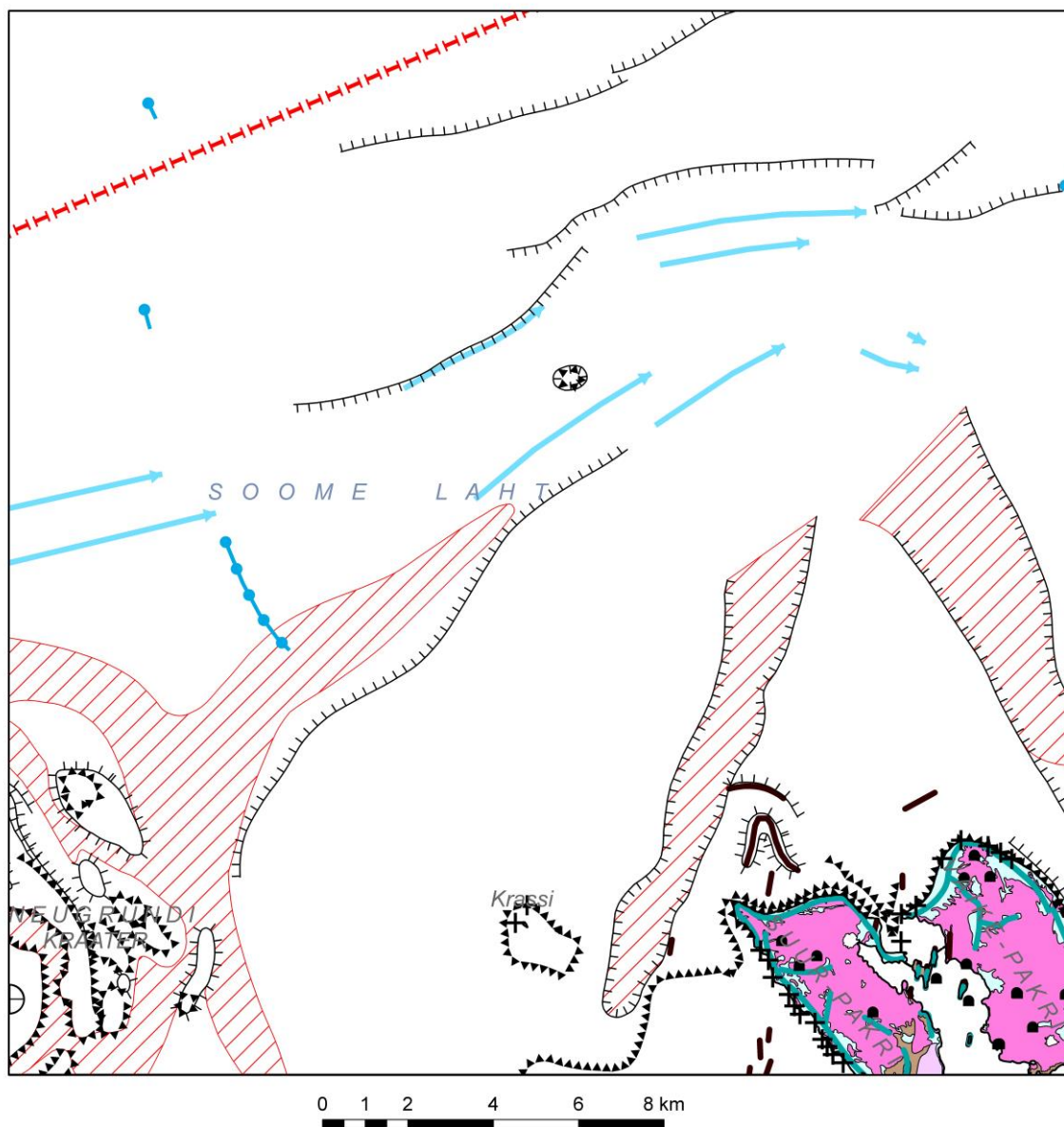
Stratigraafiliste ja geneetiliste ühikute väljaerdamisel ja kirjeldamisel on aluseks peamiselt varasematel skeemidel ja tugilegendidel (Raukas ja Kajak, 1995; Kajak jt, 1992; Raukas jt, 1995 jpt) põhinev “Juhend Eesti geoloogiliseks digitaalkaardistamiseks mõõtkavas 1:50 000” (Juhend ..., 2013) ning selle seletuskiri (Eesti ..., 2013).



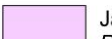











Pinnavorme vaadeldakse koos neid moodustavate setete või neid kujundanud protsessidega. Aluspõhja kivimitega seotud jäätumiseelseid pinnavorme käsitletakse lähemalt seoses aluspõhja reljefiga (peatükk 1.3).

Kui pole teisti märgitud, on kõik vanused toodud kalendriaastates (kalibreeritud 14C aastates enne 1950. a.) ning Balti mere tasemete kõrgused (ja nende vanused) Jüri Vassiljevi mudeli järgi 2013. a. seisuga.



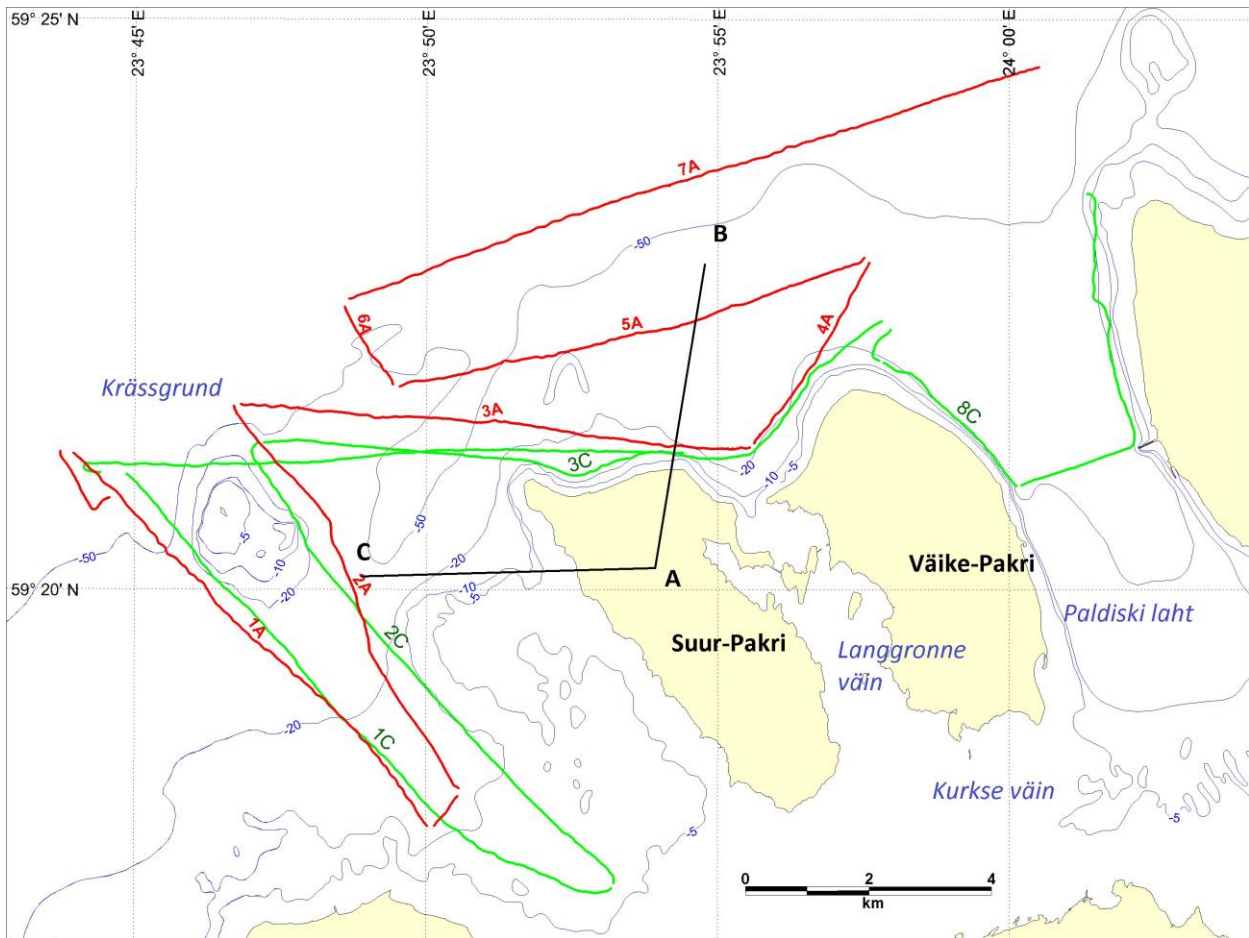
Joonis 2.1. Pinnakatte skemaatiline kaart
Figure 2.1. Schematic map of Quaternary deposits



- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | Limnea- ja Litoriinamere akumulatiivne terrass
<i>Accumulative terrace of Limnea and Littorina Sea</i> |  | Gaasiimitsuse jälg merepõhjas
<i>Trace of gas on sea floor</i> |
|  | Jääjärveline tasandik
<i>Plain of ice lakes</i> |  | Suur rändrahn
<i>Large erratic boulder</i> |
|  | Moreentasandik
<i>Till plain</i> |  | Kivikülv
<i>Boulder field</i> |
|  | Õhukese pinnakattega ala
<i>Thin Quaternary cover</i> |  | Avanev astang aluspõhjas
<i>Exposed escarpment in bedrock</i> |
|  | Limnemere rannamoodustised
<i>Coastal deposits of the Limnea Sea</i> |  | Mattunud astang aluspõhjas
<i>Buried escarpment in bedrock</i> |
|  | Moreenseljandik
<i>Till ridge</i> |  | Mattunud org
<i>Buried valley</i> |
|  | Voolujälg merepõhjas
<i>Streambed on sea floor</i> |  | Meteoriidikraater
<i>Meteorite crater</i> |

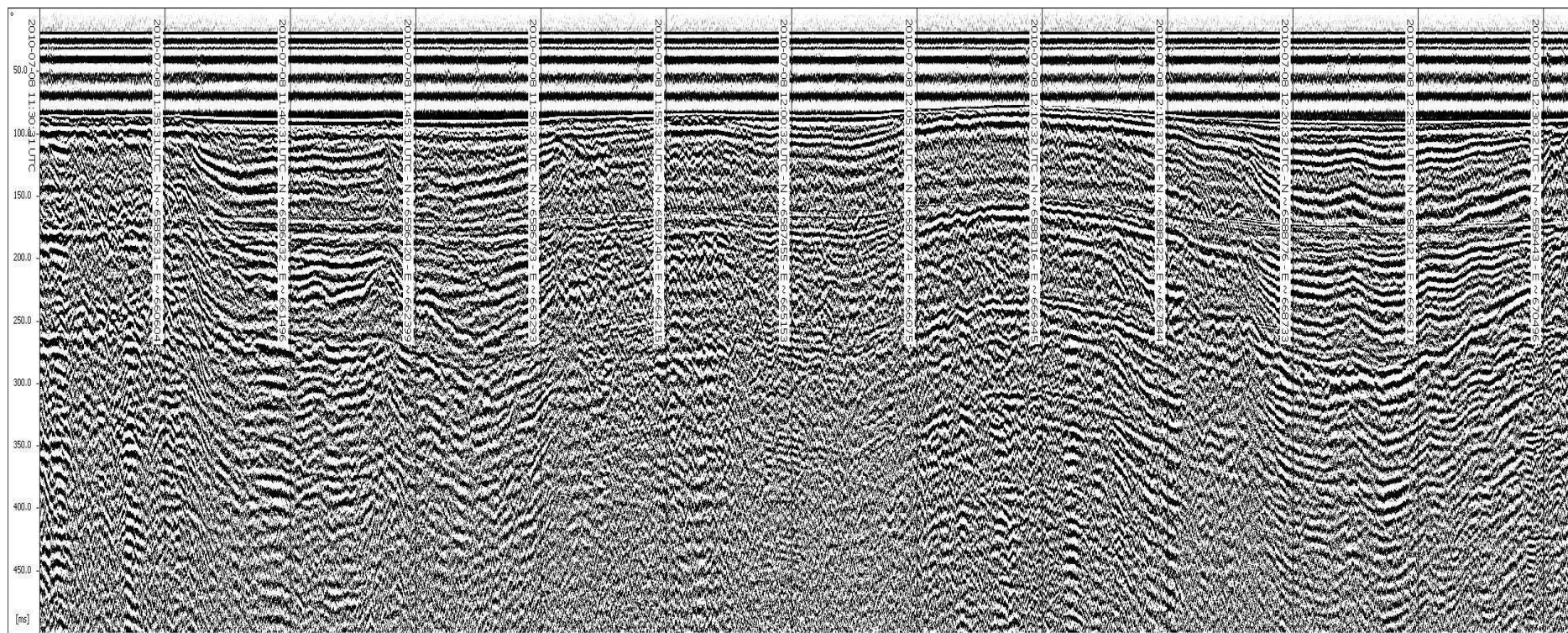
Joonis 2.2. Geomorfoloogia skemaatiline kaart

Figure 2.2. Schematic geomorphological map



Joonis 2.3. Pakri saarte rannandõlva seismilise pidevsondeerimise profiilid ja geoloogilised läbilõiked. Punane: profiilid 1A–7A (*Airgun*); roheline: 1C–4C ja 8C (*Chirp*); must: geoloogilised läbilõiked A–B ja C–A (Suuroja jt, 2010b)

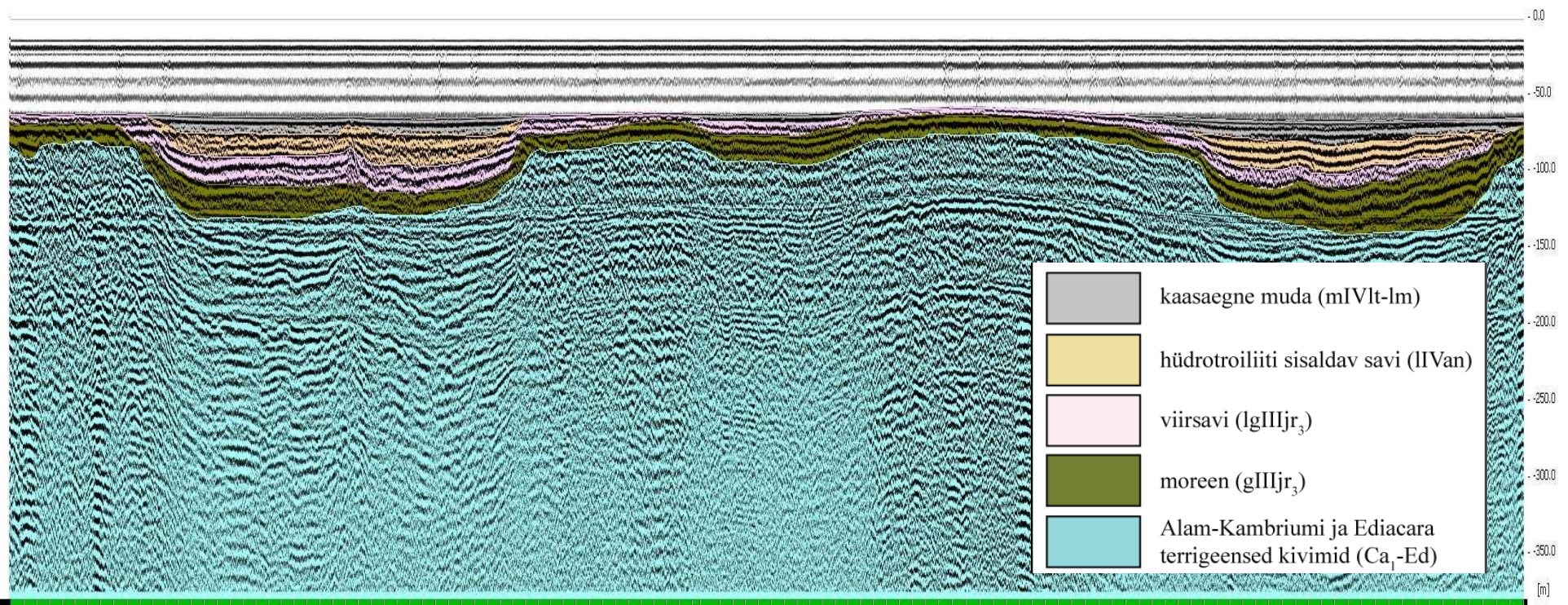
Figure 2.3. Seismic profiles and geological cross-sections near Pakri Islands; red – Airgun profiles 1A–7A; green – Chirp profiles 1C–4C and 8C; black – geological cross-sections A–B and C–A. (Suuroja et al., 2010b)



Meridata SView - F:\Pakri_PAKRI_project\Datfiles\07081230.PAR (Meridata MDCCS) (Completed)

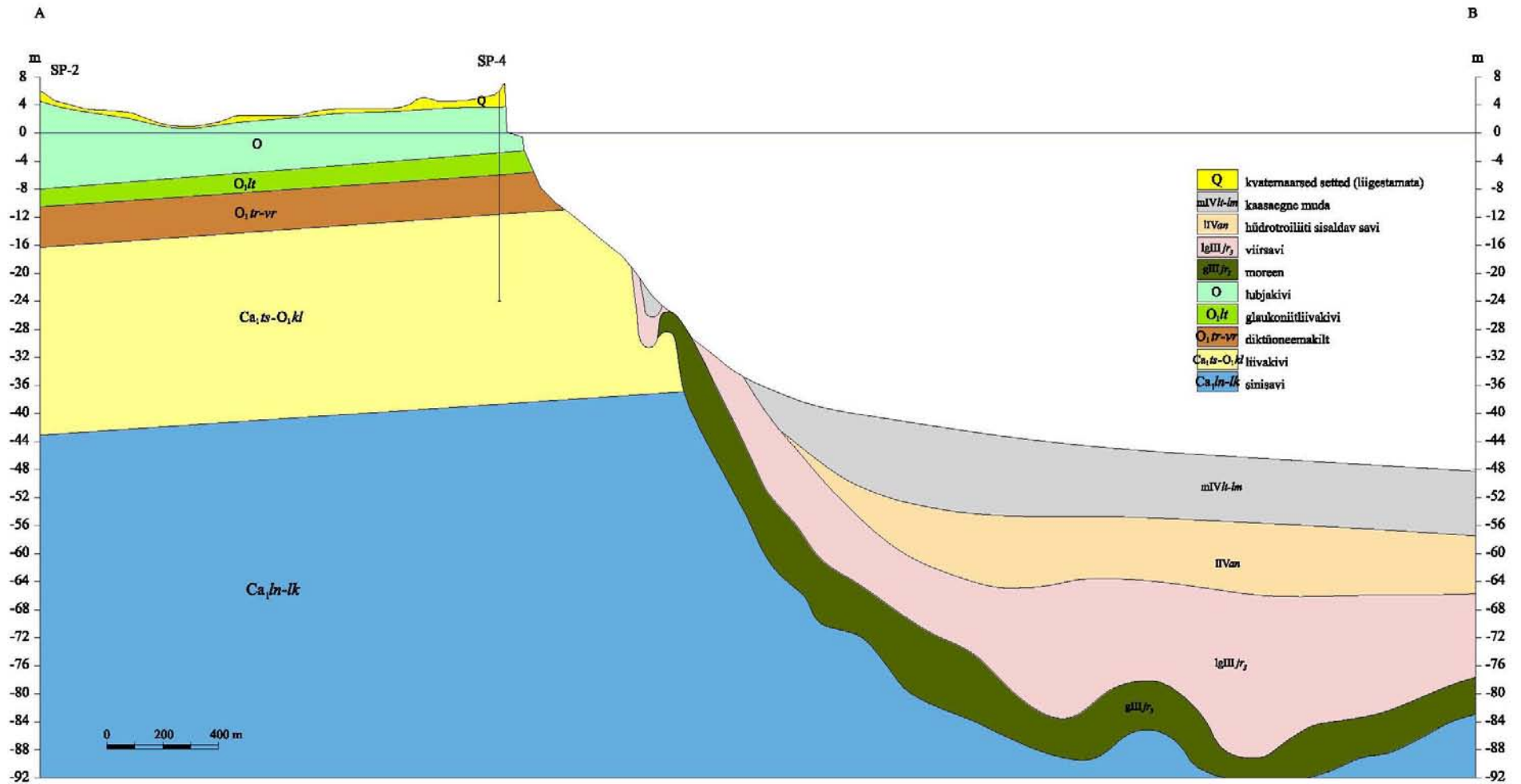
Joonis 2.4. Seismoakustilise pidevprofileerimise profiil 7A (vasakult paremale) Krässgrundi klindilaht – Suur-Pakri rannanõlv – Langgronne klindilaht – Väike-Pakri rannanõlv – Paldiski klindilaht töötlemata kujul (Suuroja jt 2010)

Figure 2.4. Seismoacoustic profile 7A (Suuroja et al., 2010b). For location see Fig. 2.3.



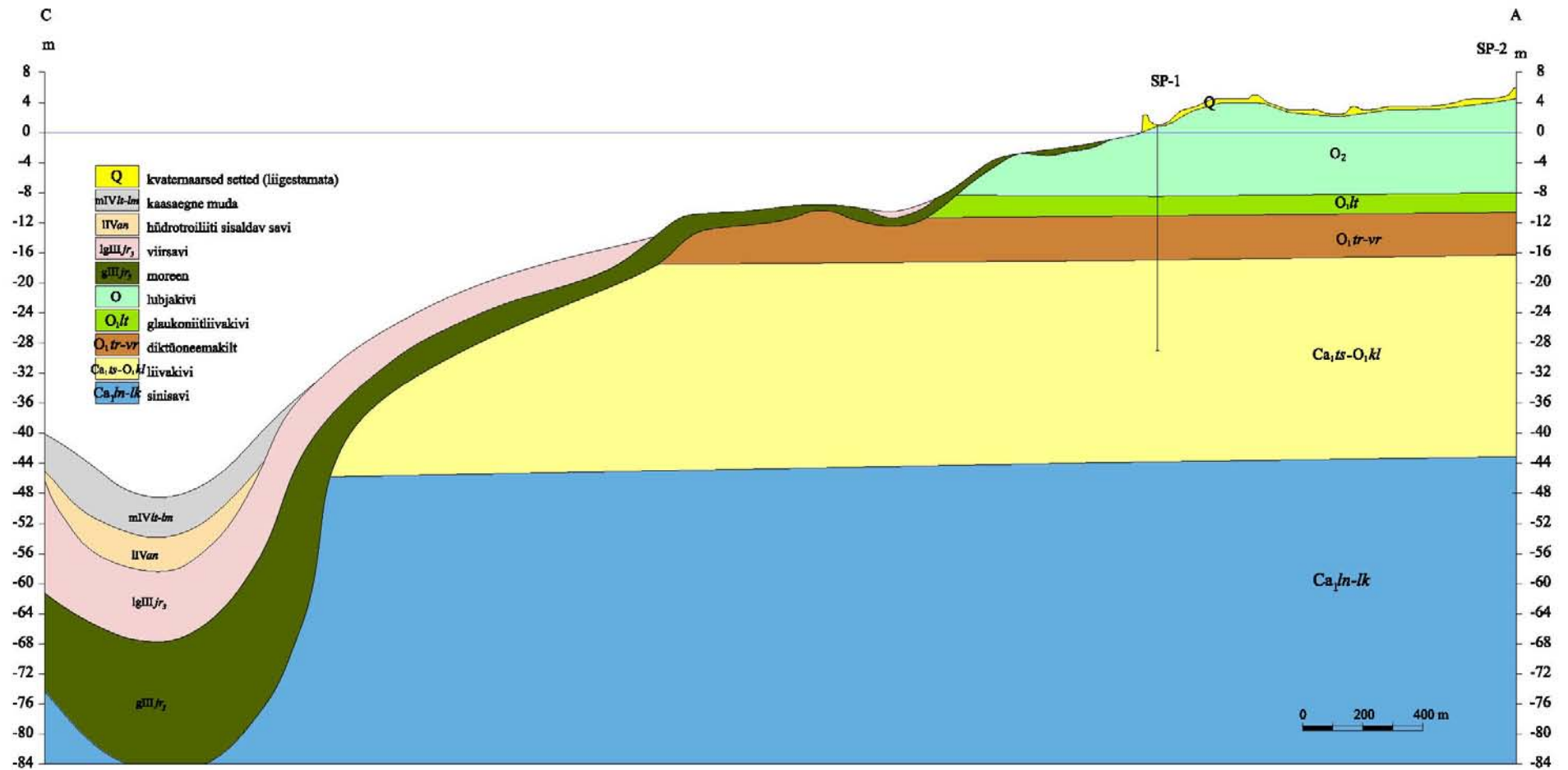
Joonis 2.5. Dešifreeritud seismoakustilise pidevprofileerimise profiil 7A (vasakult paremale) Krässgrundi klindilaht – Suur-Pakri rannanõlv – Langgronne klindilaht – Väike-Pakri rannanõlv – Paldiski klindilaht (Suuroja jt 2010). Horisontaalskaalal vastab üks jaotus 100 meetrile. Vertikaalskaala mõõtühikud (meetrid) on kehtivad üksnes vees (seimiliste lainete levimise kiirus 1450 m/s)

Figure 2.5. Interpreted seismoacoustic profile 7A (Suuroja et al., 2010b); grey – mud of Littorina and Limnea Sea; brown – FeS-stained clay of Ancylus Lake); pink – glacio-lacustrine clay; green – glacial till; blue – terrigenous bedrock. Horizontal scale unit equals to 100 m; vertical scale (in metres) is valid only for the water (velocity of seismic waves 1450 m/s). For location see Fig. 2.3.



Joonis 2.6. Suur-Pakri põhjapoolse rannanõlva geoloogiline läbilõige A–B (Suuroja jt, 2010b)

Figure 2.6. Northerly geological cross-section of Suur-Pakri Island. (Suuroja et al., 2010b)



Joonis 2.7. Suur-Pakri läänepoolse rannanõlva geoloogiline läbilõige C–A (Suuroja jt, 2010b)

Figure 2.7. Westerly geological cross-section of Suur-Pakri Island. (Suuroja et al., 2010b)

Tabel 2.1. Eesti pinnakatte setete stratigraafiline skeem (Kalm, 2006; Raukas & Kajak, 1995; Gibbard & van Kolfschoten, 2004; Donner, 1995)

Table 2.1. Stratigraphical scheme of the Quaternary deposits (Kalm, 2006; Raukas & Kajak, 1995; Gibbard & van Kolfschoten, 2004; Donner, 1995)

Ladestik	Eesti			OIS	Lääne-Euroopa		Alumise piiri vanus, tuhat a.
Ladejark	Kihistu	Alamkihistu	Kihistik		Lade		
Holotseen				1	Flandria		11,5
Ülem-Pleistotseen	Järva	Ülem-	Võrtsjärve	2	Weichsel	Ülem-	25
		Kesk-	Savala	3-4		Kesk-	74
		Alam-	Valgjärve	5a-d		Alam-	115
	Kelnase						
Prangli/Rõngu			5e	Eem		126	
Kesk-Pleistotseen	Ugandi			6-8	Saale		347
	Karuküla			9-	Holstein		370
	Sangaste				Elster		475

2.1. PLEISTOTSEEN

Ülem-Pleistotseen. Järva kihistu. Traditsiooniliselt (Raukas, 1978; Kajak, 1999; Kalm, 2006) on Eestis viimase, Weichseli (Valdai, Würm) jäätumise setteid jagatud kolmeks – peamiselt liustikuliste setetega esindatud Alam- (Valgjärve) ja Ülem-Järva (Võrtsjärve) alamkihistuks, mida eraldab interstadiaalse iseloomuga Kesk-Järva (Savala) alamkihistu. Viimase aja uuringud nii Skandinaavias kui Loode-Venemaal, samuti modelleerimiste tulemused (Svendsen jt, 2004 jt) on seadnud sellise liigestuse kahtluse alla. On põhjust arvata, et Soome lõuna- ja lääneosa oli jäävaba kogu Vara-Weichselis, ning, kui üldse, võis mandriliustik Eestisse ulatuda vaid lühiajaliselt Kesk-Weichseli alguses (Liivrand, 1991, 2008). Ka Kalm (2006) jätab lahtiseks jäätumise võimaluse Eestis ajavahemikus 68 000–43 000 kalendriaastat tagasi. Nii või teisiti – **Alam- ja Kesk-Järva alamkihistusse** kuuluvaid setteid kaardilehe piires leitud pole ja tõenäoliselt ka ei leidu.

Juba Fr. Schmidt vaatles (Õpik, 1927) Pakri saari klindi jätkuna meres (vt foto 1). Ka meie loeme neid Pakri saarte klindipoolsaarena Harju lavamaa osaks. Tihti arvatakse, et kuuludes, nagu Põhja-Eesti tervikuna, mandriliustiku kulutuslasse, ei saagi pinnakate siin olla kuigi paks. See on õige ainult osaliselt. Saarte pinnavormid on tekkinud eelkõige iseomase kuesta-laadse aluspõhja reljeefi – ulatusliku tasase, nõrgalt lõunasse kaldus, kuid põhjakaarest järsu astanguga piiratud paelava – ning lainetuse koosmõjus. Selle tulemusena on saarte põhja- ja keskosas varasem pinnakatte praktiliselt täiesti kulutatud või kaardil kujutamiseks liiga õhuke. Saarte põhjapoolisel, tormilainetusele avatud järsul rannanõlval paljandub aluspõhi kuni 20 m, kohati isegi kuni 30 m sügavuseni alla merepinna (joonis 2.6). Saarte ida- ja läänepoolisel nõlval paljandub aluspõhi küll oluliselt vähem, kuid ikka on veepiiril ja selle lähedal pinnakate kulutatud (joonis 2.5; vt fotod 2.3; 2.5). Samamoodi murrutas lainetus kõrgemal, kunagisel rannanõlval ja praegusel maismaal, varasemaid setteid aastasadu ja -tuhandeid tagasi. Algselt

moreenikihist on säilinud rohked tard- ja moondekivi munakad ning rahnud klindiasangu esisel (fotod 4; 2.5; 2.6) kui ka tagusel/peasel (foto 2.7) paesel murrutuslaval, mis moodustavad tihti kivikülve. Loomulikult on rahne liigutanud ka ajujää (fotod 2.5; 2.8), kuid seda ikkagi vaid murrutuslava piires, pigem mõnekümnest meetrist vähem kui rohkem. Kui munakad on kirju kivimilise koostisega, siis suured rahnud on enamasti rabakivist. Kummalgi saarel on isegi oma, ja sama nimega, peaaegu hiidrahnud mõõtu (ümbermõõduga üle 21 m) kaitsealune rabakivirahn – Suurkivi (fotod 7; 2.9). Madalmeres Kappa saarest idas asub rabakivist rändrahn, mille ümbermõõt on 22 m ja kõrgus merepõhjast u 3 m. Langgronne saarest itta jääva rabakivirahnud ümbermõõt ulatub 24 meetrini. A. Öpiku (1927) mainitud liivakivirahn on tänaseks ilmselt hävinud.

Ülem-Järva alamkivistusse kuuluvad vahetult aluspõhja kivimitel lasuvad viimase, Hilis-Järva jäätumise ajal kujunenud liustikulised ja jääjärvelised setted. Nende paksus muutub nullist paepealsetel 10–50 meetrini mattunud orgudes. Enamasti on nad maetud nooremate, st Holotseeni setete alla.

Glatsiaalsed setted (gIII_{Jr3}). Pakri saartel on viimase jäätumise sorteerimata liustikulised setted – moreenid – eespool mainitud merelise kulutuse tõttu väga piiratud levikuga. Saarte põhja- ja keskosas leidub moreeni vaid mõnekümne cm paksuste läätsedena raskemini abraderitavates aluspõhja lohkudes. Saarte varjatuma lõunaosa (ning mandri) poole lainetuse mõju mõnevõrra vähenes (fotod 2.3; 2.4.). Sellega seoses esineb kaardil kujutatava paksusega moreeni suurema mosaiikse laiguna Suur-Pakri madalas metsases kagunurgas. Kahjuks pole saare lõunaosas ühtegi geoloogilist puurauku ja nii ei tea me täpselt, kui palju on moreeni säilinud sealsete paksemate meresetete all.

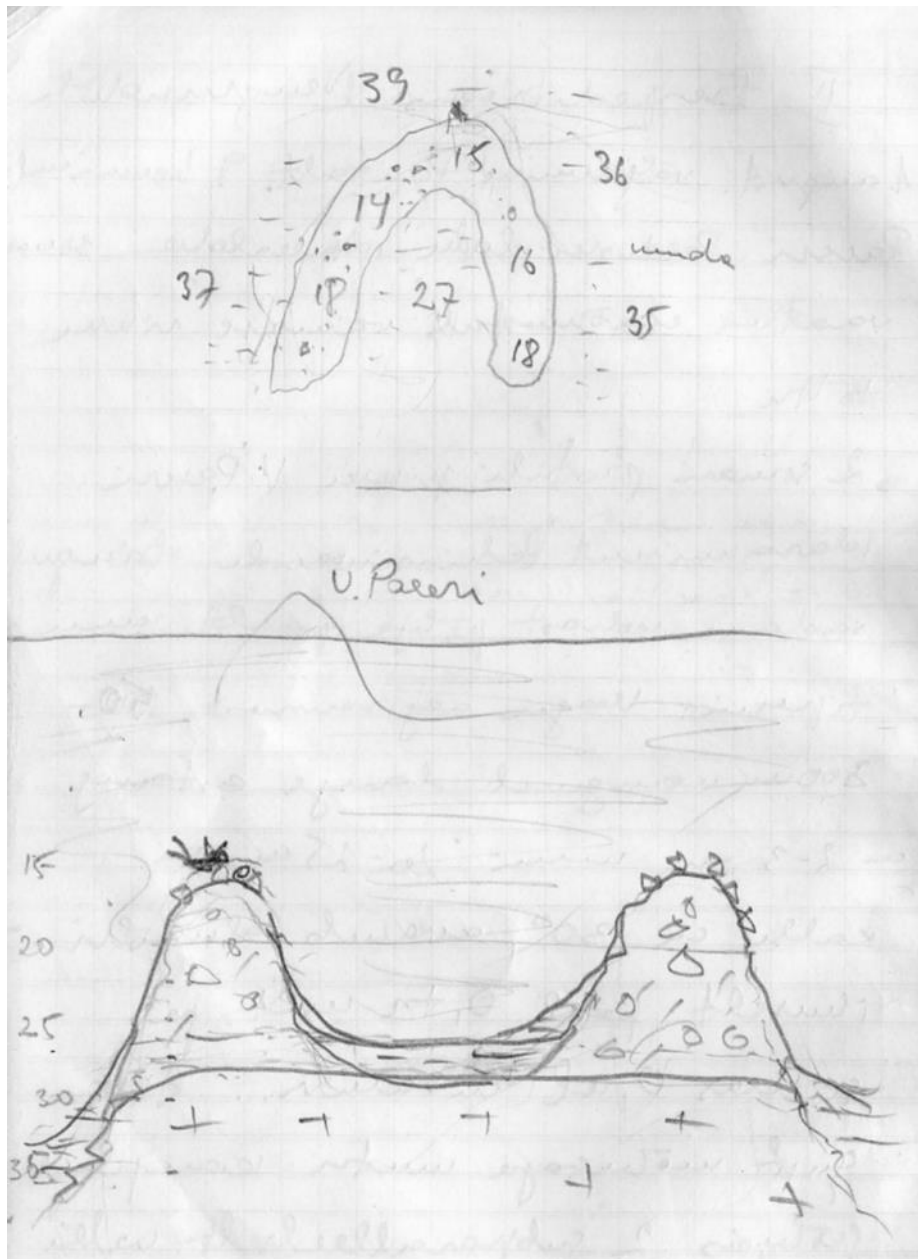
Äärmiselt huvitavad on Pakri saari eraldavas, meie poolt Langgronne väinaks nimetatud madalmeres asuvad väikesaared: Langgronne (ka *Lang-grånne*, Longgund, Pikkrahu), Kappa ja veidi kaugemal lõunas asuv ning väiksem Bjärgronne (*Bjärr-grånne*, Berggrund, Kaserahu). Seejuures on tänaseks Langgronnega liitunud (vt foto 2) kunagised Storgronne (*Stor-grånne*, Suurrahu) ja Lihlgronne (*Lihl-grånne*, Väikerahu). Kõik saarekesed on pikliku kujuga (keskmine pikkuse-laiuse suhe 2,7) ja peaaegu ideaalselt ühtemoodi lõunaedelasse (keskmiselt 188°) orienteeritud. Neil on tänapäevaste mereliste setete all hele(pruunikas)hallist liivmoreenist mõne meetri paksune tuum, mis kohati paljandub veepiiril (foto 2.10). Meie arvates on tegu aluspõhjalise takistuse, klindiasangu taha kujunenud tüüpiliste, ehkki mere poolt “varjutatud”voortega. Analoogne, kuid veealune voorjate seljakute grupp jääb ka Kolviku madalmerre Suur-Pakrist umbes 1 km läänes. Halvema topograafilise aluse tõttu pole nende morfoloogia küll nii selge, aga pikitelgede asimuut on ometi praktiliselt sama. Tähelepanelikult LIDARi reljeefi jälgides ilmneb, et ka Pakri saartel esineb mitmeid samasuunalisi, kuid vaevumärgatavaid radiaalseid pinnavorme. Siin võime aimata praeguseks peaaegu täielikult abraderitud voori. Geomorfoloogilisele kaardile märkisime tähelepanu juhtimiseks ainult mõned sellised maismaale jäävad oletatavad “hävitatud” künnised. Kogu seda voorte ja voorjate seljakute gruppi võiks kokku nimetada Pakri väikevoorteks.

Voori peetakse headeks jää liikumissuuna indikaatoriteks. Praktiliselt samasuunalised olid ka autori poolt Loode-Eesti kaardistamisel (Suuroja jt, 1998), s.h Väike-Pakri lõunaosas (176°+ deklinatsioon 5°) mõõdetud jääkriimud. Samasugused ligikaudu põhja-lõuna suunalised on Harju lavamaa jääkriimud R. Männili (1962), juhträndkivide levik Hauseni (1913) ning isegi veeriste orienteeritus R. Karukäpa (Kalla, 2010) järgi. Ilmselt tuleb ümber hinnata peamiselt juhträndkivide (Raukas, 1963; Viiding jt, 1971), aga ka liustiku radiaalsete põhjavormide (Kalla, 2010; Kalm, 2012) järgi välja eraldatud viimase jäätumise noorema, Palivere staadiumi aegne mandrijää liikumissuund loodest kagusse. Märkigem, et ka K. Kalla jääb oma väga kokkuvõtlikus magistritöös kõhklevale seisukohale, viidates eriti Neugrund-bretša lõunasuunalisele levikulehvikule

Akvatooriumil ääristavad moreeni avamused Pakri saarte klindipoolsaare ja Krässgrundi madaliku rannanõlva sügavusel 1–30 m, mattudes sügavamal enamasti viirsavide alla. Ulatuslikum moreeni avamusala (kümnekond ruutkilomeetrit) on Kolviku (pangapealses) 1–5 m sügavuses madalmeres. Pakri saarte ümbruse rannalähedastel aladel ja nende vahelisel alal on moreen mattunud Holotseeni meresetete alla, ulatudes paiguti rannajooneni. Külgvaate sonari profiilidel ja kõrgresolutsioonilise aluspõhja reljeefi kaardil on moreeni avamusalad merepõhjas eristatavad neile iseloomuliku “teralise” pinna poolest. Sellise pildi põhjustajaks on moreenilasundi pinnal olevad rändrahnud.

Veealusele paelavale jääv moreenilasund on enamasti kahekihiline. Selle ülemise, paksema osa, moodustab hall plastne saviliivmoreen (kruusakas savine liiv), milles suures osas karbonaatse jämepurdse materjali sisaldus on 10–15%, tõustes kohati kuni 50%-ni. Lasundi basaalse osa moodustab tavaliselt õhuke, maismaa-ala basaalmoreenile vastav vähem kui meetri paksune kiht, mille kivisus ulatub 60–80%-ni. Klindiastangust põhja pool, Kambriumi settekivimeil lasuv savimoreen on tavaliselt tumehalli või rohekashalli värvusega ning suhteliselt väikese (peamiselt tardkivimilise) jämepurru sisaldusega. Moreenilasund on enamasti umbes 2 m paksune, kuid mattunud orgudes, otsustades seisreaktiivse profiileerimise üleskirjutiste järgi, võib see ulatuda 10–20 meetrini. Mõnevõrra suuremad paksused (10–15 m) on iseloomulikud samuti Pakri saarte rannanõlvadel paiknevatele moreenvallidele.

Suur-Pakri saare põhjapoolsel rannanõlval asub nn Suur-Pakri “konks”. “Konksu” on uuritud nii seisreaktiivse profilaatori, külgvaate sonari kui ka sukeldumistega (vt joonis 2.8). See kujutab endast ligi 40 m sügavusest merepõhjust kerkivat u 20 m kõrgust ja sajakonna meetri laiust ümberpööratud V-kujulist, lõunasse avatud 700–800 m pikkuste haaradega veidi atollilaadset seljakut. Rohkete tard- ja moondekividest rahnude ning munakatega kaetud vall lasub Tiskre liivakivist terrassi äärel. Ta koosneb kruusa, liiva ja munakaid sisaldavast hallist savikast aleuriidist. Ilmselt on tegu polügeneetilise glatsiaalse moodustisega, mille läänepoolse haru moodustab arvatavasti teiste Pakri väikevoortega ligikaudselt samasuunaline voor, idapoolse aga sellega liitunud otsmoreen. Suur-Pakri “konksust” vähem kui kilomeeter põhja pool u 40 m sügavuses vees lauge astangu äärel on veel teinegi umbes 1 km pikkune ebamäärase kujuga katkendlik otsmoreeni meenutav seljandik. Ka Väike-Pakri saare põhjapoolsel rannanõlval on jälgitavad Suur-Pakri omadele üsna sarnased moreenvallid-otsmoreenid.



Joonis 2.8. Suur-Pakri “konksu” ehitus. Lehekülg S. Suuroja sukeldumispäevikust
 Figure 2.8. The structure of Suur-Pakri “Hook”. A page from the diving diary of S.Suuroja

Glatsiofluviaalseid ehk liustikujõelisi setteid (fIII_{Jr3}) pole kaardistatud ala leitud, kuigi vägagi tõenäoliselt esineb neid mattunud orgudes, näiteks Kloostri oru (Suuroja jt, 1998) põhjasuunalises jätkus Pakri lahe põhjas.

Jääjärvelised (glatsiolakustrilised ehk limnoglatsiaalsed) setted (lgIII_{Jr3}). Balti jääjärve vaadeldakse (Vassiljev, Saarse, 2013; Donner, 1995; Björck, 1995 jt) kui umbes 14 000 aastat tagasi tänapäevase Balti mere lõunaosas taanduva liustikuserva ees alguse saanud enam-vähem ühtlaselt langeva veetasemega veekogu. Eesti ala noorima, Palivere servamoodustiste võõndini taganes mandrijää (ja ühtasi jääjärve serv) viimastel andmetel (Vassiljev, Saarse, 2013) umbes 13 300 aastat tagasi. See tähendab, et hinnanguliselt vabanesid Pakri saared jää alt 13 000 aasta eest. Balti jääjärve areng lõppes 11 650 aastat tagasi, kui mandriliustiku taandumisel Billingeni mäest Kesk-Rootsis põhja poole alan

jääjärve tase kiiresti umbes 25 meetrit, s.o maailmamere tasemeni (nn Billingeni katastroof). Väike-Pakri juures oli jääjärve veetase vahetult enne katastroofi umbes 88 m ümp.

Jääjärve setted on siin esindatud viirsavidega, mis Suur-Pakri (valdavalt kaardilehe piirest välja jäävas) kaguosas täidavad ilmselt moreeni pealispinna lohke. Ligi 1 m paksused hallikas- kuni ookerpruunid savid võivad olla selge, 1,5–5 cm paksuse viirkihilisusega (foto 2.11) Neis esineb (jäämägedest kukkunud?) jämedamat kruusa, nn *dropston'e*. Varvid on paksemad läbilõike keskosas, mis võib viidata jääserva ostsilleerumisele. Samas esineb ka esmapilgul kihitamata savi. Jääjärveline kompleks pakseneb ilmselt (on vähem kulutatud) Langgronne väina suunas. Kappa saarel/voorel on moreenile liibuva savi kihilisus kohati põhjustatud aleuriidikirmetest 6–8 mm järel.

Akvatooriumil on jääjärvelised setted esindatud aluspõhja ja moreeni struktuure liibuvalt jälgiva üsna ühtlase paksusega viirsavilasundiga, mis levib enamjaol kaardilehe territooriumist. Savid avanevad kitsa (vähem kui 1 km) vööndina Pakri saarte klindipoolsaare rannanõlval ja väiksemate laikudena kaardilehe põhjaosas aluskorra terrassi lael, samuti Neugrundi meteoriidikraatri ning Krassi “torni” ümbruses. Enamasti on viirsavilasund kaetud kas Antsülusjärve savide ja/või tänapäevaste meremudadega.

Viirsavilasundi paksus on tavaliselt 5–10 meetrit, kuid aluspõhja reljeefi nõgudes ja mattunud orgudes võib see tõusta 20 ja enama meetrini. Kaardilehe põhjaosas aluskorra terrassil “oinapeade” lael on viirsavisid kohati vaid 1–2 m või need puuduvad sootuks.

Viirsavilasund on oma ülemises osas hall kuni roosakasbeež ja alumises osas hallikasbeež sagenevate aleuriidi vahekihtidega. Piir lamava moreeniga on tavaliselt terav, kuid peegelduste iseloom seismogrammidel lubab oletada, et kohati on viirsavilasundi allosas ka mitme meetri paksune üleminekukiht, milles savi vaheldub aleuriidi mikrokihtidega. Viirsavide ülemisel piiril on tihti liiva või aleuriidi kiht, mida on seostatud Billingeni katastroofiga.

2.2. HOLOTSEEN

Holotseeni (pärastjääaegsed) setted on alal esindatud Balti mere erinevate staadiumide - Joldiamere (mIV_y), Antsülusjärve (IIV_{an}), Litoriinamere (mIV_{lt}), Limneamere (mIV_{lm}) ning vähesel määral soo- (bIV), järve- (IIV) ja tehnogeensete setetega (tIV). Mereseteteks on rahnud-munakad, kruus-veeristik, liiv, aleuriit, savi ja meremuda ning kontinentaalseiks – rahnud, munakad, kruus-veeristik, liiv, aleuriit, turvas ja järvemuda.

Balti mere erinevate staadiumide kõrgused (Jüri Vassiljevi mudeli järgi) on toodud Väike-Pakri saare kõrgema kirdeosa (16,9 m ümp vanematel kaartidel, 18,2 m uuel põhikaardil), Korsbackani kohta.

Tabel 2.2. Hilisglatsiaali ja Holotseeni setete stratigraafiline liigestus (Raukas jt., 1995; Walker jt, 1999, muudatustega)

Table 2.2. Stratigraphy of the late-glacial and Holocene deposits (modified after Raukas et al., 1995; Walker et al., 1999)

Ladestik	Ladejärk	Kronotsoon	Indeks	Indeks	Piiridefinitsoon (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	<i>Pinus-Betula</i>	<i>P-B</i>	I	Limneameri	4 000	4 500	
				SA2	2 000	<i>Betula-Pinus-Picea</i>	<i>B-P-Pc</i>	IIa				
				SA1	2 500	<i>Betula-Alnus</i>	<i>B-A</i>	IIb				
	Kesk-	Sub- Boreaal	SB	SB2	4 000	<i>Picea</i>	<i>Pc</i>	III	Litoriinameri			
				SB1	5 000	<i>Quercus</i>	<i>Q</i>	IV				
	Atlantikum	AT	AT2	6 500	<i>Tilia-Ulmus-Fraxinus</i>	<i>T-U-Fr</i>	V	Litoriinameri				
			AT1	8 000	<i>Ulmus-Corylus</i>	<i>U-Co</i>	VI					
	Alam-	Boreaal	BO	BO2	8 500	<i>Pinus-Alnus</i>	<i>P-A</i>	VII	Antsülus järv			
				BO1	9 000	<i>Pinus - Betula - Corylus</i>	<i>P-B-Co</i>	VIII				
		Pre- Boreaal	PB	PB2	9 500	<i>Pinus - Betula</i>	<i>P-B</i>	IXa				
PB1	10 000	<i>Betula</i>	<i>B</i>	IXb								
Pleistotseen	Ülem-	Sub-Arktikum	DR3	DR3	10 800	<i>Artemisia-Betula nana</i>	<i>Ar-Bn</i>	X	Balti jääjärv	10 300	11 650	GS-1
				ALb	11 300	<i>Pinus</i>	<i>P</i>	XIa		12 650	GI-1a	
	Allerod	AL	ALa	11 800	<i>Pinus-Betula</i>	<i>P-B</i>	XIb	13 900	GI-1b			
	Kesk-Dryas	DR2	12 200	<i>Artemisia-Chenopodiaceae</i>	<i>Ar-Ch</i>	XIIa	14 050	GI-1c				
									GI-1d			

Joldiamere setted (mIV_y). Joldiameri oli regressiivse iseloomuga veekogu Balti mere pärastjääaegse arengu alguses, 11 650–10 700 kalendriaastat tagasi, pärast nn Billingeni katastroofi. Tema kõrgeim veetase alal oli 63 m. Kuigi mereks kutsutud, iseloomustab riimveeline fauna ja flora vaid lühikest, vähem kui 200-aastast ajalõiku selle keskel (Svensson, 1989; Björck, 1995; Heinsalu, 2001), umbes 11 300–11 060 kalendriaastat tagasi, kui kliima lühiajaline jahenemine, nn Pre-Boreali ostsillatsioon, vähendas ilmselt Balti merre voolava jääsulavee hulka.

Pakri saartel Joldiamere setteid ei leidu. **Akvatooriumil** peetakse Joldiamere ealiseks Balti jääjärve viirsavidel põiksusega lasuvat kuni 1 m paksust, mõneti ähmase mikrokihilisusega pruunikashalli kuni hallikaspruuni aleuriidika savi kompleksi. Esineb läbilõikeid, kus alumine osa koosneb aleuriidist ja ülemine savist, milles esineb peendisperse hüdrotroiliidi (kolloidse FeS) üksikuid suletisi. Joldiamere lõpp ei väljendu meresetetes eriti selgelt, kuna settimistingimused ja elustik olid sarnased järgneva, Antsülsjärve alguse omadega. Nii Joldiamere kui Antsülsjärve setete kitsad avamusalad akvatooriumil – ekspositsioonist sõltuvalt sügavustel alla 20–50 m amp – on seotud eelkõige veeluste kõrgendike nõlvadega, kus nad pole hoovuste poolt kulutatud ega ka nooremate setetega kaetud ning on kaardil kujutatud koos.

Antsülsjärve setted (IIVan). Isostaatilise maakerke tulemusena katkenud Balti mere ühendus maailmamerega põhjustas suure mageveelise veekogu – Antsülsjärve – tekke ning transgressiooni väljavoolu-isobaasist kõrgemal. See kulmineerus umbes 10 300 aastat tagasi kõrgusel ligi 42 m ümp. Antsülsjärve setetele on iseloomulik mageveelise molluskifauna (*Bithynia tentaculata*, *Lymnaea (Radix) ovata*, *Ancylus fluviatilis*) esinemine. Staadium lõppes tõenäoliselt küllalt järsu regressiooniga ning soolase merevee sissetungiga läbi Taani väinade Balti merre umbes 9 000 aastat tagasi (Björck, 1995 jt). Pakri saartel pole Antsülsjärve setted säilinud. **Akvatooriumil** avanevad nad sajakonna meetri laiuse vööna Pakri saarte klindipoolsaare ja Krässgrundi klindisaare rannanõlval ning kaardilehe kirdeosas aluskorra terrassi lael. Väiksemaid avamusalasid on aluspõhjaliste kergete (Neugrundi meteoriidikraatri ringvall ja pangaskergete vöönd jne) lael. Valdaval osal kaardilehest katavad Antsülsjärve savisid kaasaegsed, st Litoriina- ja Limneamere mudad. Raskustoruga proovides on saadud Antsülsjärve savi kuni 5 m paksusi läbilõikeid. Seismoakustilise profileerimise andmetel on kaardilehe keskosa mõningates läbilõigetel Antsülsjärve savilasundi paksus samuti kuni 5 meetrit, kuid jääb enamasti sellest allapoole.

Antsülsjärve setted on esindatud ebaselge kihilisusega musta või tumehalli, harvem pruunika saviga, milles on hüdrotroiliidi suletisi ja vahekihte. Hüdrotroiliidi esinemine ongi Antsülsjärve setete põhiliseks tunnuseks akvatooriumil. Mõningates läbilõigetel sisaldab pruunikashall savi nii üksikuid hüdrotroiliidi suletisi kui ka kuni 15 cm paksuseid aleuriidi vahekihte. Antsülsjärve setete alumine piir on üleminekuline, ülemine aga terav. Seda markeerib enamasti kuni 1 m paksuse sinakashalli või helesinise massiivse, peeneid püriidi kerakesi sisaldava savi kiht.

Litoriinamere setted (mIVlt). Litoriinameri oli kõrgeima soolsusega etapp Balti mere arengus, mida näitab nii iseloomulik molluskifauna (*Littorina littorea*, *Littorina saxatilis*, *Cerastoderma glaucum* jt) kui ka soolalembesed ränivetikad. Pärast Balti mere ja maailmamere ühenduse taastumist läbi Taani väinade alanud veetaseme tõusule maksimumiga 8 000–7 800 aastat tagasi (Grudzinska jt, 2012; Saarse jt, 2010), teistel andmetel (Rosentau jt, 2011, 2013) umbes 7 300 aastat tagasi järgnes veetaseme pidev alanemine ja merevee magestumine koos sellest põhjustatud faunamuutustega. Litoriinamere kõrgeim tase ulatus Pakri saarte juures 24 m üle tänapäevase merepinna, st saared jäid siis 10 ja enam meetrit vee alla. Alles vahetult Litoriinamere staadiumi lõpus hakkas Väike-Pakri kõrgeimas kohas, Korsbackanil (*Kora-backan*), vee alt paistma tänapäevase Krassi saare sarnane (foto 2.12) esimene klibulaiuke.

Limneamere setted (mIVlm). Traditsiooniliselt loetakse Limneamere alguseks mageveelise molluski *Lymnaea (Radix) ovata* immigratsioonist järjest magedamaks muutuva Balti mere rannikuvetesse. Eestis algas see umbes 4 400 kalendriaastat tagasi. Selle ajaga on Väike-Pakri saar kerkinud ligi 14 meetrit. Suur-Pakri saar hakkas merest tõusma paar tuhat aastat hiljem. Umbes 3 200–3 100 kalendriaastat tagasi ilmus algul ajutine, kuid järjest laienev laid kaardilehe lõunapiiril, Suurkülast edelas. Suur-Pakri hakkas ulatuslikust veelusest madalikust päris saareks muutuma 1 800–1 700 kalendriaastat tagasi, kui meri hakkas murrutama klindiastangut saare põhjatipu – Põõsasneeme (*Busk-*

skotän; Bysshytten; Pusk-skotän) – lähistel, ning sinna ilmus teine suurem, kiiresti piki astangupealset itta laienev laid.

Tänapäeval glatsioisostaatiline maakerge jätkub, kuid Pakri saarte kasvutrend on kiiresti kahanemas. Priit Pihlaku teatel on Maa-ameti geodeesia osakonna Geodeetiliste Punktide Andmekogu andmetel Suurupi (uues) GNSS püsijaamas SUR4 ellipsoidikõrguse kerge nädalaste arvutuste tulemusel ajavahemikus 2007-2013.a. 3,5 mm/a. *NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration: <http://www.nesdis.noaa.gov/>)* andmetel aga on Balti mere tase viimase 20 aasta jooksul tõusnud keskmiselt 2,7 mm/a. Seega on Loode-Eesti suhteline maakerge, mis veel hiljuti oli üle 2,5 mm/a (vt Kall, 2008), praegu ligikaudu (parandusi arvesse võtmata) 3 korda väiksem ja meretaseme kiireneva tõusu tõttu ilmselt kahaneb veelgi.

Limneamere setted on koondunud Pakri saarte paeplatoo kõrgemale põhjaservale ning lainetusele enam avatud välisservadele; klindiastangu ees levivad vaid harvad õhukesed klibusiilud koos moreenist välja pestud munakate ja rahnudega (fotod 4; 13; 2.5; 2.8). Rannamoodustiste 25–600 m laiune kohati kompaktne, kohati hõre “peenpitsiline” süsteem tuleb hästi esile varjutatud reljeefi kaartidel ja, eriti, aerofotodel (vt fotod 2.13; 2.14), kuid geoloogilise baaskaardi 1:50 000 mõõtkavas pole neid võimalik väga detailselt kujutada. Tüsedamate (1–4 m) setetega põhjaosa läbilõige koosneb tüüpiliselt otse paepinnal lasuvast umbes 2 m paksusest allapoole järjest peenemast karbonaatsest kruusveeristikust ja veeristikkruusast (fotod 2.5; 2.12; 2.15), milles, eriti allosas, esineb karbidetriiti või näiteks diktüoneemakilda purdu sisaldava kruusliiva 10–20 cm paksuseid vahekihte. Mõnikord on läbilõige diferentseeritum, koosnedes (alt üles) 0–50 cm paksusest liiva ja kruusa täielisest tardkivimilisest munaka- ja rahnukihist (vt foto 2.16), mida katab tavaliselt samuti vähem kui 0,5 m paksune rohkelt karbidetriiti sisaldav liiva või aleuriitliiva kompleks ning seejärel umbes 2 m paksune erinevalt kulutatud karbonaatse klibu (veeristikkruus). Klibu ümardatus (vt fotod 2.17 ja 2.18) sõltub rannanõlvalt kaasahaaratud setete – paetükkide – piki- või ristirände osatähtsusest konkreetses kohas.

Saarte lõunaosas (foto 2.19) suureneb liiva ja väheneb veeriste osatähtsus settematerjalis. Setted on muutlikumad nii pindalaliselt kui vertikaalselt, mõnikord on hoopis läbilõike ülaosa peenem kui alaosa. Võimalik, et kohati on läbilõikes säilinud ka Balti mere vanemaid (Litoriinamere ja Antsülusjärve) setteid. Setete maksimaalne paksus pole teada, kuid ilmselt ei ületa samuti 3(4) m.

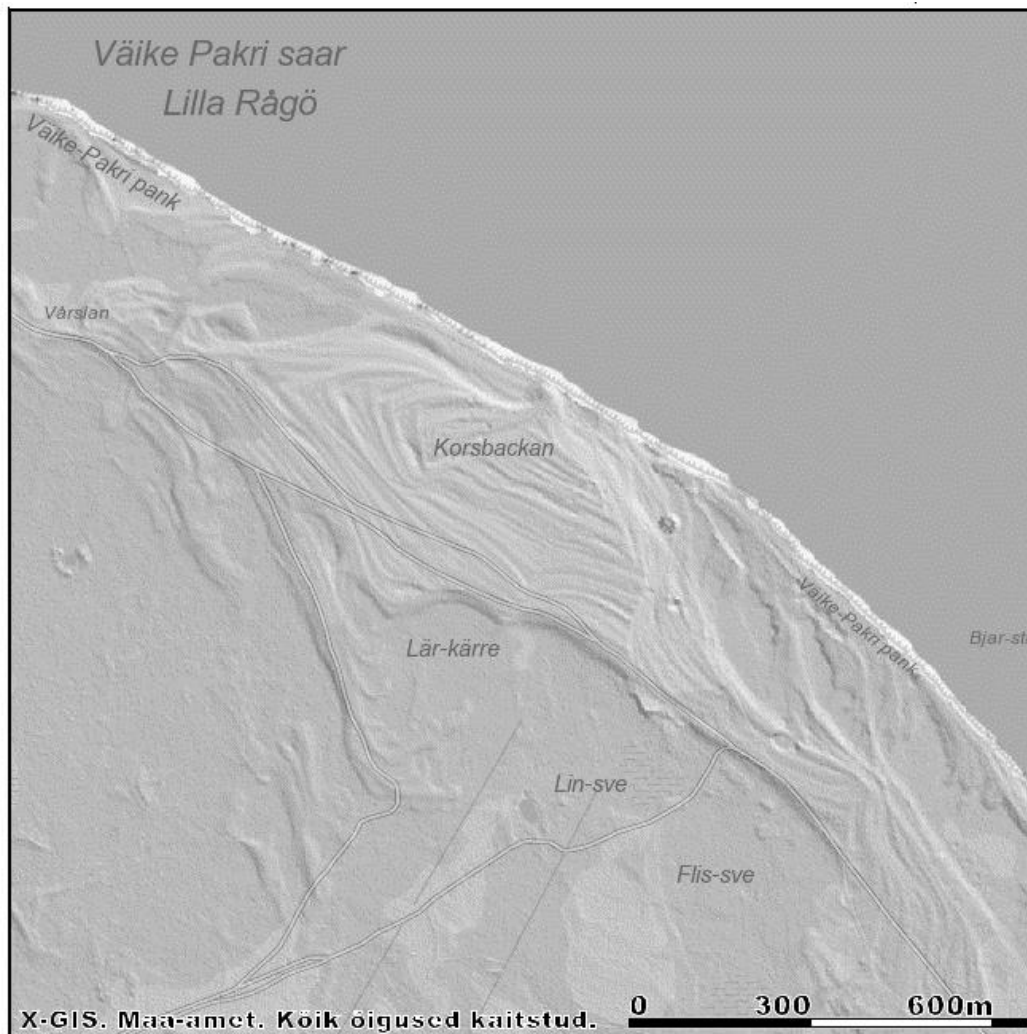
Akvatooriumil vaadeldakse Limneamere setteid koos Litoriinamere setetega, sest nende eristamine, eriti seisreaktiivse sondeerimise profiilidel, ei ole võimalik. Üldjuhul nimetatakse seda lasundit kaasaegseks mudaks või saviks. Valdavalt on tegu roheline või rohekashalli savikas-aleuriitse mikrokihilise muda lasundiga, mis sisaldab umbes 2% orgaanilist ainet. Lasundi alumine piir on terav, tähistatud katkestuspinna ning liivakate kihtidega.

Kaasaegne muda lasund katab enamjao (kuni 75%) kaardistatava ala merepõhjust. Raskustoruga proovimisel on saadud mudalasundi paksuseks kuni 11 m, tavaliselt jääb see 5 m piirimaile. Kõrgsagedusliku (sagedusega üle 1 kHz) seisreaktiivse profileerimise meetodiga ei ole võimalik kaasaegse mudalasundi paksust määrata, sest orgaanikat sisaldavas mudas leiduva gaasi tõttu ei peegeldu signaal tagasi (Suuroja jt, 2012). Neugrundi kraatrilal tehtud madalsagedusliku (sagedusel 250–500 Hz) seisreaktiivse sondeerimise andmetel ulatus kaasaegse mudalasundi paksus väliskraatrit ümbritsevatel vagumustes kohati kuni 50 meetrini.

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-aleuriitse muda kiht. Kohati sisaldab see väävelvesinikku, rannikulähedastes piirkondades orgaanikat ja karbidetriiti. Küllalt tavaline on, seda eriti rannanõlval ning veealuste kõrgendike lagedel, et

lamavaid erivanuselisi kihte katab õhuke, tavaliselt kuni mõnekümne sentimeetri paksune, osalt jäänuksseteist liiva, moreeni avamusel ka kruusa ja veeriste kiht.

Mõneti ei sobi eespoolkirjeldatud ja arvestatud Litoriina- ja Limneamere üldlevinud ühtlase arengu konteksti juba varemmainitud (kunagine) Korsbackani laid Väike-Pakril. Varjutatud reljeefi kaardil (joonis 2.9) on hästi näha, et 12–16 m ümp kõrgusvahemikus on kulutatud terve kunagise laiü launa(ida)ots ning Litoriinamere-aegsete kontsentriliste kontsentreeritud vallistike asemel hakkas moodustustuma “hõre” vallide ja maasäärte süsteem. Sellise reorganiseerumise põhjus pole teada. Väga tõenäoliselt pole tegu ühekordse tormikahjustusega. Esiteks on ära kantud vallistik liiga ulatuslik, umbes 400 m lai, teiseks kaitseb Korsbackanit (maismaa poolt puhuva) ida- või kagutuule eest hästi vaevalt 4 km kaugusel asuv kõrge Pakri poolsaar. Kindlasti on siin põhjust otsida/uurida analoogilisi kohti ka teistel Eesti põhjaranniku rannalõikudel. Selline ulatuslik kulutus peaks kuidagi väljenduma ka meresetetes.



Joonis 2.9. Korsbackani piirkonna (Väike-Pakri) varjutatud reljeefi kaart

Figure 2.9. Shaded relief of Korsbackan, Väike-Pakri Island, revealing the erosion of sediments at the beginning of Limnea Stage of Baltic Sea

Soo- (bIV) ja järvesetted (IIV). Ehkki Lindgreni jt järgi (Kink, 1998) tähistab suur osa pinnavormidega seotud vanu Rootsi kohanimesid Pakri saartel just madalaid liigniiskeid kohti, on viimastega seotud setted ometi piiratud levikuga. Ajutine pinnavesi võib koguda igasse alvari lohku (foto 2), aga püsivama veekihiga on õhukese, kuid ometi mõnevõrra vettpidava moreenikihiga

vooderdatud aluspõhja nõokesed. Sellistes ajutistes või püsivamates kinnikasvavates järvikutes pole meie andmetel järvemuda, mudast turvast või turvast üle 50 cm. Nagu nimigi vihjab, eraldati Suur-Pakri suurim järvik Lihlviki (Väikelahet) alles hiljuti teetammiga lahesopist (vt foto 2) ning järvemuda pole seal jõudnud piisavalt kaua kuhjuda. Isegi Väike-Pakri suurima järviku, Suurjärve (*Storräske*) servas avaneb aluspõhi kohe molluskeid sisaldava poole meetri paksuse eriteralise liiva kihi all. Oma nime õigustab ainult Süvasoo (*Djupmosan*) Väike-Pakri põhjaosas, kus umbes 10 cm paksusel järvemuda kihil lasuva madalsooturba paksus on üle 1,2 m.

Veidi liialdades võiks **tehnogeensete setetena (tIV)** vaadelda suurt osa Pakri saarte pinnakattest – niivõrd on see pommitamise ja kindlustuste rajamisega segi pööratud (fotod 6; 2.22), veel pole ära veetud ka kogu militaarset risu. Samas jääb ka pommiäugust välja paiskunud lubjakiviklibu siiski klibuks ning nii ongi kaardilehel (vähegi mõõtkavaliste) inimtekkeliste setetena näidatud vaid saari ühendavat tammi (fotod 2; 3). Militaarset päritolu seegi.

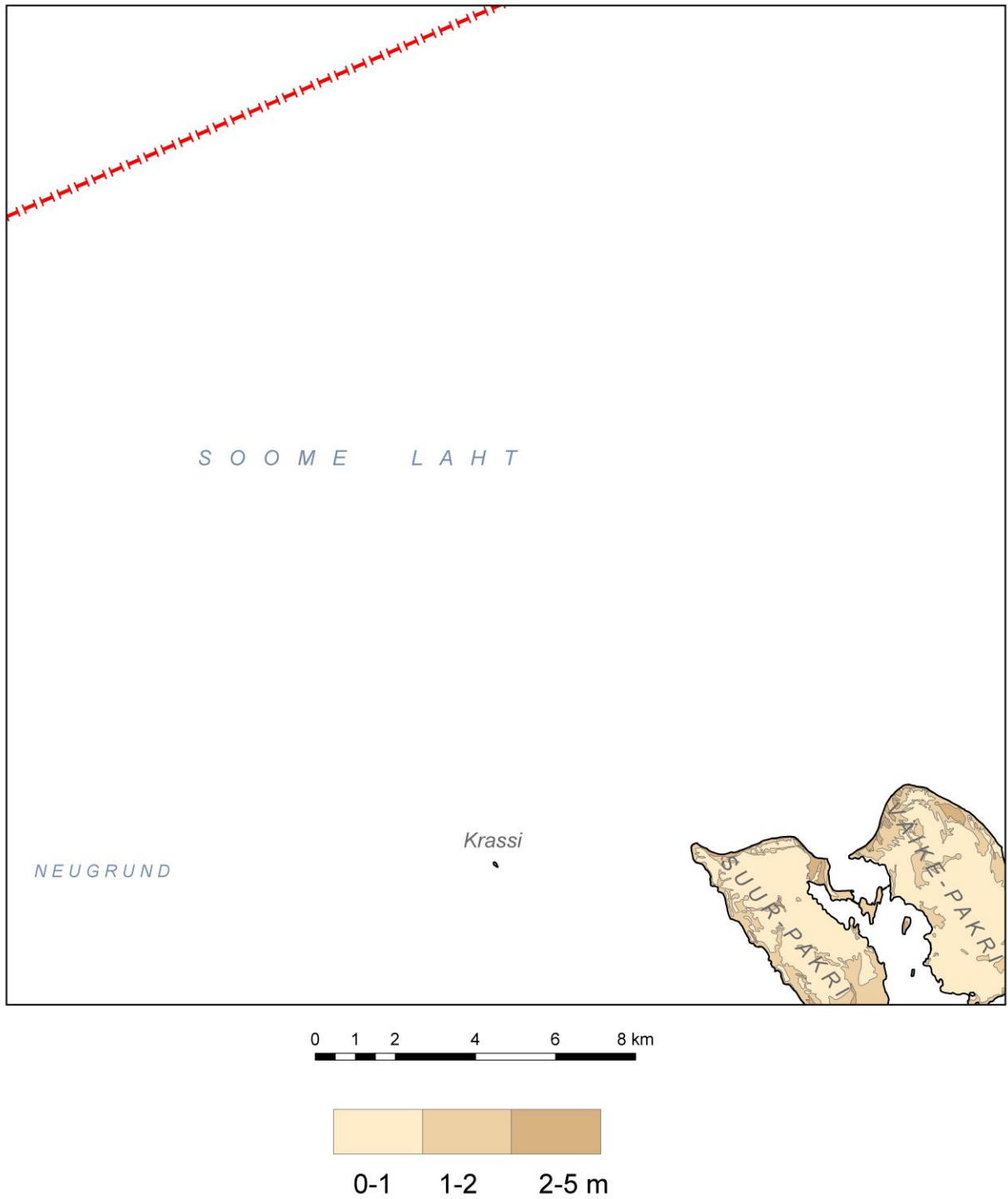
Eraldi tuleb mainida Pakri saartele iseloomulikku settetüüpi, mida baaskaardi mõõtkava siiski ei luba kaardil näidata. Tegu on **nõlvasetete (cIV)** eriliigi – raskusjõu põhjustatud varingute ja aluspõhjalihete setetega (Miidel ja Raukas, 2005). Nende tekkele aitab kaasa aluspõhja lõhelisuse, lõhedesse tungiva vee külmumis-sulamistsükli ning panga jalamit murrutava lainetuse koosmõju. Varingud on eriti levinud Väike-Pakril, ääristades mõne kuni kümnekonna meetri laiuse ribana suuremat osa klindiastangust (fotod 11–15; 16–18). Läbilõike muutlikkus, eelkõige Leetse kihistu kergesti kulutatavate pehmete glaukoniitliivakivide esinemine selle allosas, soodustab siin hiiglaslike lubjakivipangaste eraldumist, astangu sobiv kõrgus aga nende kukkumist-vajumist klindiastangu jalamile. Sileda, tihti mere poole kaldus pealmise pinnaga Vao kihistu kõvast ehituslubjakivist (hiid)pangased “töötavad” efektiivselt lainemurdjatena, takistades klindi edasist taganemist. A. Öpik (1927) kirjeldas Väike-Pakri põhjatippu piltlikult kui viikingilaeva, mida kaitsevad kandilised kilbid, ja nimetas pankranna sellise arenguetapi (Väike-)Pakri (*Rogö*) staadiumiks. Madalam, kivimiliselt ühtlasem ja vähem järsk (astangulisem) Suur-Pakri pank, kust varisevad korrapäraselt väiksemad lubjakivirahnud, mille meri kiiresti kulutab, on oma arengus Osmussaare (*Odensholm*) staadiumis (fotod 4; 2.5; 2.8).

Jõe- (aIV) ja **tuulesetted (vIV)** alal puuduvad.

2.3. PINNAKATTE PAKSUS

Pinnakatte paksuse kaart (joonis 2.10) on saadud tänapäevasest reljefist aluspõhja reljefi (joonis 1.3) lahutamisel, kasutades marsruutide käigus kogutud ligi 400 paljandi ja vaatluspunkti andmeid.

Saarte põhjaservas, klindiastangu jalamil, on pinnakate kulutatud. Astangu serva ääristab 1–3(4) meetri paksune rannaterrass. Vallistike taga (lõunaküljel) algab mõlemal saarel ulatuslik kulutustasandik, kus pinnakate puudub täiesti või on esindatud vaid õhukese mullakihiga. Pinnakate on vähem kui meetri paksune enam kui 60%-l Suur-Pakrist ja isegi ligi 75%-l Väike-Pakrist. Alvariala liigestavad vaid üksikud endised laiukesed, needki enamasti liiga väikesed kaardi mõõtkavas näitamiseks. Pinnakatte paksus suureneb mõnevõrra saarte, eriti Suure-Pakri, (kunagisele lainete murrutusele) varjatumas lõunaosas. Ulatudes rannaterrassi kõrgemates/paksemates osades kohati 2–3(4) meetrini, jääb see enamasti siiski 0,5–2 m vahemikku.



Joonis 2.10. Pinnakatte paksus
 Figure 2.10. Thickness of Quaternary deposits



Foto 2.1. Merepõhja sondeerimine Pakri saarte vahelises väinas – sundis

Photo 2.1. Challenges in sampling in the strait between the Pakri Islands ...



Foto 2.2. See pole järv ega allikas, vaid vaatluspunkt metsatukas Suur-Pakri saarel 2012. a. suvel

Photo 2.2. ... and on the Suur-Pakri Island during the rainy summer of 2012.



Foto 2.3. Tüüpiline pilt Suur-Pakri läänerannikult: madalas vees paljandub savikas lubjakivi (pane tähele taimi aluspõhja lõhedes), veepiiril on lainete murrutusest säilinud veidi moreeni ...

Photo 2.3. A typical view from the western coast of the Suur-Pakri Island with outcropping limestone in the shallow water (note the plants growing along joints), with a narrow strip of till on the waterline ...



Foto 2.4. ...millele on kõrgemal kuhjunud klibune rannavall

Photo 2.4. ...covered landward by a ridge of carbonate shingle



Foto 2.5. Suur-Pakri põhjarannik

Photo 2.5. Northern coast of the Suur-Pakri Island



Foto 2.6. Rahnuriba markeerimas Suur-Pakri veealuse kulutuslava ja rannanõlva piiri

Photo 2.6. Accumulation of erratic boulders on the toe of shoreface on the Suur-Pakri Island



Foto 2.7. Kivine alvar Väike-Pakri edelarannikul

Photo 2.7. Erratic boulders on the limestone plateau on the Väike-Pakri Island



Foto 2.8. Suur-Pakri Põhjaranna rahnu on serviti sättinud ajujää

Photo 2.8. The Põhjaranna ("Northern coast") boulder has been budged by onrushing ice



Foto 2.9. 4,5 m kõrgune Väike-Pakri Suurkivi

Photo 2.9. One of the two (almost) gigantic boulders on the Pakri Islands with a circumference of over 21 m – Väike-Pakri Suurkivi (“Big Boulder”)



Foto 2.10. Moreeni paljand (ja kormoranid) Bjärgronne voorjal laiul

Photo 2.10. The Bjärgronne Islet is probably a drumlin. Note the outcrop of sandy till in the foreground, and cormorants on the background



Foto 2.11. Viirsavi Suur-Pakri
lõunaosas
*Photo 2.11. Late-Glacial varved clay
from the Suur-Pakri Island*



Foto 2.12. Krassi saar
Photo 2.12. The Krassi Islet



Foto 2.13. “Pitsilised” rannavallid ja Lihlviki järvik Suur-Pakri kirdeosas
Photo 2.13. An aerial view on the beach ridges and the Lihlviki Lakelet on the Suur-Pakri Island



Foto 2.14. Õhuvaade Suur-Pakri loodetipu rannamoodustistele ja järvikutele
Photo 2.14. An aerial view on the Cape Albesäurn of the Suur-Pakri Island



Foto 2.15. Suur-Pakri kirdeosa klibused rannavallid

Photo 2.15. Beach ridges on the northeastern shore of the Suur-Pakri Island



Foto 2.16. Rannasetete alumise osa moodustavad tihti tardkivimunakad ja -rahnud

Photo 2.16. Boulders in the bottom part of coastal deposits



Foto 2.17. Väheümaratud jämedast klibust rannavall Suur-Pakri loodetipus
Photo 2.17. A beach ridge of angular coarse clasts on the Suur-Pakri Island

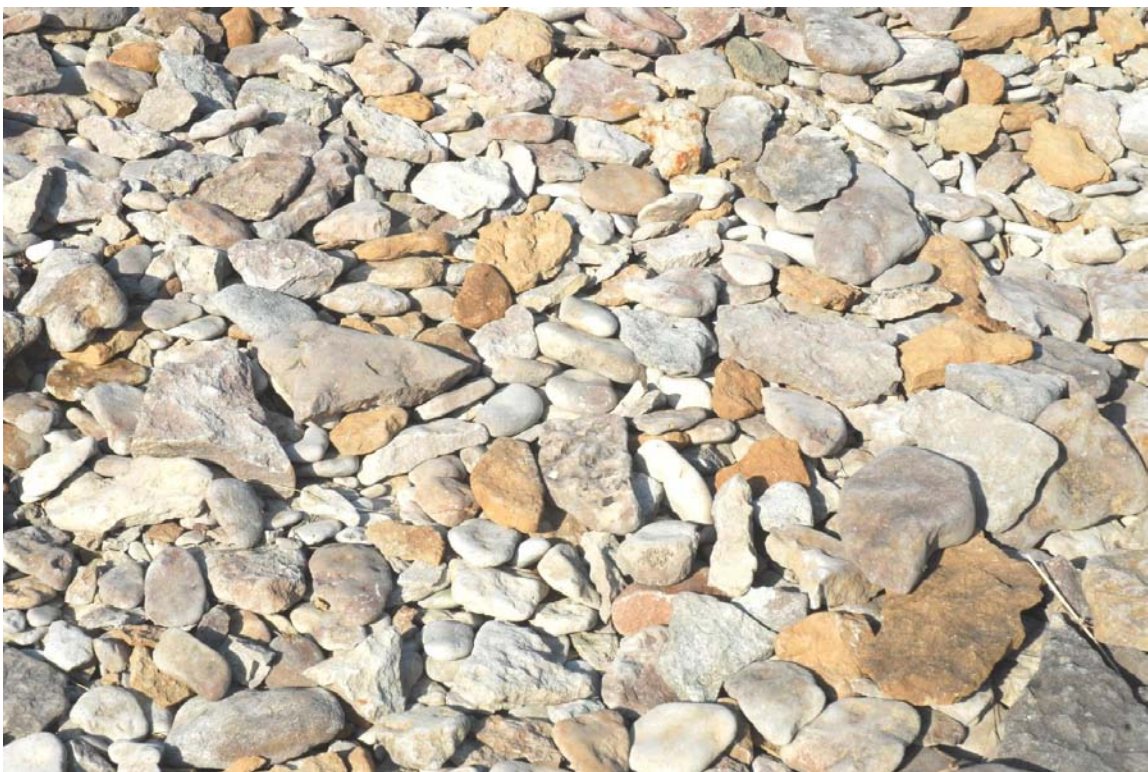


Foto 2.18. Väga erinevalt ümaratud klibu on tekkinud setete piki ja ristirände koosmõjus
Photo 2.18. Unevenly rounded shingle indicating various directions and distances of transport of individual cclasts



Foto 2.19. Rannaastang Suur-Pakri lõunaosa suhteliselt liivastes meresetetes

Photo 2.19. A scarp in the sandy-gravelly coastal deposits of the Limnea Sea, Suur-Pakri Island



Foto 2.20. Soostuv alvariala Väike-Pakri saarel

Photo 2.20. A wet meadow on the bedrock of the Väike-Pakri Island



Foto 2.21. Lihlviki järvik Suur-Pakril oli veel hiljuti lahesopp

Photo 2.21. The Lihlviki Lakelet on the Suur-Pakri Island has been a bayhead until recently



Foto 2.22. Pommitamise jäljed Suur-Pakri alvarialal

Photo 2.22. Traces of military exercise bombing on the Suur-Pakri Island

3. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS

Hüdrogeoloogiline ja põhjavee kaitstuse kaart on koostatud suures osas varasemate selle piirkonna keskmise- ja suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise materjalide põhjal (Suuroja jt 1998, Meriküll jt 1993, Kala, Eltermann 1969). Faktilise materjali poolest oli oluliseks tööks Pakri saarte pinnakatte, hüdrogeoloogilise ja põhjavee reostuskaitstuse kaardi koostamine (Pakri saarte..., 1997). Viimaste põhjal ilmus järgmisel aastal ka trükiväljaanne (Kink, 1998). Kuna saared olid aastakümneid uurijatele suletud, pole seal tehtud varasemaid veealaseid uurimistöid. Pakri saartel ei paikne tarbepuurkaeve ega seirekaeve ja hüdrogeoloogiline andmestik pärineb nelja uuringupuuraugu lühiajaliselt katsepumpamiselt (Perens, Suuroja, 2010). Arvestades ka Väike-Pakri saare nelja salvkaevu ja allikaimbe alasid klindil, on veepunktide tihedus ligi 0,5 punkti 1 km² kohta.

Kaartide koostamisel oli aluseks geoloogilise kaardistamise juhend (Juhend..., 2013), mis tugineb rahvusvahelisele tugilegendile "Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend" (Struckmeier, Margat, 1995) ning Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1:400 000 (Perens, 1998) ja Eesti põhjavee kaitstuse kaardi (Perens, 2001) legendidele. Hüdrogeoloogilisel kaardil on kujutatud põhiliselt kivimite kollektoromadusi ja nende veeandvust.

Ala paikneb Harju alamvesikonnas ning kuulub hüdrogeoloogiliselt Balti arteesiabasseini. Põhjavesi esineb aluspõhja ja kristalse aluskorra kivimeis. Suurima mahu ja levialaga neist on aluspõhja kivimitega seotud põhjavesi. Vooluvetest on vaid Väike-Pakril kaks oja, millede vooluhulk mõõtmise ajal oli 2,0 kuni 2,5 l/s (Kink, 2000). Küll aga moodustub mõlemal saarel peale vihmaperioode arvukalt ojasid ja niresid, mis endale mere poole teed leiavad. Kummalgi saarel on pommilehtreisse või kaitsekraavidesse moodustunud kümnekond järvikut ja tiiki. Mitmed järvikud (vadid rootsipäraselt) on ajutise iseloomuga (foto 3.1).

Ala hüdrostratigraafiline liigestus on toodud tabelis 3.1. Hüdrostratigraafiline liigestus põhineb digitaalse geoloogilise kaardistamise juhendi (Juhend..., 2013) seletuskirjal.

Maapinnalt esimene aluspõhjaline veekiht esineb Ordoviitsiumi karbonaatseis kivimeis. Sügavamal lasuvad poorsed terrigeensed kivimid ja neis esineva mõnevõrra kõrgendatud mineraalsusega (saarte põhjaosas) vee liikumiskiirus on väike. Aluskorra lähedes esinev kõrgendatud mineraalsusega vesi on praktiliselt liikumatu.

Kui põhjavee kiht on suhteliselt homogeenne ühik, siis veekompleksi all mõistetakse fatsiaalselt ja aineliselt kirjut, valdavalt ühte liiki veeläbilaskvusega, kuid erinevate filtratsiooniomadustega kihindit. Veepidemetena eristatakse kihte, mille transversaalne filtratsioonikoefitsient (K) on väiksem kui 10^{-2} m/d. Tegelikult veevarustuse seisukohalt eristatakse piisavalt vettandvaid veekihte ning veekomplekse (kaevude valdav erideebit $q > 0,1$ l/(s×m) ehk > 10 m³/d, $K > 1$ m/d) ning nõrgalt vettandvaid veekihte ja veekomplekse ($q < 0,1$ l/(s×m), $K < 1$ m/d). 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 ristuvus (transversaalses) suunas ning nendega paralleelses (lateraalses) suunas (Perens, Vallner, 1997) ja selle mõõtühikuks on m/ööpäevas (m/d).

Kvaternaari veekompleksi pole võimalik välja eraldada, kuna püsivat põhjavett pinnases ei ole.

Tabel 3.1. Hüdrostratigraafiline liigestus (Perens, Vallner, 1997; Perens, 1998, muudatustega)
 Table 3.1. Hydrostratigraphical units Perens, Vallner, 1997; Perens, 1998, modified)

Regionaalne strat. skeem	Kohalikud ühikud	Hüdrogeoloogilised stratonid			Valdav pak-sus, m	Vee-tase maa-pin-nast, m	Deebit, l/s	Alan-dus, m	Erideebit, l/s×m
		Ladestu	Kihistu	Veekompleks					
Kvaternaar (Q)	Järva			jääjärveline savi (lgQ _{III})	<1				
				glatsigeensed setted (gQ _{III})	1				
Ordoviit-sium (O _{2,3})		Siluri-Ordoviit-siumi (S-O)	Siluri-Ordoviit-siumi liigestamata (S-O)		6-14	1-5			0,01-0,1
				(O ₁₋₂)		Ordoviit-siumi veepide (O)	8-9		
Kambrium (Ca ₁)	Kalla-vere	Ordoviit-siumi-Kambriumi (O-Ca)	Ordoviit-siumi-Kambriumi (O-Ca)		25-30	1-7	< 1	10	0,1
	Tiskre								
	Lükati Lon-tova			regionaalne veepide (Ca _{1lk} -Ca _{1ln})	50				
Ediacara (Vend-V ₂)	V ₂ kr	Kambriumi-Vendi (Ca-V)			80	5-10			0,5-1 (5)
Paleoprotero-soikum (PP)			Aluskorra murene-miskooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi (PP)		6-10	ca 10	0,06	10	< 0,01
				lõhedeta aluskord (PP)					

3.1. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA VETTPIDAVAD KIHID

Siluri-Ordoviit-siumi veekompleks (S-O) levib mõlemal saarel, hõlmates praktiliselt kogu 6–14 m paksuse paelasundi. Kuna Siluri kivimid kaardilehe piires puuduvad, kasutatakse edasises tekstis nimetust Ordoviit-siumi veekompleks. Veekompleks on survetu. Aeratsioonivöö paksus ulatub saarte põhjaosas 5 meetrini, lõunaosas umbes 2 m. Veekompleksi toitumine on eranditult kohalik, mistõttu veetase sõltub otseselt ilmastikutingimustest. Põhjavee tase saartel jälgib maapinna reljeefi. Veetaseme absoluutkõrgus on suurim saarte kesk- ja lõunaosas (2–3 meetrit ümp) ning veepind langeb meretasemeni rannikul. Süvapuuraugu SP2 puurimisel mõõdeti lubjakivikompleksis veetasemeks 4,55 m maapinnalt, puuraukudes SP1 ja SP3 vastavalt 0,8 ja 1,65 m (Kotenjov, 2009).

Lubjakivilasundi veandvus on saartel katseliselt määramata. Käesolevas töös juhend (Juhend..., 2013) veekompleksi liigestamist ei nõua ning Ordoviit-siumi veekihte vaadeldakse liigestamata kompleksina.

Puurimistöõde käigus (Kotenjov, 2009) märgiti Pakri kaardilehe hüdrogeoloogilise läbilõike puuraugu SP4 puhul, et kogu lubjakivide intervall oli veetu. Kirjeldada mõlema saare põhjaosa veetute

lubjakivide alana ei luba aga kummagi saare allikaimbed klindil. Puurkaevude erideebit jääb ilmselt vahemikku 0,01–0,1 l/s meetri alanduse kohta. Suurem on veeandvus saarte lõunaosas, väiksem põhjaosa kõvikuil, kus erideebit võib olla alla 0,01 l/s meetri alanduse kohta. Kuna saarte põhjaosas jääb küllastusvöö tusedus alla 5 m, pole võimalik suurte alanduste tõttu erideebitit pumpamiskatsega määrata. Kaudselt kinnitab põhjaosa veevaesust ka kunagiste külade paiknemine saarte lõunaosas.

Karbonaatses kompleksis on vesi mage, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ - tüüpi kaardilehe lõunaosas ja $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ -tüüpi rannikul, mineraalainete üldsisaldusega 0,4–1 g/l. Suurem on põhjavee mineraalsus põhjaosa paekõvikuil ja rannikul. Üle 1 g/l põhjavee mineraalsuse ala on veeproovide puudumisel eraldatud välja saarte põhjapiiril, arvestades Pakri kihistu liivalubjakivide (lubiliivakivi-täiteliste soontega) avanemist merevee piiril ja kihtide lõunasuunalist kallakust. Vesi on keskmiselt kare või kare (3,5–7 mg-ekv/l) ning rauasisaldusega kuni 0,5 mg/l. Ordoviitsiumi veekompleks on praegu ainsaks eratarbijate veevarustuse allikaks.

Kuivad raulaigud klindil on enamasti seotud Pakri kihistu püriidistunud katkestuspindadega (iseloomulikud ka Osmussaarele). Pakri saartest läände jääva väga väikese Krassi saare paelasund avaneb veealuse astanguna (Suuroja jt, 2010b, tabel 5.1), mistõttu seal on ilmselt tegemist soolaka kuni soolase põhjaveega.

Ordoviitsiumi veepideme moodustavad Varangu kihistu bentoniitsavid ja Türisalu kihistu diktüoneemakilt ja traditsiooniliselt ka Toila kihistu glaukoniitlubjakivid koos lamamiks oleva glaukoniitliivakiviga tusedusega 8–9 m. Veepideme transversaalne filtratsioonikoefitsient kõigub suurusjärgudes 10^{-5} – 10^{-3} m/d (Suuroja jt, 2010b). Saarte põhjapiiril avaneb see veepide maapinnale ja vettpidavaks on siin vaid argilliit (diktüoneemakilt) 5 kuni 5,5 m tuseduses. Kuni 4 m paksusega glaukoniitliivakivi kihti võiks kohati (olenevalt tsementeerumise astmest) vaadelda juba lokaalse veekihina filtratsioonikoefitsiendiga 1 m/d (Suuroja jt, 2010b).

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi (O–Ca) levikualale jäävad mõlemad saared. Kallavere (Ordoviitsium) ja Tiskre kihistu (Kambrium) peeneterisest liivakivist ja jämeterisest aleuroliidist koosneva kompleksi paksus on 25–30 m. Veekompleks on nõrgalt survealine ja lasub 10–16 m sügavusel maapinnast. Põhjavee survetase on 1–2 m ümp saarte lõunaosas ja langeb kuni tasemeni 0,5 m amp saarte põhjapiiril. Filtratsiooniomadused on väljapeetud: $K=1$ m/d, $q=0,1$ (kuni 0,2) l/s meetri alanduse kohta. Lühiajalistel katsepumpamistel (Perens, Suuroja, 2010) saadud erideebitid alla 0,1 l/s on seletatavad puuraukude konstruktsiooniga, kus puurauk SP1 oli manteldatud praktiliselt augu põhjani ja ülejäänud puuraukudes avatud vaid 6 m veekompleksist. Keemiliselt koostiselt on põhjavesi $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Mg}$ -tüüpi, lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,4–0,6 g/l saarte lõunaosas. Mõlema saare põhjapiiril toimub soolase vee sissetung ning puuraugust SP4 saadi Cl-Na-Mg- tüüpi vett mineraalsusega 9 g/l. Kloriidide sisaldus mainitud puuraugu vees oli 4,8 g/l. Sarnaste hüdrogeoloogiliste tingimustega Osmussaarel ja Ölandil on samuti saadud joogiveenormidest kõrgema kloriidide sisaldusega põhjavett (Perens, Suuroja, 2010). Merevee sissetungi soodustab veekompleksi avanemine astangul meres, saartest 100–300 m põhja pool. Kuigi lasuvustingimustelt ja põhjavee kaitstuselt on O–Ca veekompleks saarte piirkonnas analoogne Pakri poolsaarega, pole poolsaare Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi avavais puuraukudes täheldatud nii kõrget põhjavee soolsust kui Suur-Pakri saare põhjatipus ning põhjavee mineraalsus ei ületanud poolsaarel 0,6 g/l ka aktiivseima tarbimise perioodil eelmise sajandi lõpul.

Rauasisaldus põhjavees on 0,5–0,8 mg/l. Vesi on mõõdukalt kare ja üldkaredus jääb vahemikku 5–6 mg-ekv/l, kuid saarte põhjatipus soolase vee puhul 40 mg-ekv/l.

Lükati–Lontova regionaalne veepide levib kogu alal ja on esindatud eelnimetatud kihistute argilliidilaadse saviga (Lontova kihistu Sämi kihistiku alaosa kvartslüivakivisid savi vahekihtidega tuleb vaadelda Kambriumi–Vendi veekompleksi kuuluvana). See on läbilõike tusedaim (50 m) ja suurima

isolatsioonivõimega veepide: transversaalne filtratsioonikoefitsient jääb vahemikku 10^{-7} – 10^{-5} m/d (Suuroja jt, 2010b).

Kambriumi–Vendi veekompleksi (Ca–V) kandjaks on eelnimetatud ladestute (viimase puhul täpsemalt Ediacara ladestu) liivakivid ja aleuroliidid. Kompleksi paksus on kuni 80 m. Kuna antud kaardilehe piires pole veekompleksist katsepumpamisi tehtud, on hüdrogeoloogilisel läbilõikel kogu veekompleks näidatud ühetaolise erideebitiga $q=0,5$ l/s kuni 1 l/s meetri alanduse kohta. Tavaliselt on veekompleks jaotatud kaheks: ülemiseks veevaesemaks ($q=0,1$ kuni $0,5$ l/s) ja alumiseks veekihiks erideebitiga üle 1 l/s meetri alanduse kohta. Kuigi veekihtide vahel puudub väljapeetud pidev veepide, eristuvad veekompleksi piires analoogiliselt idapoolsele Paldiski kaardilehele litoloogiliselt ülemine rohket savikate vahekihtidega Sämi kihistik ja alumine osa, mille moodustab Kroodi kihistu.

Põhjavesi on kõrgsurveline ja survetase on 1 kuni 2 m allpool merepinda. Kaardileht jääb ulatusliku Tallinna survepinna alanduslehti läänepiirile. Ida pool Paldiski linnas oli veekompleksi piesomeetiline tase 90-ndate aastate alguseks langenud tasemeni -17 m amp. Seoses järgnenud veetarbimise vähenemisega on põhjavee survepind tõusnud nüüdseks tasemeni -2 m amp.

Veekompleksi vesi on mage (mineraalsus 0,4–0,5 g/l), kusjuures suurem on mineraalainete sisaldus veekompleksi avatud alumise osa puhul. Vesi on $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$ - tüüpi või $\text{Cl-HCO}_3\text{-Ca-Na}$ - tüüpi. Alumise veekompleksi osa puhul on tavaliselt probleemiks suur kloriidide ja raua sisaldus põhjavees, samuti radionukliidide sisaldus. Kuna tarbimine veekompleksist on aastatega pidevalt vähenenud, jääb kloriidide sisaldus nüüdseks alla 200 mg/l.

Idapoolse Paldiski kaardilehe piires tehtud radionukliidide määrangute põhjal on efektiivdoos joogiveele lubatust (0,1 mSv/a) veidi kõrgem ja ulatub 0,2 millisiivertini aastas.

Aluskorra murenemiskooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi on kõrgsurveline ja kaardilehe piires proovitud vaid ühes puuraugus (SP2). Vettandvateks on aluskorra kivimite lõhed. Analoogia põhjal lähiümbruse puuraukudega on erideebitid märgatavalt alla 0,1 l/s meetri alanduse kohta ning pumpamiskatsel mainitud süvapuuraugust saadi erideebitiks 0,006 l/s meetri alanduse kohta. Põhjavee survetase on puuraugu SP2 katsepumpamise andmeil 8,11 m maapinnalt (2 m allpool merepinda). Puuraugu rajamise käigus registreeriti peale murenemiskooriku läbimist (veetase polnud ilmselt veel taastunud) 22.10.2009. a. veetasemeks 15,9 m maapinnalt (Kotenjov, 2009). Murenemiskooriku paksus on 7,5 m puuraugus SP2. Murenemiskooriku savikas intervall on kulutatud ning kristalliinikumi põhjavesi looduslikult seotud Ca–V veekompleksiga.

Süvapuuraugust (SP2) saadi katsepumpamisel (Perens, Suuroja, 2010) $\text{HCO}_3\text{-Cl-K-Na}$ - tüüpi vett mineraalsusega vaid 0,4 g/l, mis näitab segunemist Ca–V veekompleksi põhjaveega. Tavaliselt on aluskorra põhjavesi mitu korda suurema mineraalainete sisaldusega ja Cl-Na - tüüpi. Usutatavam tundub puurimise käigus veeproovist määratud (Kotenjov, 2009, proov 2-2) mineraalainete üldsisaldus 1,55 g/l ja $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na-Ca}$ - tüüpi vesi.

3.2. PÕHJAVEE KASUTAMINE JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE

Ordoviitsiumi veekompleksi põhjavett tarbitakse talude üksikute salvkaevudega. Lubjakividesse rajatud kaevud on maksimaalselt 8 m sügavused. Kõik tarbimises olevad 4 salvkaevu paiknevad Väike-Pakri saarel (Suurkülas ja Väikekülas), Suur-Pakril on vaid lagunened mahajäetud salvkaevud Rannakülas ja Suurkülas. Endise Nõukogude Liidu sõjaväelased tarbisid vett paesse rajatud kuni 20 m sügavustest hoidlatest (Raukas, 1999), hoidlad paiknesid Väike-Pakri saare keskosas (põhiline asus sõjaväelinnaku tulejuhtimise punkti juures).

Vastavalt Pakri saarte üldplaneeringule on kavas puurida Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi avavad tarbepuurkaevud Väike-Pakri idaranniku (rajatavasse) sadamasse ja sama saare keskosas.

Arvestades saarte suhteliselt väikest veevajadust, on Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleks kõige perspektiivsem joogiveevarustuse allikas, samas võib selle üleekspluateerimine kergesti kaasa tuua soolase vee sissetungi veekompleksi. Suuremate ehitus- või arendusprojektide realiseerimisel saartel tuleks kasutada Ca–V veekompleksi põhjaveeressurssi.

Põhjavee taseme muutusi Pakri saartel ei ole uuritud, kuid kohalike elanike salvkaevud kipuvad suve lõpuks kuivama. Analoogete hüdrogeoloogiliste tingimustega Pakri poolsaarel on veetaseme aastane kõikumise amplituud maapinnalähedases Ordoviitsiumi veekompleksis kuni 2 m ja maapinnalt teises, Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksis 0,5 m (Kink jt, 1997). Kambriumi–Vendi veekompleksi põhjaveerežiim sõltub suurel määral tarbimise intensiivsusest. Veekompleksis algas eelmise sajandi 60-ndate aastate lõpul survepinna alanemine, mis asendus 90-ndate aastate lõpul kiire tõusuga tarbimise vähenedes ning nüüdseks on survepind stabiliseerunud tasemel 1–2 m amp. Stabiliseerunud seisundis ei ületa survetaseme kõikumise aastane amplituud Ca–V veekompleksis 0,4–0,5 m.

3.3. PÕHJAVEE KAITSTUS

Põhjavee kaitstuse kaardi koostamise aluseks olid antud kaardikomplekti kuuluvad pinnakatte ja aluspõhja geoloogiline kaart ning ka puuraukude 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). Kaart on käsitletav vaid põhjavee kaitstuse kaardina ja seetõttu puuduvad seal antropogeense koormuse elemendid (reostuskoormus).

Maapinnalt esimese aluspõhjalise põhjaveekihi kaitstuse all mõeldakse selle kaetust vettpidavate või nõrgalt vettläbilaskvate setetega ja seejuures lähtutakse nende tüsedusest, litoloogiast ning siit tulenevalt filtratsioonimadustest 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 ja õhukese pinnakattega alad ning klibuvallid. Sageli lasuvad klibu ja kruusakad setted otse aluspõhjal. Põhjavee looduslikku kaitstust saartel on vähendanud Nõukogude sõjaväe pommitamised oma polügoonil saarte põhjaosas.

2. Nõrgalt kaitstud (reostusohtlikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, aleuriit) paksus on valdavalt 2 m või savipinnas (savi, liivisavi) paksusega kuni 2 m. Ala hõlmab Suur-Pakri saare kaguosa, peamiselt moreenialasid ja mölliranda. Kaardil välja toodud savide või liivisavide avamusaladel jääb nende setete paksus enamasti alla 2 m.

3. Keskmiselt kaitstud (mõõdukalt reostusohtlike) aladena on maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi puhul välja eraldatud mõlema saare põhjarannikul 10–20 m laiune ala, kus O–C veekompleksi katab ligi 5 m argilliiti (diktüoneemakilt). Kuigi vastavalt juhendile (Juhend..., 2013) alla 100 m laiused alad põhjavee kaitstuse kaardil ei kujutata, siis arvestades keskmiselt kaitstud ala levikuga ka meres põhja pool saari on sellised kitsad ribad siiski välja eraldatud. Suhteliselt kaitstud (madala reostusohtlikkusega) ega kaitstud alad ei ole maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi puhul võimalik saarte piires välja eraldada.

Põhjavee kaitstus oleneb sadevetega kantavate reoainete infiltreerumise kiirusest antud piirkonnas. Tuleb ka arvestada, et põhjaveekihti sattununa sõltub reoainete levik külgsuunalistest (lateraalsetest) filtratsioonimadustest.

3.4. PÕHJAVEE KOOSTIS

Põhjavee looduslik kaitstus peaks peegelduma ka lämmastikühendite sisalduses maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavees, ometigi on, vaatamata mägiveiste kasvatamisele saartel OÜ Pakri Tarvas poolt mitme aasta jooksul, lämmastikühendite sisaldus põhjavees väike.

Maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavesi on saartel uuritud 1997. aastal Geoloogia Instituudi teadlaste poolt koostöös Tartu Ülikooliga (Pakri saarte..., 1997). Lisaks on põhjavee koostise määramine Eesti Energia AS tellimusel Suur-Pakri saarele rajatud uuringupuuraukudest (Kotenjov, 2009; Perens, Suuroja, 2010). Nitraate on salvkaevude vees 0,1–1 mg/l. Süvapuuraugu SP2 puurimise käigus Ordoviitsiumi veekompleksist võetud veeproovis (Kotenjov, 2009) oli lämmastikühendite sisaldus isegi alla määramistäpsuse. NH_4^+ sisaldus on suurusjärgus 0,1–1 mg/l, kuid Väike-Pakri sadama salvkaevus 0,25 mg/l. Tuleb silmas pidada, et harva tarvitamist leidvate vanade kaevude vesi võib muutuda anaeroobseks ning kaasneb raua ja väävelvesiniku sisalduse kasv.

Kloriidide sisaldus Ordoviitsiumi veekompleksi vees on alla 10 mg/l ja sulfaatide sisaldus 10–30 mg/l. Raua, nagu ka H_2S sisaldus ei sõltu tavaliselt põhjavee looduslikust kaitstusest, vaid piirkonna hüdrogeoloogilistest tingimustest. Tavalisest suurem on rauasisaldus Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi põhjavees, jäädes vahemikku 0,5–1 mg/l. Saarte põhjapiiril on selle kompleksi vesi mõjustatud soolase vee sissetungist (puurauk SP4) ja lühiajalisel katsepumpamisel saadi antud puuraugust (Perens, Suuroja, 2010) soolast põhjavett, milles kloriidide sisaldus ületab kordades joogiveele lubatavaid piirnorme. Samuti on selle puuraugu vees üle 2 g/l naatriumi. Põhjavee soolsus selles puuraugus on 1,5 korda kõrgem isegi Soome lahe vee keskmisest soolsusest antud piirkonnas (http://entsyklopeedia.ee/artikkel/läänemere_hydroloogiline_iseloomustus) ja vesi on sarnasem kunagise Litoriinamere veele (<http://entsyklopeedia.ee/artikkel/litoriinameri2>).

Allikate puhul on tegemist pindalalise allikaimbega, kus vesi nõrgub üliväikese deebitiga välja pikkadel klindilõikudel. Väike-Pakri saare idarannikul (450 m pikkusel lõigul sadamast lõunasse ja sadamakohast põhja pool Väikeküla ümbruses), kus klint pikkamööda kaob, esinevad allikaimbed paeastangul peamiselt aluspõhja ja pinnakatte piiril, olles seotud aluspõhja ülemise, murenenud osaga (Kink, 1998). Siit veelgi põhja poole on vana paemurru (Peetri ehk Suur kivimurd) põhjas klindil hakanud kujunema lubjarikas allikasoo. Klindi kõrgenedes on allikaimmete tasemeiks Vao kihistu alumine piir ja vett imbub ka Kunda lademest (Pakri kihistu), kusjuures nendel tasemetel on allikaimbed seotud peamiselt püstitõhedega ning deebit jääb endiselt üliväikseks (üle 0,01 l/s) (Kink, 1998). Suur-Pakri saarel tähistavad allikaimbeid sageli vaid märjad kohad klindi seinal. Mõlema kahe saare põhjakalda pankrannikul on allikalise väljavoolu (imbe) ala kogupikkused vastavalt üle 1 ja 2 km, kusjuures lühem ja vähemate väljaimbe kohtadega on Suur- Pakri klindi allikaala.

Kuna saarte puhul on tegemist aluspõhjaliste jäanukkõvikutega, toimub suurvee ja paduvihmade ajal tugev pinnavee äravool. Väike-Pakri idakaldal lisandub siis allikaimmetele tugev väljavool merre läbi kaldapealsete klibuvallide. Mõlema saare põhjaosas imbub sademevesi lubjakivisse peamiselt vanadest pommilehtritist ja kunagistest kaitserajatistest (-kraavidest). Allikaimbed väljuvad pankrannikul püstitõhede kohal ja kuna kokkupuude kivimiga on lühiajaline, on vesi väikese mineraalsusega. Kuivjääk on alla 0,4 g/l ja vee karedus vaid 3,3 mg-ekv/l (Kink, 1998, tabel 6). Hüdrogeoloogilisel kaardil pole allikaimbeid kujutatud, kuna vastavalt juhendile (Juhend..., 2013) kaardistatakse vaid suvisel perioodil selgelt märgatavaid allikaid.

Tulareemia juhtumeid pole saartel viimasel aastakümnel registreeritud. Varasemal aastail esines sellesse ohtlikku nakkushaigusse haigestumist sageli endise Nõukogude armee sõjaväelaste hulgas

(Krooni jt, 1997). Kuigi haigusjuhtumeid pole enam esinenud, soovitatakse turistidel joogivesi kaasa võtta ja mitte kasutada lahtiste veekogude vett.



Foto 3.1. Järvik (Boss vadi) Suur-Pakril
Photo 3.1. Lakelet on the Suur-Pakri Island



Foto 3.2. Allikalist väljavoolu markerivad roostepruunid laigud Väike-Pakri klindil
Photo 3.2. Spring water outflow is marked by rusty spots on the klint of Väike-Pakri Island

4. MAAVARAD

4.1. ALUSPÕHJA MAAVARAD

LUBJAKIVI

Ehituslubjakivi perspektiivalana võiks välja pakkuda Väike-Pakri saarel Väikekülalt (Lillbyn) põhja poole ja Peetri paemurrust (Storstäin-bröke) ning ka Pakri maasikukaitseala piirist lääne poole tasemele 10–12 m ümp jäävat umbes 80 ha ala. Kasuliku kihi moodustab perspektiivalal põhiliselt Lasnamäe ehituslubjakivi (Väo kihistu), mis levib siin kuni 6 m paksuse kihina. Oma füüsikalise-mehaaniliste omaduste poolest võiks perspektiivala Lasnamäe ehituslubjakivi, mille survetugevus, otsustades Suur-Pakril tehtud uuringute järgi (Suuroja jt 2010b), on 134–165 MPa (väga tugev kaljukivim), olla kasutatav nii ehituskivina kui ka III klassi (LA<30) killustiku valmistamiseks.

Perspektiivala mäetehnilised tingimused on soodsad, sest kogu kasulik kiht asub põhjavee tasemest enam kui 4 m kõrgemal. Ka liigvee ärajuhtimise võimalus on 300 m kaugusele jääva mere läbi olemas. Kasuliku kihi pealispind on tasemel umbes 10 m ümp ja põhi 4 m ümp. Kattekihiks on kuni 1 m paksune paeklibust vall.

Arvestades aga perspektiivala saarelist asendit ja sadamakoha puudumist, tuleb tõdeda, et varu kasutamiseväärtus seisneb valdavalt kohalike, st Suur- ja Väike-Pakri saare vajaduste rahuldamises. Kui selline üsnagi hüpoteetiline vajadus tekkiks, ka siis oleks otstarbekam kasutusele võtta umbes 2 ha suurune keskne osa umbes 6 ha suurusest ajaloolisest Peetri murrust (Storstäin-bröke) ehk see ala, kus paelasundi pindmised katvad kihid on juba kõrvaldatud.

MAARJASKILT

Maarjaskilda (diktüoneemakilt, diktüoneemaargelliit, graptoliitargelliit, savikivi jne) lasund kuulub Pakerordi lademe Türisalu kihistusse. Maarjaskilt, mille puhul on tegu madala kütteväärtusega (4,2–6,7 MJ/kg) põlevkiviga, ei oma maavara staatust, kuid tema väärtust tõstavad kivimis peaaegu tootmisväärtuses kontsentratsioonides leiduvad uraan (enamasti enam kui 100 g/t) ja teised haruldased elemendid (toorium, molübdeen, vanaadium jne). Toetudes Suur-Pakri puuraukude andmetele on maarjaskildalasundi paksus Pakri saarte piirkonnas 4,7–5,5 m. Maarjaskildalasundi pealispind avaneb Väike-Pakri saare põhjaosas madalmere põhjas.

GLAUKONIITLIIVAKIVI

Glaukoniitliivakivilasund, mis on alal esindatud nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud glaukoniiti sisaldava (50%–80%) peene- kuni pisiteralise roheline liivakiviga, kuulub Hunnebergi lademe Leetse kihistusse. Glaukoniitliivakivi avaneb Väike-Pakri saare põhjaosas klindiaastangu jalamil umbes 3,5 m paksuse lasundina. Lasundi lagi kerkib kuni tasemeni 4 m ümp. Glaukoniitliivakivi, mis lamab otse paelasundi all, puhul on samuti tegemist maavara ilminguga. Kaastootmise või mõningate teiste soodsate asjaolude kokkulangemise korral võiks ka glaukoniitliivakivi kaevandamine tulevikus kõne alla tulla. Lõuna suunas laskub lasund umbes 2 m kilomeetri kohta.

4.2. PINNAKATTE MAAVARAD

Kaardilehte hõlmaval merepõhja akvatooriumil ei ole senini ühtegi kvaternaarse setetega seonduvat maavarade leiukohta ega perspektiivala välja eraldatud ja ka käesolev töö ei toonud sellele lisa. Ajakirjanduse andmeil olla 1930. aastal Paldiskis kasutatud ravimuda, mida kaevandatud Pakri saarte vahelisest Langgronne väinast (Söderback 1940). Kaardistamistöõde käigus ei õnnestunud selle kohta

täiendavaid andmeid saada. Kõigi eelduste kohaselt kaevandati ravimuda Väike-Pakri Suurküla alusest lahesopist. Väina enamikul alal on muda, moreen või viirsavi kaetud liivaga.

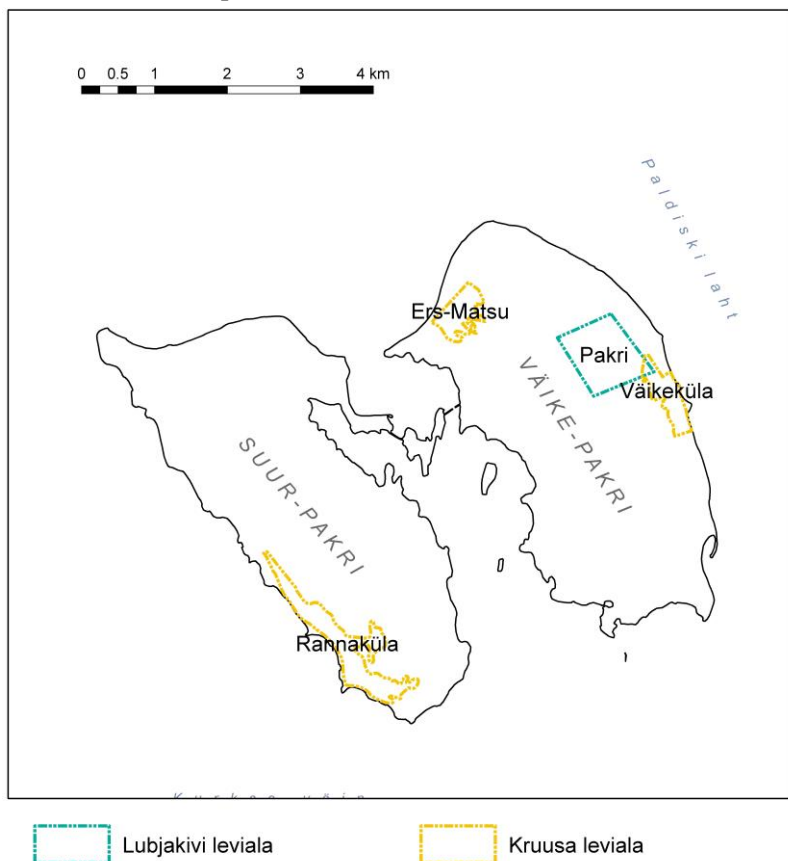
KRUUS

Kuigi karbonaatse klibu vallid ja vallistikud ääristavad Pakri saari kohati kuni poole kilomeetri laiuse ribana jäävad nad enamasti Pakri maastikukaitse- või hoiuala piiresse ning ei oma seetõttu maavaraalist perspektiivi. Silmatorkavaks erandiks on kaitsealast tehtud “väljalõige” Väike-Pakri põhja- ja läänetipu vahel.

Ers-Matsu levialast veidi läände, Västrnäse poole, on II maailmasõja eelne kruusaauk. Ligi 30 ha-se levialaga leiukoha materjali kvaliteet võiks olla hea, sest sealne kruusveeristik on välja murrutatud eelkõige heast ehituslubjakivina tuntud Lasnamäe ehituslubjakivi (Väo kihistu) avamusalalt. Kasuliku kihi paksus alal on 1–3 m. Allapoole kasvab liivase täite osakaal. Aluspõhjal, vahetult kihi lamamil, on kuni 0,5 m paksune tard- ja moondekivimitest munakate kiht.

Rannaküla kruusa-liiva leviala asub Suur-Pakri edelarannal. Leviala ligi 75 ha-st suurem osa jääb kaardilehest välja Keila kaardilehele. Rannasetete kompleks, millel paksust 1–3 m, on litoloogiliselt väga muutlik, kuna ka vallistiku moodustavad vallid on muutliku koostisega. Leiukoha põhjaosas, Pakri kaardilehe piires, koosnevad vallid valdavalt karbonaatsest veeriselisest kruusast. Materjal on Rannaküla leiukohas ilmselt vähem kvaliteetne, sest pärineb eelkõige Ülem-Ordoviitsiumi mõnevõrra savikamatest lubjakividest. Lõuna poole (ja tavaliselt ka läbilõikes allapoole) suureneb järjest liiva osatähtsus. Kasuliku kihi moodustab seal juba kruusakas muutliku terasuurusega liiv. Leviala võiks pikendada piki randa ka loodesse, kuid rannasetted levivad seal mitte niivõrd laiema terrassina vaid pigem kitsaste teravaharjaliste kaevandamiseks sobimatute vallidena.

Väikeküla leviala hõlmab umbes 30 ha suuruse ala Väike-Pakri idarannikul vana sadama lähistel kaitsealuste rannavallide vahel. Kasuliku kihi moodustab siin Väo ja Kõrgekalda kihistu lubjakivist murrutatud 1–3 m paksune veeristikukruus. Vallide allosas muutub kruus liivasemaks.



Joonis 4.1 Maavarade paiknemise skeem

Figure 4.1. Distribution of mineral resources

5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD

Raskusjõu- ja magnetvälja anomaaliad peegeldavad peamiselt kristalse aluskorra ehitust (joonis 5.1 ja 5.2). Et paremini esile tõsta anomaaliaid, mille ergastajad paiknevad aluskorra ülemises osas, on väljadest keskendamise meetodil välja filtreeritud pikalainelised koostisosad ehk taust. Keskendamise raadiuseks on 2 km. Järelejäänud kõrge sagedusega anomaaliad on esitatud väljade jääk- ehk lokaalsete anomaaliade kaartitel (joonis 5.3 ja 5.4).

Pakri kaardilehe piires on raskusjõuvälja 100-meetrilise sammuga mõõdistatud ainult Pakri saarte piirkonnas (All jt, 1997). Akvatooriumil on raskusjõuvälja kaardi gravimeetriliste andmevõrgu samma ainult 1 km (Korhonen et al., 1999). Joonisel 5.1 on 1:100 000 ja 1:1 000 000 mõõtkavalise mõõdistamise tulemused ühisele väljatasemele viidud, kuigi andmete detailsus on silmatorkavalt erinev. Bouguer' parandusega (Δg_a) raskusjõuvälja väärtused muutuvad -7 Gal (milligallist) kaardilehe lõuna- ja idaosas +16 mGal-ni põhjaosas. Positiivne raskusjõu anomaalia kaardilehe põhjaosas on tingitud dioritiise kihi kerkimisest umbes 15 km sügavusele.

Magnetväli (ΔT_a) on raskusjõuväljast keerulisem, sest nende väljade teoreetilises omavahelises seoses vastab magnetväljale raskusjõuvälja tuletis ehk raskusjõuvälja igale gradiendivööndile peab vastama vähemalt kaks magnetvälja gradiendivööndit. Pealegi on kogu kaardileht kaetud aeromagnetilise mõõdistamisega mõõtkavas 1:25 000. Kaardilehel on magnetväli ΔT_a -600 ja +900 nTl (nanotesla) (joonis 5.2). Kuigi kaardileht asub Ahvenamaa–Paldiski–Pihkva (APP) struktuurse rikkevööndi piirkonnas, on magnetvälja isojooned valdavalt kirdesuunalised, mis peegeldab ilmselt kohaliku ulatusega tektoonilisi struktuure.

Raskusjõuvälja jääkanomaaliade kaardil (joonis 5.3), mis on koostatud ainult Pakri saarte maismaala tarvis, näeme, et biotiitgneissidele vastab amfiboolgneisside ja amfiboliitide taustal eristuv negatiivne anomaalia. Väike-Pakri saarel ulatub biotiitgneisside lasund arvatavasti isegi kaugemale põhja poole. Suur-Pakri saare põhjaosas on aga aluskorra kivimites eraldatud veel üks väiksem suhteliselt madalama tihedusega kivimkeha.

Magnetvälja jääkanomaaliad (joonis 5.4) näitavad eelkõige ala geoloogilist ehitust. Eriti selgesti eristuvad selles kirdesuunalised tektoonilised rikked. APP struktuursesse rikkevööndisse kuuluv loode–kagu sihiline murrang on magnetväljas halvemini nähtav.

Maakoore struktuur Pakri kaardilehel ja selle ümbruses on näidatud geofüüsikalisel süvaläbilõikel (joonis 5.5). Lõikejoon on tõmmatud edelast kirdesse läbi Kärkla ja Neugrundi meteoriidikraatrite. Maakooreks nimetakse maapinnast kuni Mohorovičići eralduspinnani ehk Mohoni ulatuvat kivimlasundit. Eestis asub see umbes 50 km sügavusel (<http://www.seismo.helsinki.fi/mohomap/>). Maakoore kihte nimetame siin vastavalt nende tihedusele ja kasutatavaid nimetusi ei ole vaja tõlgendada viitena kihtide petrograafilis-litoloogilisele koostisele. Kihtide eristamine tugineb arvutatud tiheduse läbilõike kõrvutamisel seismiliste peegeldustega süvasondeerimise profiililt Sovetsk–Kohtla-Järve aastast 1986 saadud andmetega (<http://window.edu.ru/library/pdf2txt/657/68657/42447/page9>).

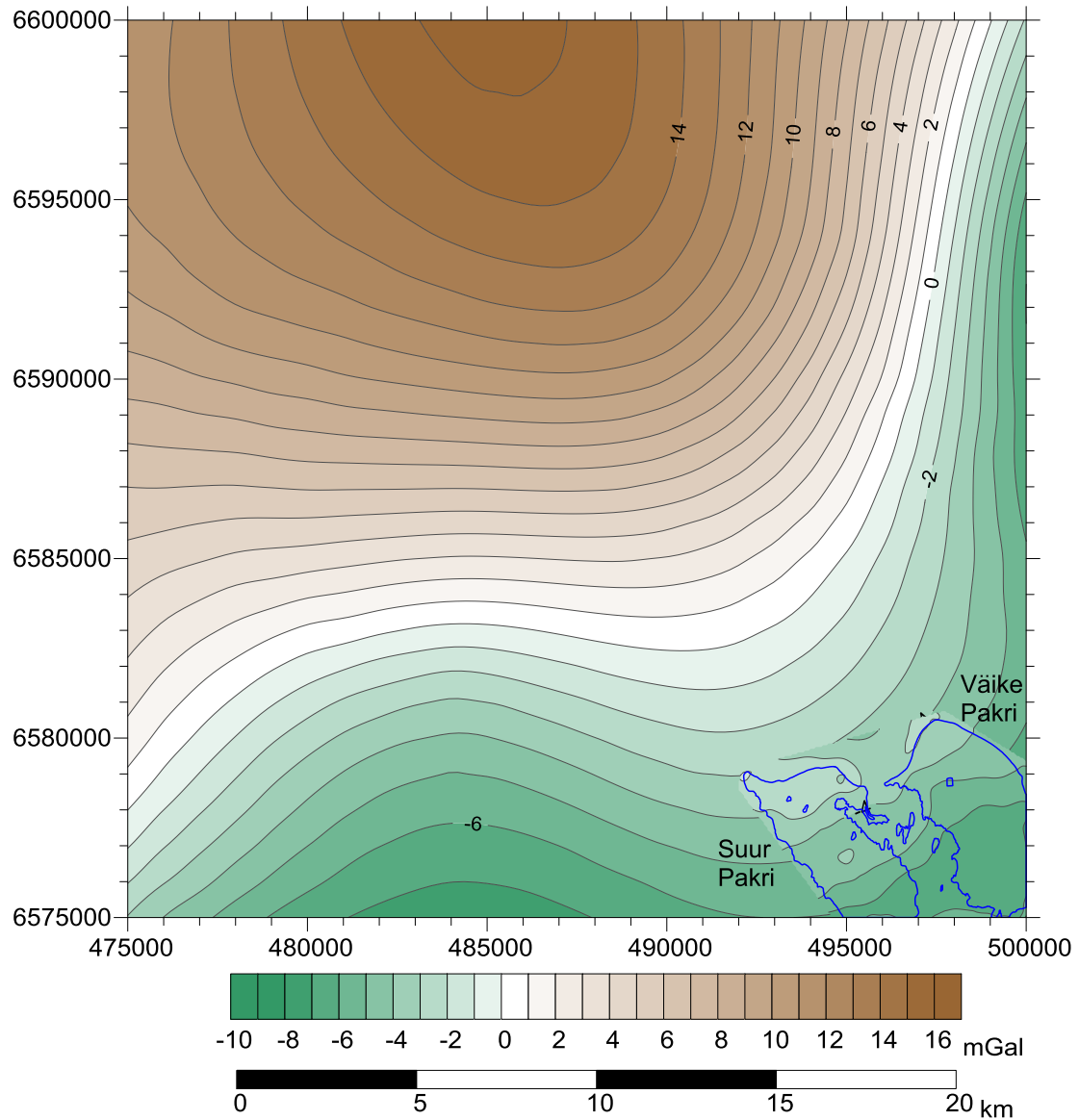
Arvutuste meetodika on tuntud tiheduse ja magneetumuse tomograafiana ning see kujutab endast raskusjõu- ja magnetvälja vööndifiltreerimist ja eraldatud koostisosade alla jätkamist (Štokalenko ja All, 2013). Välja lõhestumist singularpunktidel ei toimu, kuna need on eelnevalt eemaldatud, pealegi on välistatud korduvad järjestikused tehned, kus võiksid koguneda arvutuste vead (Shtokalenko jt., 2013). Et tulemused teisendada tiheduse ja magneetumuse ühikutesse, selleks lahendatakse otseülesanne ning korrutatakse mainitud tulemused tegeliku ja arvutatud väljade standardhälvete suhtega. Täistiheduse saamiseks lisatakse liigtihedusele tausttihedus, mis kasvab sügavusega vastavalt baromeetrilisele valemile Conradi eralduspinnast Mohoni (Shtokalenko et al, 2000). Kõrgemal saab see aga sujuvalt viidud väärtusele $2,67 \text{ g/cm}^3$.

Joonisel 5.5 on arvutatud tihedus kõrvutatud magneetumusega. Tiheduse ja magneetumuse anomaaliade kooskõla kinnitab tulemuste objektiivsust, kuna need on arvutatud eraldi mõõdistatud ja eraldi töödeldud andmetest. Näiteks dioriitse kihi paksenemine Pakri kaardilehe piires peegeldub magneetumuse isojoonte kujus.

Süvaläbilõikel (joonis 5.5) näeme Pakri kaardilehest paremal kogu maakoore ulatuses kirdesuunalist negatiivset tiheduse anomaaliat, mis järgib APP rikkevööndit. Sellest vööndist paremal asuvad tiheduse ja magneetumuse positiivsed anomaaliad, mis osutavad rikkevööndi piirkonnas tõusvale aluselisele intrusioonile.

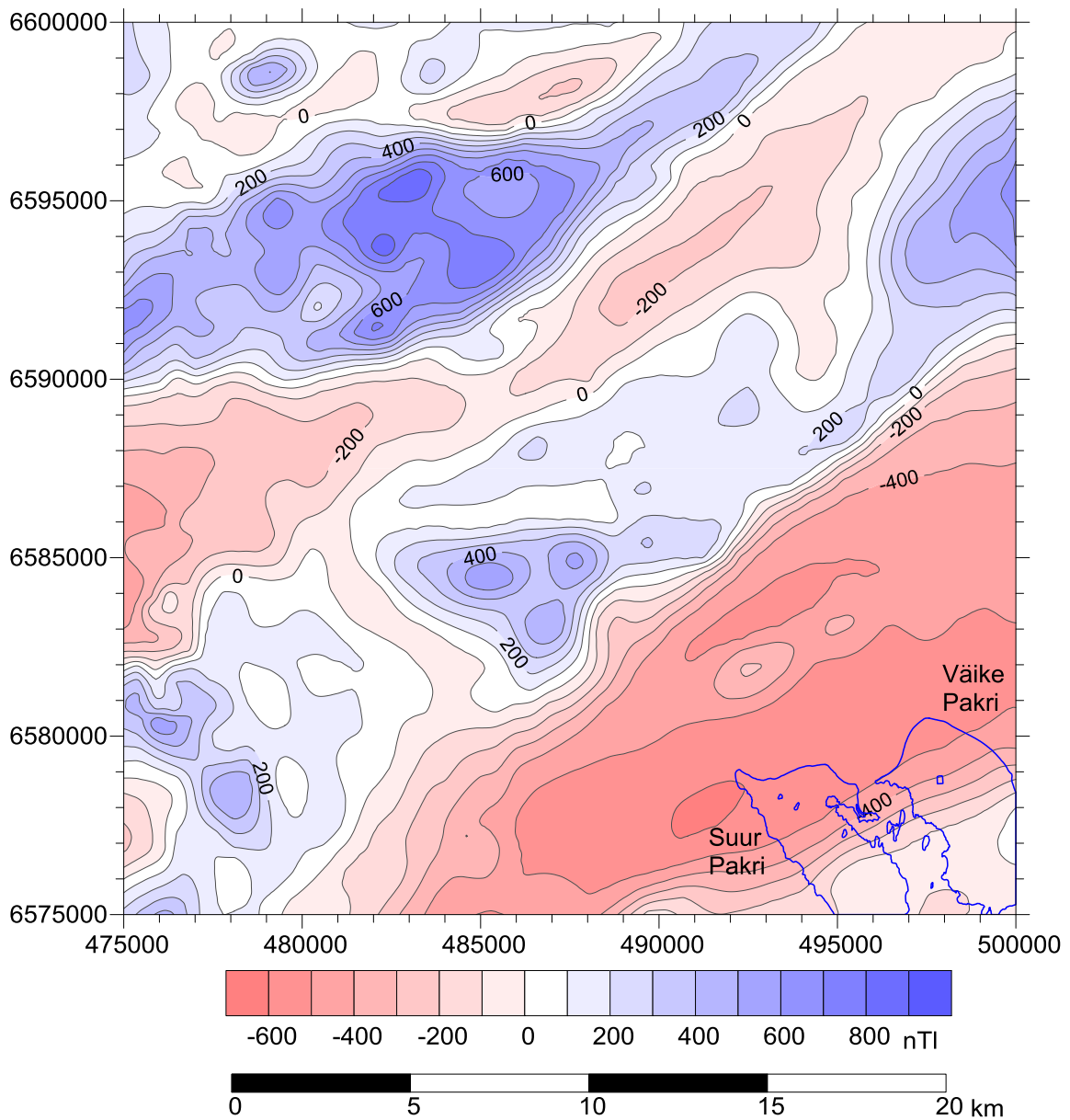
Kõigil läbilõigetel on tegeliku ja arvutatud välja erinevus pikalainelise iseloomuga, mis tähendab, et vastavad vastuolud peituvad peamiselt sügavates maakoore kihtides.

Detailsemal loode–kagu suunalisel läbilõikel (joonis 5.6) näeme graniitse kihi lamamit umbes 10 km sügavusel. 5 km sügavusel aga paikneb võimalik granodioriitse kihi lasum. Ka granodioriitne kiht on Eesti maakoores välja eraldatud, kuna Sovetsk–Kohtla-Järve seismilisel läbilõikel on tuvastatud sellele vastavaid peegeldusi. Kaardil (joonis 5.4) näidatud oletatavatel riketel on loodesuunaline kallak.



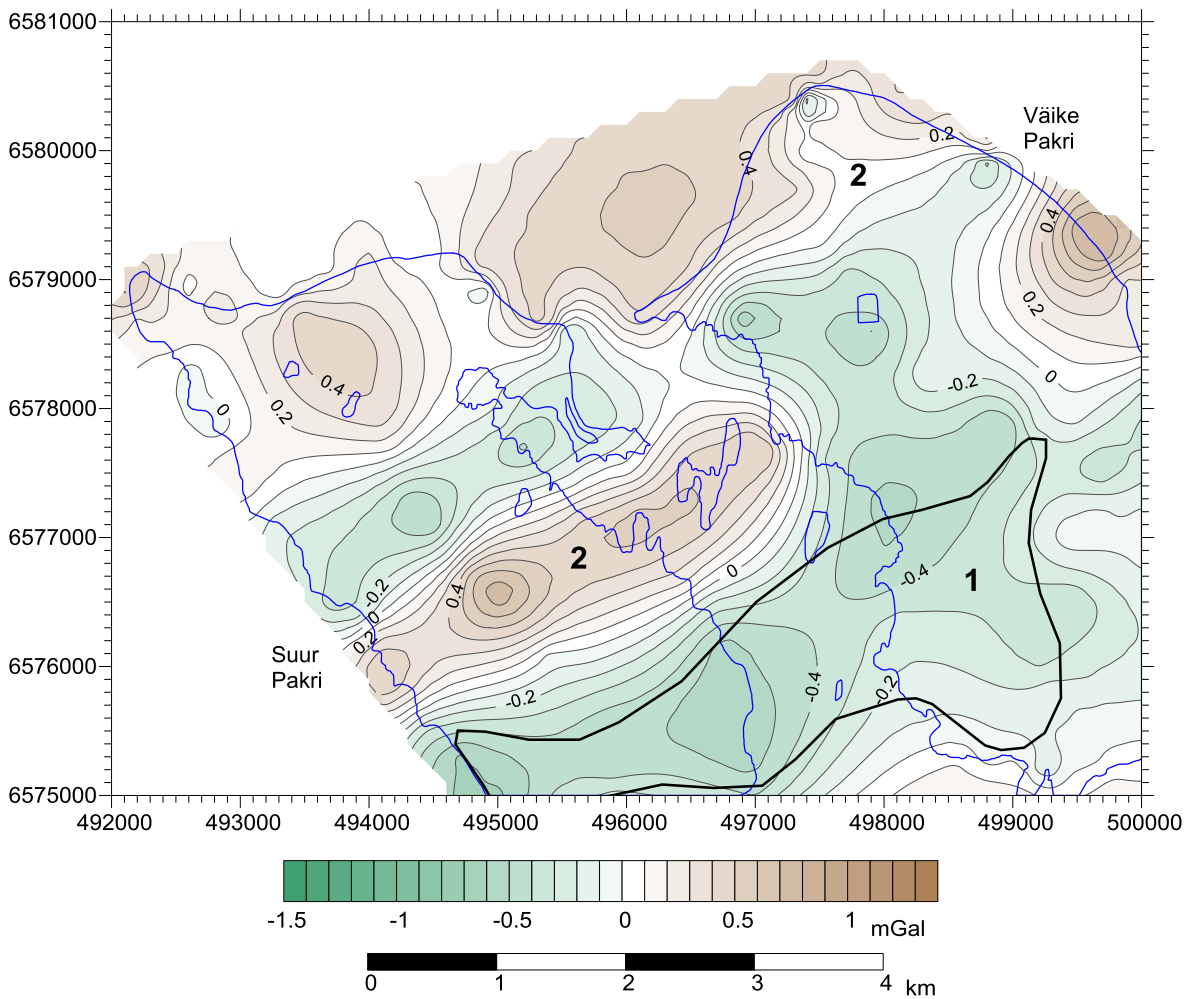
Joonis 5.1. Pakri (6244) kaardilehe Bouguer anomaaliad (Δg_a , IGSN 71 gravimeetriline süsteem, rahvusvaheline normaalvälja valem, vahekihi tihedus $2,67 \text{ g/cm}^3$, L-EST97 koordinaadistik)

Figure 5.1. Bouguer anomalies of the Pakri (6244) sheet (Δg_a , IGSN 71 gravity system, International Gravity Formula, Bouguer density 2.67 g/cm^3 , L-EST97 coordinates)

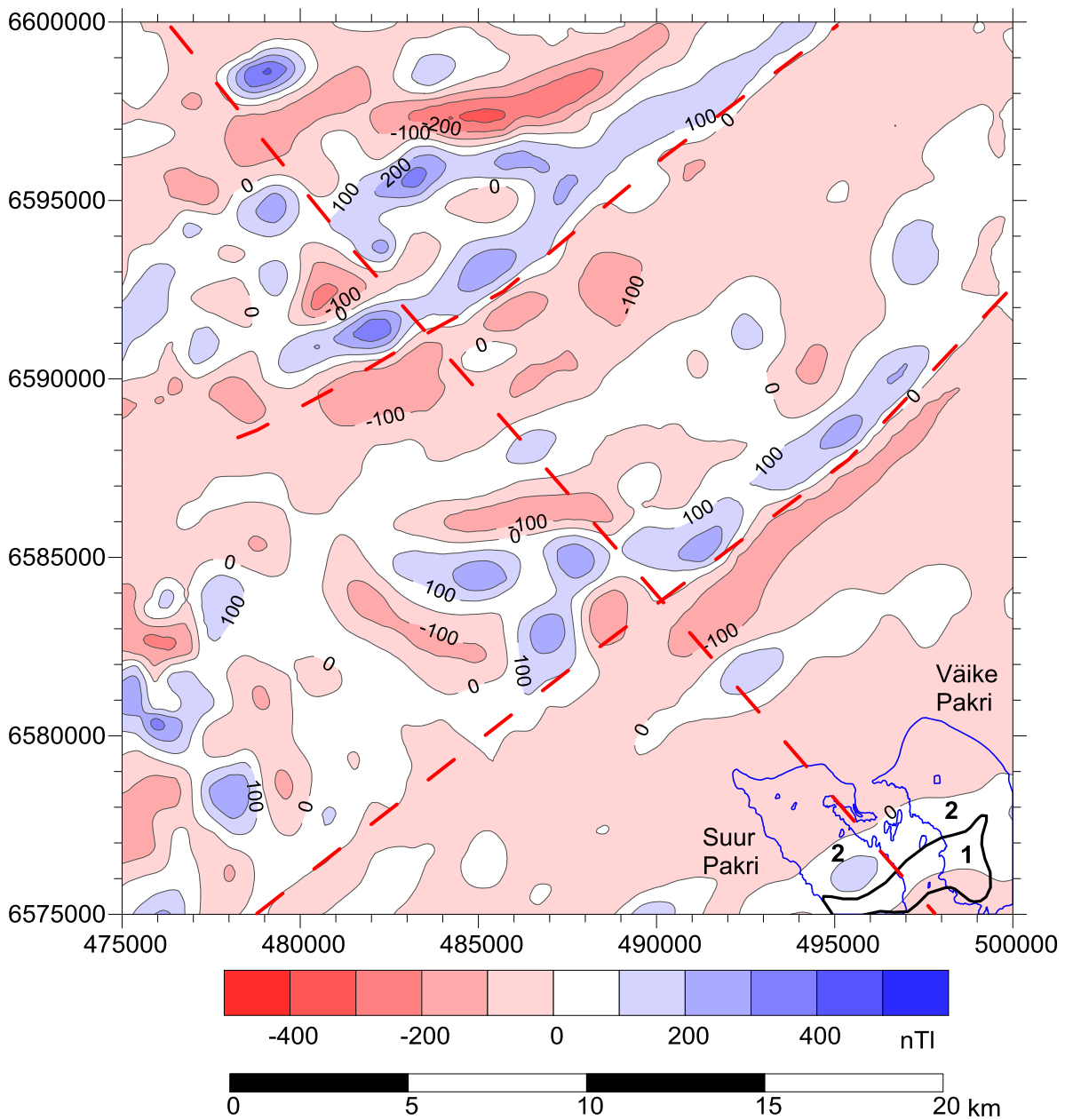


Joonis 5.2. Pakri (6244) kaardilehe aeromagnetilised anomaaliad (IGRF 85, ΔT_a isoanomaalide samm 100 nTl, L-EST97 koordinaadistik)

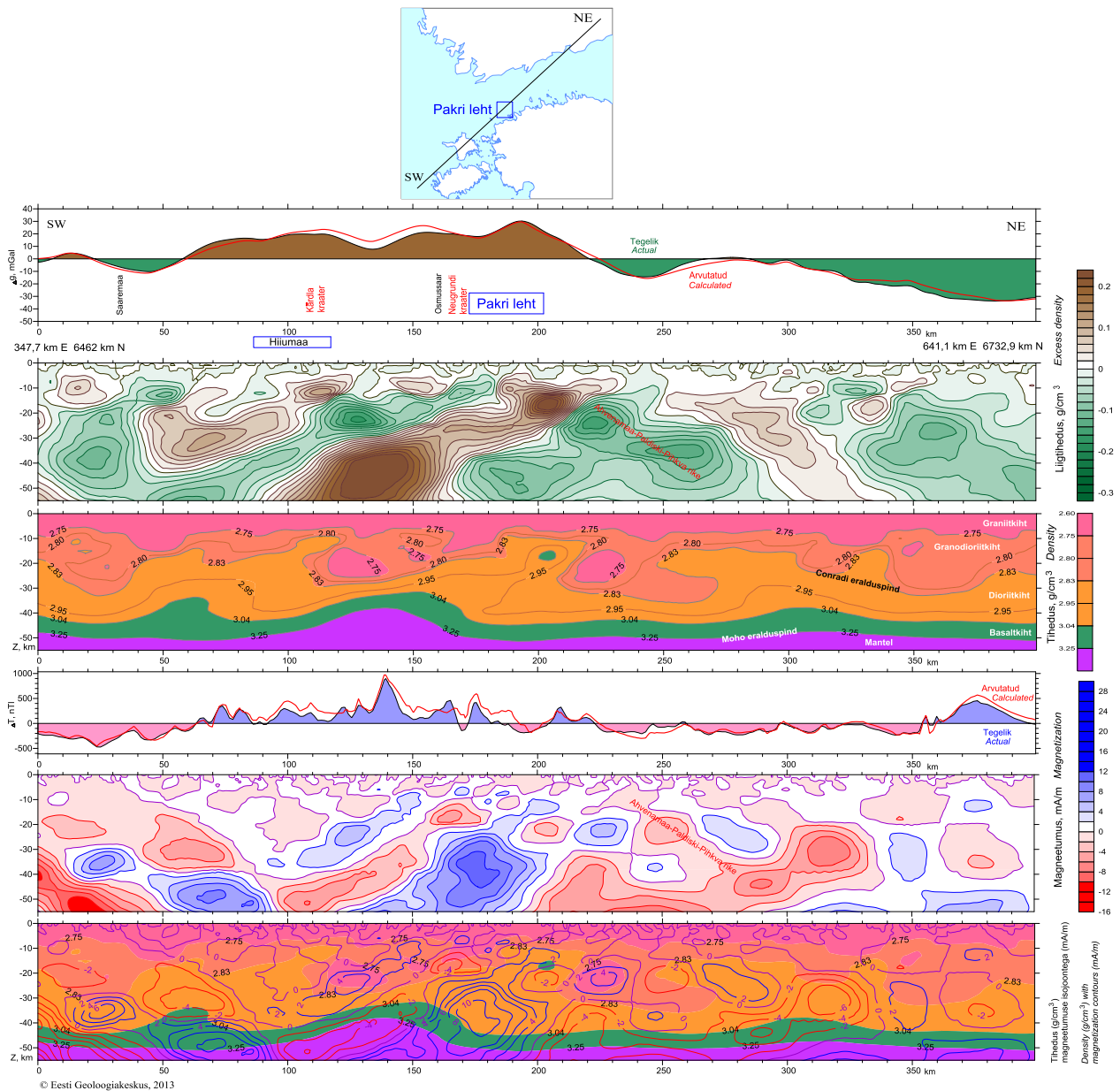
Figure 5.2. Aeromagnetic anomalies of the Pakri (6244) sheet (IGRF 85, ΔT_a contours after 100 nTl, L-EST97 coordinates)



Joonis 5.3. Pakri (6244) kaardilehe raskusjõuvälja jääkanomaaliad (keskmistamise raadius 2 km, Δg_a isoanomaalide samm 0,2 mGal, L-EST97 koordinaadistik; 1 – biotiitgneiss; 2 – amfiboolgneiss ja amfiboliit)
 Figure 5.3. Residual gravity anomalies of the Pakri (6244) sheet (averaging radius 2 km, Δg_a contours after 0.2 mGal, L-EST97 coordinates; 1 – biotite gneiss; 2 – amphibole gneiss and amphibolite)

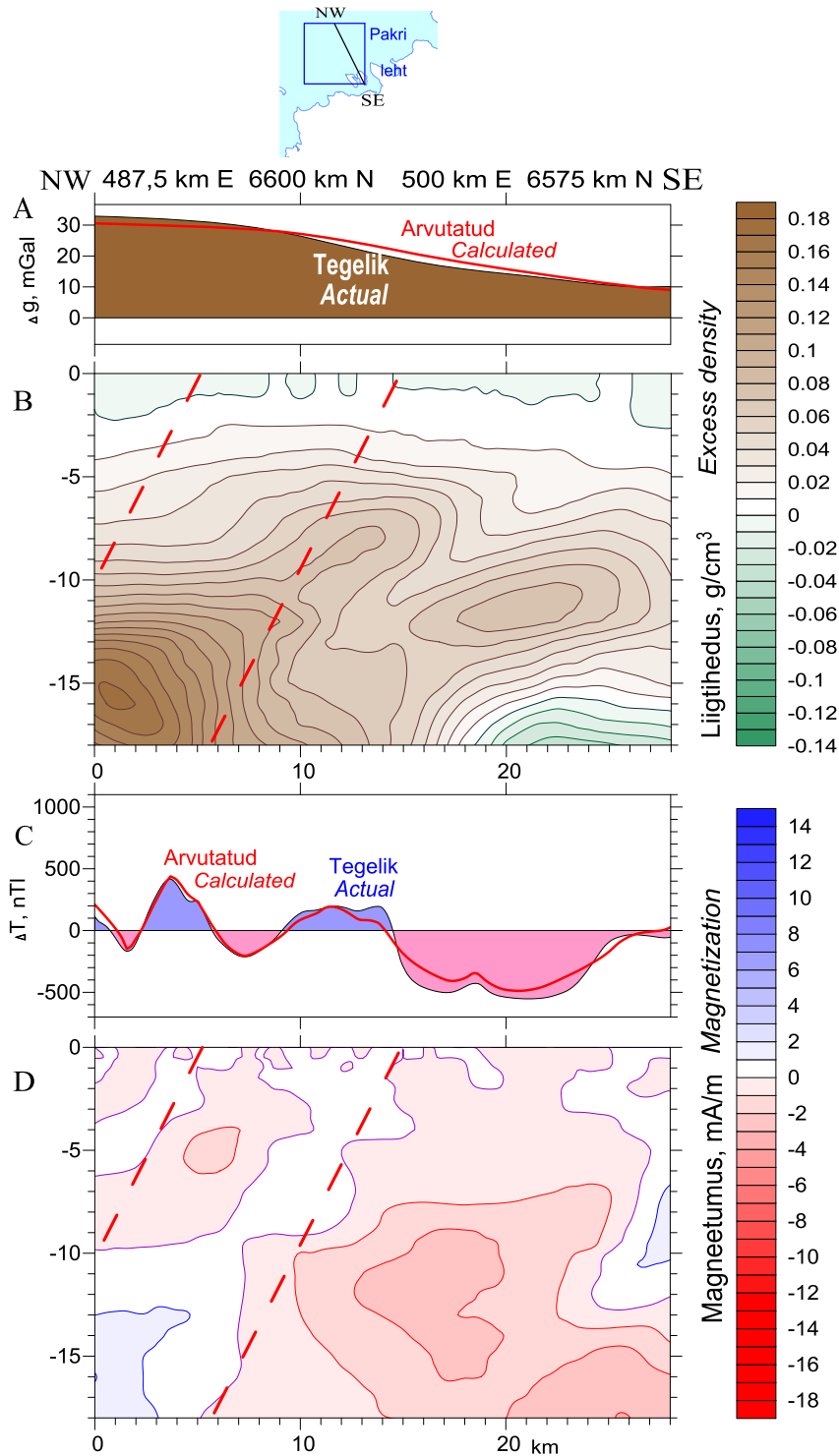


Joonis 5.4. Pakri (6244) kaardilehe magnetvälja jääkanomaaliad (keskmistamise raadius 2 km, ΔT_a isoanomaalide samm 100 nTl, L-EST97 koordinaadistik; 1 – biotiitgneiss; 2 – amfiboolgneiss ja amfiboliit)
 Figure 5.4. Residual magnetic anomalies of the Pakri (6244) sheet (averaging radius 2 km, ΔT_a contours after 100 nTl, L-EST97 coordinates; 1 – biotite gneiss; 2 – amphibole gneiss and amphibolite)



Joonis 5.5. Mõõdetud ja arvutatud raskusjõu- (A) ning magnetvälja (D) graafikud, arvutatud liigtiheduse (B), tiheduse (C, F) ja magnetumuse (E, F) jaotused Pakri kaardilehte ületaval süvaläbilõikel. Andmete mõõtkava 1:1 000 000 (sammuga 1 km)

Figure 5.5. Measured and calculated gravity (A) and magnetic (D) fields, calculated excess density (B), total density (C, F) and magnetization (E, F) along a deep cross-section on the Pakri sheet. The scale of the data 1:1 000 000 (with a step of 1 km)



Joonis 5.6. Mõõdetud ja arvutatud raskusjõu- (A) ning magnetvälja (C) graafikud, arvutatud liigiheduse (B) ja magneeditumise (D) jaotused Pakri kaardilehte ületaval kagusuunalisel läbilõikel. Raskusjõu andmete mõõtkava 1:1 000 000 (sammuga 1 km), magnetvälja andmete mõõtkava 1:100 000 (sammuga 100 m)
 Figure 5.6. Measured and calculated gravity (A) and magnetic (C) fields, calculated excess density(B) and magnetization (D) along a NW-SE cross-section on the Pakri sheet. The scale of gravity data is 1:1 000 000 (with a step of 1 km), the scale of magnetic data is 1:100 000 (with a step of 100 m)

KASUTATUD MATERJALID

- All, T., Gromov, O., Shuvalova, M., Jeresko, J. 1997. Põhja-Eesti raskusjõuvälja kaardi mõõtkavas 1:50 000 ja 1:200 000 koostamise III etapp, Loode-Eesti. EGF 5814.
- Björck, S. 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. *Quaternary International*, 27, 19–40.
- Blondel, P., Murton, B. J. 1997. *Handbook of Seafloor Sonar Imagery* Eastergate, Chichester, West Sussex, England: Praxis Publishing Ltd. Hardcover, 75 Sterling. ISBN 0-471-96217-1.
- Donner, J. 1995. *The Quaternary History of Scandinavia*. Cambridge University Press, Cambridge, 210 pp.
- Edge Tech. 1996. *Intruction Manual for Model LC-100 Side-scan Sonar System*. Edge Tech. USA.
- Eesti geoloogilise digitaalkaardistamise (mõõtkavas 1:50 000) juhendi seletuskiri (juhendi versioon 2.3), 2013, Maa-amet, Tartu, 56 lk.
- Eichwald, E. 1843. *Neuer Beitrag zur Geognosie Estlands und Finlands*. Beitr. Kennetn. Russ. Reich. 1–138.
- Fischer, J. B. 1778. *Versuch einer Naturgeschichten von Libland*. Leipzig. 40 lk.
- Flodén, T. 1981. Current geophysical methods and data processing techniques for marine geological research in Sweden. *Stockholm Contributions in Geology* 37/5, 49–66.
- Flodén, T. 2009. Instructions for online digital processing and interpretation of acoustic and seismic recordings in the Meridata MDPS ver. 5.1 format and their presentation in digital level maps. *Marina geovetenskapliga undersökningsmetoder*. 2009 edition “Vättern data set”.
- Gibbard, P., van Kolfschoten, T. 2004. The Pleistocene and Holocene epochs. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. (eds). *A Geologic Time Scale*, Cambridge University Press, Cambridge, 441–452.
- Grigelis, A.(ed.). 1990. *Geological map of the Quaternary deposits of the Baltic Sea bottom and adjacent area*. Lithuanian Geological Institute.
- Grudzinska, I., Saarse, L., Vassiljev, J., Heinsalu, A. 2013. Mid- and late-Holocene shoreline changes along the southern coast of the Gulf of Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 85, 19–34.
- Hausen, H. 1913. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. *Fennia*, 34, 3, 1–142.
- Heinsalu, A. 2001. Diatom stratigraphy and the palaeoenvironment of the Yoldia Sea in the Gulf of Finland, Baltic Sea. Gillot Oy, Turun Yliopisto, Turku. *Annales Universitatis Turkuensis* 144, 144 pp.
- Holm, G. 1886. Bericht über geologische Reisen in Estland, Nord-Livland und St.-Petersburger Gouvernement in den Jahren 1883 und 1884. *Verh. Russ. Miner. Ges. Ser.* 1–31.
- Huene, F. 1904. *Geologische Notizen aus Öland und Dalarne*. Centralbl. Miner., Geol. Und Paläontol. Stuttgart.
- Juhend Eesti geoloogiliseks digitaalkaardistamiseks mõõtkavas 1:50 000, versioon 2.3, 2013, Maa-amet, Tartu, 150 lk.
- Kajak, K. 1999. Eesti kvaternaarisetete kaart 1:400 000. Eesti Geoloogiakeskus.
- Kajak, K., Kala, E., Koppelmaa, H., Perens, H., Põldvere, A., Raudsep, R., Savitskaja, L., Vingisaar, P., Perens, R. 1992. Eesti geoloogiliste kaartide (mõõtkava 1:50 000) tugilegidid. Tallinn–Keila, EGF 4615.
- Kala, E., Eltermann, G. 1969. Lääne-Eesti Rühma aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:200 000 ENSV lääneosas (leht O-34-XII) 1966.-1969.a. Tallinn, EGF 3038, 312 lk.
- Kall, T. 2008. Maapinna vertikaalliikumiste uurimisest Eestis ja Fennoskandias. *Geodeet* (1991-), 36 (60), 15–23.

- Kalla, K. 2010.* Liustike liikumise dünaamika Eestis Hilis-Weichseli jäätumise lõpus: rakendusgeoloogia magistritöö. Tartu Ülikool, Tartu. 61 lk.
- Kalm, V. 2006.* Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 25,9–10, 960–975.
- Kalm, V. 2012.* Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 44, 51–59.
- Kink, H. (koost). 1998.* Pakri saared – loodus ja inimtegevus. TA GI, Tallinn, 87 lk.
- Kink, H. (koost). 2000.* Loodusmälestised. 5. Harjumaa. Paldiski, Pakri poolsaar ja saared. TTÜ Geoloogia Instituut, TA kirjastus, Tallinn, 32 lk.
- Kink, H., Erg K., Miidel A., Nõlvak J., Raukas A. 2002.* Loodusmälestiste väärtuse hindamisest Pakri poolsaare ja saarte näitel. *Keskkonnatehnika*, 1, 42–44.
- Kink H., Hansumäe, H. 1999.* Vesi Pakri ümber, peal ja sees. *Eesti Loodus*, 8, 319–320.
- Kink H., Marandi A., Metslang T., Vaher R., Karise V., Vaikmäe R., Andresmaa E., Ristna M., Saarela J., Karvonen T., Hepojoki A., Kokkonen T. 1997.* Sõjaväereostuse mõju põhja- ja pinnaveele ning selle pikaajaline prognoos Pakri poolsaarel. TA GI, Tallinn, EGF 5839, 182 lk.
- Kink, H., Täht-Kok, K. 2010.* Loodusmälestised. 20. Loode-Eesti. Tallinn. 42 lk.
- Kirs, J., Puura, V., Soesoo, A., Klein, V., Konsa, M., Koppelmaa, H., Niin, M., Urtson, K. 2009.* The crystalline basement of Estonia: rocks complexes of the Paleoproterozoic Orosirian and Statherian and Mesoproterozoic Calymmian periods, and regional correlations. *Estonian Journal of Earth Sciences* 58, 4, 219–228.
- Kivisilla, J., Niin, M., Koppelmaa, H. 1999.* Catalogue of chemical analyses of major elements in the rocks of the crystalline basement of Estonia. Geological Survey of Estonia. Tallinn, 94 p.
- Koistinen, T. (ed.). 1996.* Explanation to the map Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area 1:1 mln. Espoo. Geological Survey of Finland. 141 p.
- Koppelmaa, H. 2002.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:400 000. Kaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn.
- Koppelmaa, H., Kivisilla, J. 1998.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart mõõtkavas 1:200 000. Kaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn.
- Korhonen, J. V., Koistinen, T., Elo, S., Säavuori, H., Kääriäinen, J., Nevanlinna, H., Aaro, S., Haller, L. Å., Skilbrei, J.R., Solheim, D., Chepik, A., Kulnich, A., Zhdanova, L., Vaher, R., All, T., Sildvee, H. 1999.* Preliminary magnetic and gravity anomaly maps of the Fennoscandian shield 1:10 000 000. In: Geological Survey of Finland, Special Paper 27, 173–179.
- Kotenjov R. 2009.* Suur-Pakri saare võimaliku tuumaelektrijaama asukoha ehitus- ja hüdroteoloogiliste puurtööde aruanne. OÜ Insenerbüroo Steiger, Tallinn, 41 lk.
- Krooni P., Saag L., Saar E., 1997.* Looduslikud tulareemiakolded Pakri saartel. *Keskkonnatehnika*, 3, 9–10.
- Kõrvel, V., Malkov, B., Kiipli, T. ja Tammik, P. 1986.* Aruanne Balti mere Eestiga piirneva šelfiala geoloogiliste kaartide komplektist mõõtkavas 1:500 000 (vene keeles). Tallinn. EGF 4197.
- Liivrand, E. 1991.* Biostratigraphy of the Pleistocene deposits in Estonia and correlations in the Baltic region. Stockholm University, Department of Quaternary Research, Report 19, 114 pp.
- Liivrand, E. 2008.* Succession of the stratigraphical units of the Upper Pleistocene in Estonia. In: Hints, O., Ainsaar, L., Männik, P., Meidla, T. (eds). The Seventh Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts and Field Guide. Geological Society of Estonia, Tallinn, 42.
- Lutt, J., Raukas, A. (toim), 1993.* Eesti šelfiala geoloogia. Eesti Geoloogia Selts. Tallinn, 192 lk.
- Meidla, T. 1997.* Hunneberg Stage. Billingen Stage. Volkhov Stage. Kunda Stage. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds). Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 58–66.

- Meriküll, V., Jalakas, I., Morgen, E., Mardiste, A., Savitskaja, L. 1993.* Tallinna ümbruse geoloogiline järelkaardistamine mõõtkavas 1:50 000 (kaardilehed O-35-13-D; O-35-14-B,C,D; O-35-15-C; O-35-25-V; O-35-26-A,V). Tallinn, EGF 4695, 192 lk.
- Metlitskaja, V. I., Papko, A. M., 1992.* Eesti territooriumi mõõtkavas 1:25 000 ja 1:50 000 aeromagnetilise kaardistamise tulemused. Töögrupp nr 49, aastail 1987–1991 (vene keeles). Valgevene Geoloogiteenistus, Minsk.
- Miettinen, A., 2004.* Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Quaternary International* 120, 91–104.
- Müüldel, A., Raukas, A. 2005.* Slope processes at the North Estonian Klint. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 54, 4, 209–224.
- Müüldel, V., Vaher, R. 1997.* Tectonics. Neotectonics and recent crustal movements. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.) 1997. *Geology and mineral resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn. 167–177.
- Mickwitz, A. 1909.* Die „brennenden“ Schieferlager von Baltischport. *Rev. Zeit.* 1909.
- Männil, R. 1962.* Jääkriimude suunast Eestis. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1960/61, Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1960/61. Eesti NSV Teaduste Akadeemia, Tallinn, 13–28.
- NOAA/NESDIS Center for Satellite Applications and Research: <http://www.nesdis.noaa.gov/>*
- Orviku, K. 1940.* Lithologie der Tallinna-serie (Ordovitzium, Estland) I. *Acta et comm. Univ. Tartuensis.* 1–216.
- Orviku, K. 1960.* Toila ja Kunda lademe litostratigraafiast Eestis (vene keeles). *Geoloogia Instituudi Uurimused V*, Tallinn. 45–87.
- Orviku, K. 1969,* Sarnased murrutuskulpad. *Eesti Loodus* 8, lk 479.
- Orviku, K. 1974.* Eesti mererannavöönd (vene keeles). Eesti NSV Teaduste Akadeemia, Tallinn, 122 lk.
- Pakri saarte geoloogia ja vesi, 1997. Paldiski LV tellitud lepingulise uurimistöo aruanne. TTÜ Geoloogia Instituut, käsikiri, Tallinn, 31 lk.
- Pakri saarte üldplaneeringu keskkonnamõju strateegilise hindamise aruanne, 2008–2013. Hendrikson & Ko, Tartu, 124 lk.
- Perens, R. 1998.* Eesti hüdrogeoloogiline kaart 1:400 000. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 40 lk.
- Perens R. 2001.* Eesti põhjavee kaitstuse kaart 1:400 000. Seletuskiri. Tallinn. EGF 7120, 31 lk.
- Perens, R., Suuroja, K. 2010.* Suur-Pakri hüdrogeoloogilised täienduringud. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn, 40lk.
- Perens, R., Vallner, L. 1997.* Waterbearing formation. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.) *Geology and mineral resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers. Tallinn, 137–144.
- Puura, V. 1997.* Tectonics. Basement features. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.), 1997. *Geology and mineral resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn. 163–167.
- Põldsaar, K., Ainsaar, L. 2013.* Extensive soft-sediment deformation structures in the early Darriwilian (Middle Ordovician) shallow marine siliciclastic sediments formed on the Baltoscandian carbonate ramp, northwestern Estonia. *Marine Geology* 2013 (accepted).
- Raukas, A. 1963.* Juhtkivimite levik viimase mandrijäätumise moreenides Eesti NSV-s (vene keeles). Eesti NSV TA Toimetised, XII, 2, 198–211.
- Raukas, A. 1978.* Pleistotseeni setted ENSV-s (vene keeles). Tallinn, Valgus, 310.
- Raukas A. (koost.) 1999.* Endise Nõukogude Liidu sõjaväe jääkreostus ja selle likvideerimine. Eesti Vabariigi Keskkonnaministeerium, Tallinn, 198 lk.
- Raukas, A., Kajak, K. 1995.* Quaternary stratigraphy in Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 44/3, 149–162.

- Raukas, A., Saarse, L., Veski, S. 1995. A new version of the Holocene stratigraphy in Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 44, 4, 201–210.
- Rosentau, A., Vassiljev, J., Hang, T., Saarse, L., Kalm, V. 2009. Development of the Baltic Ice Lake in eastern Baltic. *Quaternary International*, 206, 16–23.
- Rosentau, A., Muru, M., Kriiska, A.; Subetto, D., Vassiljev, J., Hang, T., Gerasimov, D., Nordqvist, K., Ludikova, A., Lõugas, L., Raig, H., Kihno, K., Aunap, R., Letyka, N. 2013. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland. *Boreas*, 42, 4, 912–931.
- Rosentau, A.; Veski, S.; Kriiska, A.; Aunap, R.; Vassiljev, J.; Saarse, L.; Hang, T.; Heinsalu, A.; Oja, T. 2011. Palaeogeographic model for the SW Estonian coastal zone of the Baltic Sea. In: Harff, J.; Björck, S.; Hoth, P. (eds.). *The Baltic Sea Basin*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 165–188.
- Saadre, T., Suuroja, K. 1993a. Stratigraphy of the Kukruse Stage in Estonia. *Bull. of the Geological Survey of Estonia*, 3/1, 25–32.
- Saadre, T., Suuroja, K. 1993b. Distribution pattern of the beds of the Viivikonna Formation. *Bull. of the Geological Survey of Estonia*, 3/1, 13–24.
- Saarse, L.; Vassiljev, J.; Heinsalu, A. 2010. Reconstruction of the land–sea changes on the Juminda Peninsula, North Estonia, during the last 10 300 years. *Baltica*, 23, 2, 117–126.
- Savitskaja L., Viigand, A. 1994. Aruanne kambriumi-vendi veekompleksi põhjavee mikrokomponentide ja isotoopkoostise uurimisest joogivee kvaliteedi hindamiseks Põhja-Eestis. EGF 4870.
- Savitskaja L., Savva V., Jaštšuk S. 2003. Harju alamvesikonna põhjavee kaitstuse kaart mõõtkavas 1:50 000. EGF 7507, 19 lk.
- Schmidt, F. 1884. Esialgne aruanne 1883. aastal Geoloogilise Komitee korraldusel läbi viidud uuringutest (vene keeles). *Izv. Geol. Kom.* 1884, III, Nr 1, 21–36 lk.
- Severgin, V. M. 1803. Mineraloogilisi, majanduslikke jt ülestähendusi reisist Vene riigi lääneprovintssidesse 1802. aastal (vene keeles).
- Shtokalenko, M. B., Kaulio, V. M., Kozlov, S. A., Syomin, Yu. A. 2000. The Barometric Distribution of the Earth's Crust Density. In: *Geophysics in Baltic Region: Problems and Prospects for the New Millennium*. Tallinn, pp. 65–67.
- Štokalenko, M. B., Aleksejev, S. G., Kozlov, S. A. 2013. Liigest efektiivtihedusest absoluutsele. Kogumikus: Raskusjõu-, magnet- ja elektriväljade geoloogilise interpreteerimise teooria ja praktika küsimused. D.G.Uspenski-nimelise rahvusvahelise seminari 40. sessiooni materjalid. Maa Füüsika Instituut, Moskva, lk 380–384 (vene keeles).
- Štokalenko, M., All, T. 2013. Milleks meile vaja seda gravi-makivälja? Kogumikus: XXI Aprillikonverents. Teesid. OÜ Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, lk 36–38.
- Struckmeier W. F., Margat J. 1995. *Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend*. International Association of Hydrogeologists. Hannover, 177.
- Stumbur, H. 1966. NSVL geoloogiline kaart (aluspõhi) mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-35-I) (vene keeles). *Min. Geo. SSSR*, Moskva.
- Stumbur, H., Jõgi, S. 1967. Aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-35-VII). Keila, EGF 2943, 522.
- Stumbur, H., Jõgi, T. 1968. NSVL geoloogiline kaart (aluspõhi) mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-35-VII) (vene keeles). *Min. Geo. SSSR*, Moskva.
- Suuroja, K. 1996a. The geological mapping as a source of geological discoveries. *Vilnius. Geological mapping in Baltic States. Newsletter* 2, 19–22.
- Suuroja, K. 1996b. Neugrund – a key to the problems of geology of the southern side of Gulf of Finland. *Bulletin of Estonian Geological Society*, 12–13.

- Suuroja, K. 1997.* Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Tallinn, Eesti Geoloogiakeskus. Seletuskiri, 60 lk.
- Suuroja, K. 2005.* Põhja-Eesti klint. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 220 lk.
- Suuroja, K. 2006.* Põhja-Eesti klint Eesti looduse sümbolina. Keskkonnaministeerium, Tallinn. 210 lk.
- Suuroja, K. 2006.* Baltic Klint in North-Estonia as a symbol of Estonian nature. KKM, Tallinn, 196 pp.
- Suuroja, K. 2008.* Balti klint – loodus ja ajalugu. Geotrail KS, Tallinn.
- Suuroja, K., Kadastik, E., Ploom, K., Saadre, T. 1998.* Loode-Eesti 1:50 000 (1:25 000) geoloogilise kaardistamise aruanne. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn. EGF 5920, 203 lk.
- Suuroja, K., Kirsimäe, K., Ainsaar, L., Kohv, M., Mahaney, W., Suuroja, S. 2003.* The Osmussaar Breccia in Northwestern Estonia – Evidence of a ca 475 Ma earthquake or an impact? In: Koeberl, C., Martinez-Ruiz, F. (eds.) Impact Markers in the Stratigraphic Record. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg. *Impact Studies*, 333–347.
- Suuroja, K., Koppelmaa, H., Kivisilla, J., Niin, M., Gromov, O., Klein, V. 1989.* Geoloogiline süvakaardistamine Nõva–Haapsalu piirkonnas mõõtkavas 1:500 000 (topoalusel 1:200 000) 1985.-1987.a. (vene keeles) Tallinn, EGF 4259.
- Suuroja, K., Morgen, E., Mardim, T., Otsmaa, M., Kaljuläte, K., Vahtra, T., All, T., Kõiv, M. 2010a.* Eesti geoloogilise baaskaardi Paldiski (6333) leht. Seletuskiri. Tallinn.
- Suuroja, K., Niin, M., Suuroja, S., Ploom, K., Kaljuläte, K., Talpas, A., Petersell, V. 2010b.* Suur-Pakri saare ja selle lähiumbruse geoloogilis-geotehnilis-hüdrogeoloogiliste uuringute aruanne. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn.
- Suuroja, K., Ploom, K., Kaljuläte, K., Morgen, E., Suuroja, S. 2013.* Pakri (6244) kaardilehe merepõhja täiendavad geoloogilis-geofüüsikalised uuringud. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn. 30 lk.
- Suuroja, K., Saadre, T. 1995.* The gneiss-breccia erratic boulders from northwestern Estonia as witnesses of an unknown impact structure. *Bulletin of Geological Survey of Estonia* 5/1, 26–28.
- Suuroja, K., Suuroja, S. 1999.* Neugrund structure – a submarine meteorite crater at the entrance to the Gulf of Finland. *Estonia Maritima* 4, 161–189.
- Suuroja, K., Suuroja, S. 2000.* Neugrund Structure – the newly discovered submarine early Cambrian impact crater. In: Gilmour, I., Koeberl, C. (eds.) *Impacts and the Early Earth* Springer Verlag, Berlin-Heidelberg. *Lecture Notes in Earth Sciences* 91, 389–416.
- Suuroja, K., Suuroja, S. 2010.* The Neugrund meteorite crater on the seafloor of the Gulf of Finland. *Baltica* 23 (1), 47–58.
- Suuroja, K., Suuroja, S., Talpas, A. 1999.* Meregeoloogilised uuringud Osmussaare ja Pakri saarte vahemikus. Kaardid ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn, EGF 6119, 180 lk.
- Suuroja, S. 2007.* Comparative morphological analyse of the Early Palaeozoic marine impact structures Kärddla and Neugrund, Estonia. Tallinn University of Technology, PhD Thesis, 187 pp.
- Suuroja, S., All, T., Plado, J., Suuroja, K. 2002.* Geology and Magnetic Signatures of the Neugrund Impact Structure, Estonia. In: Plado, J., Pesonen, L. (eds.) *Impacts in Precambrian Shields*. Springer Verlag. *Impact Studies*, 277–294.
- Suuroja, S., Suuroja, K. 2004.* The Neugrund Marine Impact Structure (Gulf of Finland, Estonia). In: Dypvik, H., Burchell, M., Claeys, P. (eds.) *Cratering in Marine Environments and on Ice*. Springer Verlag. Berlin – Heidelberg. *Impact Studies*, 75–95.
- Suuroja, S., Suuroja, K., Floden, T., Talpas, A., Kask, A., Ploom, K. 2012.* Pakri (6244) kaardilehe merepõhja geoloogilis-geofüüsikalistest uuringutest. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn, EGF 8440.
- Suuroja, S., Suuroja, K., Talpas, A. 2008.* About seafloor geological investigations in Estonia. *Baltica* 20 (1/2), 34–42.

- Svendsen, J., Alexanderson, H., Astakhov, V., Demidov, I., Dowdeswell, J., Funder, S., Gataullin, V. et al. 2004.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 11-13, 1229–1271.
- Söderbäck, P. 1940.* Rågöborna. Stockholm.
- Talpas, A., Väiling, P., Kask, J., Mardla, A., Sakson, M. 1994.* Balti mere šelfiala geoloogiline kaardistamine mõõtkavas 1:200 000 (vene keeles). Aruanne. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn, EGF 4586.
- Trautschold, A. 1877.* Aus Estland und vom Wolchow. *Bul.Soc.Nat.Moscou*, 1877. Nr 2, 369–378.
- Vallner, L. 1980.* Geohüdrodünaamiline liigestus ja Eesti põhjavete bilanss (vene keeles). Vallner L (toim.). Eesti hüdrogeoloogia probleeme. TA GI, Tallinn, 11–120.
- Vallner, L. 2002.* Eesti hüdrogeoloogiline mudel. EGF 7477, 104 lk.
- Vassiljev, J., Saarse, L. 2013.* Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 85, 1, 9–18.
- Viiding, H., Gaigalas, A., Gudelis V., Raukas, A., Tarvydas R. 1971.* Christalline indicator boulders in the East-Baltic area (in Russian). Mintis, Vilnius, 95 p.
- Walker, M.J.C., Björck, S etc. 1999.* Isotopic & events in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1143–1150.
- Öpik, A. 1927.* Die Inseln Odensholm und Rogö. *Acta et comm. Univ. Tartuensis*. A XII/2, 1–69.

TUGIPUURAUГУ SP2 (SUUR-PAKRI) SÜDAMIKU GEOLOOGILINE KIRJELDUS

Puuraugu asukoht: Harjumaa, Suur-Pakri saar

Koordinaadid: LEST X =6577556; Y = 494224,6

Puuraugu suudme kõrgus: 6 m ümp

Puuraugu sügavus: 302,0 m

Puurauk puuriti 2009. aastal AS Eesti Energia tellimisel OÜ Eridania poolt.

Esmakirjelduse on koostanud Kalle Suuroja (settekivimid) ja Mati Niin (kristalse aluskorra kivimid) 2010. aastal.

Puursüdamik on hoiustatud Eesti Geoloogiakeskuse Arbavere puursüdamikuhoidlas Lääne-Virumaal, Kadrina vallas

PINNAKATE

0,0–1,5 m (1,5/1,5)* Q (mIV) (Kvaternaar, Holotseen, merelised setted):

Süg. 0,0–0,1 m (0,1/0,1) kasvukiht ja muld.

Süg. 0,1–1,0 m peen lubjakiviklibu paerähaga.

Süg. 1,0–1,5 m pruunikashall liivsavirähk lubjakiviklibuga.

ALUSPÕHI

1,5–5,1 m (3,6+/3,4) – O₃kk (vv) (Kukruse lademe Viivikonna kihistu)

Helehall detriitjas kuni detriitne peenkristalne lubjakivi roosa pae hajusate vahekihtide ja rohkete katkestuspindadega. Eristuvad järgmised alaintervallid:

Süg. 1,5–2,8 m (1,3 m) – helehall lubjakivi püriidistunud detriidiga, lainjaskihiline halli ja pruunika (intervalli alaosas) mergli kelmetega.

Süg. 2,8–3,0 m (0,2 m) – roosa paas püriidistunud detriidiga, pruunika kukersiitse mergli lainjalt katkendlike kelmete ja läätsjate vahekihtidega. Kihi lael lainjas fosfaat-püriitne.

Süg. 3,0–3,1 m (0,1 m) – rohekashall detriitjas lubjakivi halli mergli katkendlikult lainjate katkestuspindadega, alumisel piiril nõrga püriitse impregnatsiooniga lainjas katkestuspind.

Süg. 3,1–3,3 m (0,2 m) – roosa paas püriidistunud detriidiga ja peente ussikäikudega, keskmiselt lainjaskihiline pruunika kukersiidi lainjalt hajusate vahekihtide ja kelmetega. Kihi lael tasane madalate uretega püriitne katkestuspind ja alumisel piiril lainja nõrga püriitse impregnatsiooniga katkestuspind.

Süg. 3,3–4,1 m (0,8 m) – rohekas- kuni helehall detriitjas keskmisekihiline lubjakivi halli mergli katkendlikult lainjate kelmete-vahekihtidega.

Süg. 4,1–4,3 m (0,2 m) – roosa paas püriidistunud detriidiga, poolmuguljas, pruunika kukersiitse mergli lainjalt katkendlike kelmete ja läätsjate vahekihtidega.

Süg. 4,3–4,4 m (0,1 m) – helehall peenkristalne detriidikas lubjakivi, mida läbivad harvad peened kukersiiditaitelised ussikäigud. Alumisel piiril tasane tugeva püriitse impregnatsiooniga katkestuspind.

Süg. 4,4–4,55 m (0,15 m) – rohekas- kuni pruunikashall (intervalli alaosas) nõrgalt savikas detriidikas lubjakivi. Alumisel piiril lainjas tugeva püriitse impregnatsiooniga katkestuspind.

Süg. 4,55–5,1 m (0,55 m) – rohekas- kuni helehalli lubjakivii ja roosa pae kihtide tihe vaheldumine. Kuni 5 tugeva püriitse impregnatsiooniga katkestuspinda. Süg. 5,05–5,10 m viimane roosa pae kiht, mille all madalate uretega tugeva püriitse impregnatsiooniga katkestuspind.

5,1–6,7 m (1,6/1,6) – O₂uh (kr) (Uhaku lademe Kõrgekaldal kihistu)

Rohekas- kuni helehall detriitjas peenkristalne lubjakivi, keskmiselt lainjaskihiline rohkete rohekashalli mergli kelmetega. Sügavustel 5,2; 5,5 ja 5,55 m lainjad püriitse impregnatsiooniga

katkestuspinnad. Süg. 6,4 m tasane koopataoliste uretega püriitne katkestuspind. Alumisel piiril kahekordne püriit-fosfaatse impregnatsiooniga konarlik uretega katkestuspind.

6,7–11,9 m (5,2/4,9) – O₂Is (vä) (Lasnamäe lademe Väo kihistu)

Helehall detriidikas peenekristalne lubjakivi, valdavalt keskmisekihiline lainjalt katkendlike mergli kelmete ja rohkete (enam kui 30 tk) katkestuspindadega. Neist markantsemad on sügavustel:

6,7 m – lainjas uretega püriit-fosfaatne katkestuspind;

6,75 m –lainjas uretega püriit-fosfaatne katkestuspind;

6,9 m – kolmekordne uretega püriit-fosfaatsete katkestuspindade kompleks;

7,1 ja 7,15 m – tasased madalate uretega püriit-fosfaatsete katkestuspinnad;

7,7 m – lainjas konarpindne püriitne katkestuspind;

8,0 m – kolmekordne püriit-fosfaatse impregnatsiooniga ja kuni 7 cm sügavuste käikudega katkestuspindade kompleks;

8,5 m – nõrga püriitse impregnatsiooniga karepindne ja kuni 8 cm sügavuste käikudega katkestuspind;

8,8 m – kaks konarpindset püriitse impregnatsiooniga katkestuspinda.

Alumisel piiril (11,9 m) lainjas madalate uretega fosfaatse impregnatsiooniga katkestuspind, millest ülalpool harvad valged frankoliitsed ooidid ja millest allpool ilmuvad pruunid raudooidid.

11,9–12,0 m (0,1/0,1) – O₂as (as) (Aseri lademe Aseri kihistu)

Hall raudooididega lubjakivi nelja üksteisega põimunud lainja fosfaatse katkestuspinnaga. Alumisel piiril eriti markantne tugeva fosfaatse impregnatsiooniga ja kuni 7 cm sügavuste laiade uretega katkestuspind. Uuretes omakorda nelja püriit-fosfaatse impregnatsiooniga katkestuspinna fragmendid. Uuretes olev lubjakivi sisaldab liiva.

12,0–13,0 m (1,0/0,9) – O₂kn (pk) (Kunda lademe Pakri kihistu)

Pruunikashall liivalubjakivi kerogeense liivaka mergli vahekihtidega. Eristub kaks alaintervalli:

Süg. 12,0–12,5 m pruunikashall (nõrgalt kerogeenne) voolujälgedega massiivne liivalubjakivi.

Süg. 12,2–12,3 m valge kaltsiitne ebaselge päritoluga purd. Süg. 12,3 m ilmuvad nii püriit-fosfaatsete katkestuspindade tükid kui ka glaukoniidi terad.

Süg. 12,5–13,0 m pruunikashall (nõrgalt kerogeenne) poolmuguljas liivakas lubjakivi liivaka mergli läätsjate vahekihtidega. Sügavamal muutuvad mergli vahekihid savikamaks, st rohekamaks. Alumisel piiril impregneerimata lainjas katkestuspind, millest allpool ilmuvad glaukoniidi terad.

13,0–13,9 m (0,9/0,8) – O₂vl (tl) (Volhovi lademe Toila kihistu)

Helehall glaukoniiti sisaldav lubjakivi, õhukesest kuni keskmisekihiliseni, allpool helerohelise mergli vahekihtidega. Glaukoniit (10–20%) jaotunud intervalli piires küllaltki ühtlaselt. Süg. 13,5–13,8 m on glaukoniiti vähem ja kivim mikrokristalne (võimalik et Telinõmme kihistiku tase). Alumine piir südamikus puudu.

13,9–14,0 m (0,1/0,1) – O₁hn (ltM) (Hunnebergi lademe Leetse kihistu Mäeküla kihistik)

Hallikasroheline tugevalt tsementeerunud peeneteraline muguljas glaukoniitliivakivi. Alumine piir üleminekuline.

14,0–16,5 m (2,5/2,5) – O₁hn (ltJ) (Hunnebergi lademe Leetse kihistu Joa kihistik)

Intervall läbitud kuivalt ja sellest tulenevalt on kivimi tekstuur rikutud ja materjal segunenud. Hallikasroheline tugevalt tsementeerunud peeneteraline glaukoniitliivakivi. Roheline peeneteraline aleuriitne glaukoniitliivakivi, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud. Tasemeti sisaldab savi. Alumine piir südamikus puudu (segunenud).

16,5–17,4 m (0,9/0,9) – O₁vr (vr) (Varangu lademe Varangu kihistu)

Intervall läbitud kuivalt ja sellest tulenevalt on kivimi tekstuur rikutud ja materjal segunenud.

Süg. 16,5–16,8 m rohekashall aleuriidikas-savikas glaukoniit-liivakivi, nõrgalt tsementeerunud, intervalli üla- ja alaosas beežika bentoniitsavi vahekihtidega.

Süg. 16,8–17,4 m rohekashalli nõrgalt tsementeerunud aluriidikas-savika glaukoniitliivakivi ja hallikaspruuni kerogeense argilliidi vaheldumine. Alumine piir ebaelge.

17,4–22,2 m (4,8/4,3) – *O₁pk (tr)* (*Pakerordi lademe Türisalu kihistu*)

Intervall läbitud kuivalt ja sellest tulenevalt on kivimi algne tekstuur tugevasti rikutud. Pruun kerogeenne argilliit (diktüoneemakilt), õhukeselt horisontaalkihiline, kihipindadel sagedasti graptoliitide fragmendid. Süg. 18–19 m kulgeb subvertikaalne lõhe.

22,2–26,0 m (3,8/1,8+H) – *O₁pk (kl)* (*Pakerordi lademe Kallavere kihistu*)

Oobolusliivakivi lasund. Süg. 22,2–22,4 m hall tugevasti tsementeerunud peeneteraline oobolusliivakivi. Kihi lael on u 3 cm ulatuses tsement püriitne (nn püriidikiht), allpool on see enamasti karbonaatne.

Süg. 22,4–24,5 m (2,1 m) puurhiib hallist peeneteralisest nõrgalt tsementeerunud oobolusliivakivist.

Süg. 24,5–26,0 m (1,5 m) tekstuuritu segu hallikaspruunist kerogeensest argilliidist ja nõrgalt tsementeerunud peeneteralisest oobolusliivakivist.

26,0–49,0 m (23,0/-) – *Ca₁ts* (*Alam-Kambriumi Tiskre kihistu*)

Puursüdamik on kuni 30,0 meetrini esindatud väheinformatiivse puurhiivaga. Vahemik 30,0–57,0 m (27,0 m) on läbitud puursüdamikku võtmata. Vaadeldav intervall on tinglikult välja eraldatud lähedalasuvate puuraukude F-332 (Vihterpalu) ja F-331 (Ristna) puursüdamiku võrdleva analüüsi alusel. Helehall jämedateraline nõrgalt tsementeerunud kvartsaleuroliit (u 70%) rohekashalli peenekihilise peliitaleuroliidi (u 30%) kuni 10 cm paksuste vahekihtidega. Aleuroliit sisaldab hajusalt vilku (seritsiit, biotiit, kloriit), peeneteralist glaukoniiti ja püriiti.

49,0–68,5 m (19,5/9,0) – *Ca₁lk* (*Alam-Kambriumi Lükati kihistu*)

Rohekashall peenekihiline aleuriitne savi (sinisavi) helehalli pisiteralise nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud kvartslivakivi vahekihtide ja kelmetega. Viimased on kontsentreerunud enamasti kihistu alaossa vahemikku 67,0–68,5 m. Keskmiselt tsementeerunud aleuroliidi kihipindadel on vilgu (seritsiit, biotiit, kloriit) lehekesi ja mudasöövate organismide roomamisjälgi. Intervalli alaosast on leitud *Volborthella* koonusjaid kodasid. Kivimi tekstuur on kuivalt puurimisega rikutud.

68,5–74,5 m (6,0/5,5) – *Ca₁lnT* (*Alam-Kambriumi Lontova kihistu Tammneeme kihistik*)

Rohekashall aleuriitne savi (sinisavi) arvukate glaukoniiti sisaldavate aleuroliidi kilede ja harvade õhukeste vahekihtidega. Kihistiku keskosas on neid arvukamalt ja nad on paksemad. Kogu intervalli ulatuses levivad peened (1–2 mm) püriitsed lindid (mudasöövate organismide roomamisjäljed) ja platisolenitiidide (*Platysolenites antiquissimus*) fragmendid. Kihistiku alumine piir on küllaltki selge ja see väljendub sinisavi värvi muutuses ning aleuriitsete kilede kadumises.

74,5–84,5 m (10,0/10,0) – *Ca₁ln* (*Alam-Kambriumi Lontova kihistu*)

Kirjuvärvilised (rohekashallil foonil erineva intensiivsusega violetsete laikudega) aleuriitsed (kihistiku ülaosas) ja aleuriidikad (kihistiku alaosas) savid. Kirjuvärvilisus on eriti intensiivne kihistiku esimese kolme meetri ulatuses. Kogu intervalli ulatuses levivad püriitsed lindid (laius kuni 5 mm) ja esineb platisolenitiidide (enamasti *Platysolenites antiquissimus*) fragmente.

Süg. 84,5–89,1 m (4,6/4,6) – Kirjuvärviline (hallikasroheline violetsete laikudega) aleuriidikas savi (sinisavi), õhukesekihiline. Selles leidub rõngasussi *Platysoleniteste* fragmente ja mudasöövate püriitseid ussikäike. Süg. 89,1–130,0 m.

130,0–180,5 m (50,5/-) – *V₂kr* (*Neoproterosoikum, Ülem-Vend, Kroodi kihistu*)

Kuna intervall 125,0–180,2 m (55,2 m) on puuritud puursüdamikku võtmata ja seal ei ole tehtud ka γ -karotaaži, siis see intervall on välja eraldatud analoogia põhjal puurauguga F-317 (Põllküla).

Sügavuselt umbes 180,0 meetrit on tõstetud 0,2 m rohekashalli violetsete laikudega aleuriitset argilliiti.

KRISTALNE ALUSKORD

180,5–302,0 m (121,5/117,3) – PPl (Paleoproterosoikum, Lääne-Eesti kompleks)

180,5–188,0 m (7,5/3,6) – II astme murenemiskoorik

Puursüdamiku väljatulek intervallist on väike (alla 50%) ja seda enamasti puuduva III astme murenemiskooriku osas. Tugevalt murenenud kirevavärviline (rohekas, roosakas, pruunikas) migmatiidistunud amfiboolgneiss. Kivim on lõheline ja tugevalt kataklaseerunud. Erisuunalisi lõhesid 5–10 meetri kohta. Sageli esinevad kloriidistunud nihkepinnad. Sügavustel 185,0–186,0 m tugevalt porsunud kaoliniidistunud tsoon. Kihtide kallakus 40–80°.

188,0–188,5 m (0,5/0,3) – I astme murenemiskoorik

Peene- kuni keskmisekristalne nõrgalt murenenud rohekas- või roosakas-hall migmatiidistunud biotiit-amfiboolgneiss. Esinevad üksikud erisuunalised täiteta lõhed ja peened (kuni 2 mm) kaltsiidisooned, mis lõikavad kivimi tekstuuri enamasti u 45° all. Kihtide kallakus 50–60°.

188,5–190,3 m (1,8/1,8) – Peenekristalne leukokraatne amfiboliit, rohekashall, nõrgalt migmatiidistunud.

Kohati on kivim kataklaseerunud ja kogu intervalli ulatuses esinevad peened (kuni 2 mm) kaltsiit-epidootse või epidootse koostisega lõikavad hüdrotermaalsed sooned. Lisaks soontele esinevad kloriidistunud nihkepinnad ja täiteta lõhed, mis tavaliselt lõikavad kivimi tekstuuri. Kihtide kallakus 50–60°.

190,3–194,1 m (3,8/3,8) – Peenekristalne hallikasroosa kvarts-päevakivigneiss. Gneiss sisaldab õhukesi (kuni 2–3 cm) amfiboliidi vahekihte või läätsi. Kivim on kataklaseerunud ja selles on õhukesi (kuni 5 mm) epidoodi sooni, enam intervalli lõpus. Lisaks soontele esineb lõikavaid (20–45) lõhesid ja kloriidistunud nihkepindu. Kihtide kallakus 50–70°.

194,1–197,3 m (3,2/3,2) – Peenekristalne hallikasroosa või -pruun kvarts-päevakivigneiss. Gneiss on tumedam kui eelmises intervallis. Kivim tugevalt kataklaseerunud, hulgaliselt (u 100) erineva paksusega (1–20 mm) epidoodi sooni. Sooned lõikavad kivimi tekstuuri, kuid on väga erisuunalised, tihti looklevad ja hargnevad. Soonekeste vahel on gneiss tihti pruunikat värvi ja mülonitiseerunud. Lisaks täitega lõhedele on arvukalt ka täiteta lõhesid ja kloriidistunud nihkepindu. Kihtide kallakus 50–70°.

197,3–198,0 m (0,7/0,6) – Peene- kuni keskmisekristalne pruunikas amfiboolgneiss, tugevalt migmatiidistunud, purustatud ja murenenud. Kohati on kivim muutunud pudedaks, tugevalt kloriidistunud ja limoniidistunud (rauastunud). Hulgaliselt erisuunalisi lõhesid ja nihkepindu. Kihtide kallakus 50–60°.

198,0–198,9 m (0,9/0,9) – Keskmisekristalne punakas-roosa graniit, tugevalt kataklaseerunud ja müloniidistunud, kohati tugevalt murenenud ja pude. Palju (üle 20) erisuunalisi täiteta lõhesid ja kloriidistunud nihkepindu. Kihtide kallakus 50–60°.

198,9–199,5 m (0,6/0,6) – Peenekristalne punakasroosa kvarts-päevakivigneiss. Tugevalt kataklaseerunud, esinevad üksikud juuspeened epidoodi sooned ning rauastunud ja kloriidistunud nihkepinnad. Lõhed ja sooned erisuunalised, kuid enamasti tekstuuri lõikavad. Kihi kallakus 50–60°.

199,5–200,2 m (0,7/0,7) – Peenekristalne punakasroosa kvarts-päevakivigneiss õhukeste (3–5 cm) amfiboliidi vahekihtidega. Kivim tugevalt kataklaseerunud ja intervalli alguses murenenud. Kogu intervalli ulatuses juuspeened epidoodi ja kaltsiit-epidoodi soonekesed. Sooned on lõikavad ja tihti ka hargnevad ning muutliku suunaga. Täiteta lõhesid on nii tekstuuri jälgivaid kui lõikavaid. Nihkepinnad tavaliselt kloriidistunud või kaltsiidistunud. Kihi kallakus 60–80°.

- 200,2–201,3 m (1,1/1,1)** – Peene- kuni keskmisekristalne tugevalt graniidistunud kivim – varigraniit. Kivim on punakas-hall, tähnilise struktuuriga (mikroporfüürline) tugevalt kataklaseerunud ja müloniidistunud. Palju lõikavaid epidoodi sooni ja soonekesi, millede paksus 1–7 mm. Lisaks neile on täiteta lõhesid ja kloriidistunud või limoniidistunud nihkepindu. Kivimi tekstuur on massiivne.
- 201,3–203,3 m (2,0/2,0)** – Peenekristalne punakashall kvarts-päevakivigneiss. Gneiss on tugevalt kataklaseerunud, mistõttu tekstuur halvasti jälgitav. Arvukalt lõikavaid epidoodi ja kaltsiit-epidoodi sooni, millede paksus valdavalt 1–2, harvem kuni 5–7 mm. Sooned tihti hargnevad ja erisuunalised ning neid on intervallis üle 20-ne. Kloriidi või kaltsiit-kloriidi impregnatsiooniga lõhede valdav suund on 30–50° all. Kihi kallakus 50–80°.
- 203,3–210,7 m (7,4/7,4)** – Peene- harvem keskmisekristalne roosakas-hall tugevalt graniidistunud ja migmatiidistunud biotiit-plagiogneiss. Gneiss sisaldab õhukesi (2–3, harvem kuni 7–8 cm) amfiboliidi vahekihte. Kogu intervall tugevalt kataklaseerunud, lõheline ja lõikavate hüdrotermaalsete soontega. Sooned valdavalt helerohekad epidoodi või vilgu-epidoodi koostisega, nende paksus enamasti 2–5 mm, harvem kuni 10 mm. Sooni intervalli piires üle 50-ne. Lisaks soontele on arvukalt kloriidistunud ja limoniidistunud nihkepindu. Kihtide kallakus 60–70°.
- 210,7–212,0 m (1,3/1,3)** – Peene- ja keskmisekristalne roosakashall varigraniit tugevalt kataklaseerunud ja intervalli alguses murenenud. Esinevad harvad lõikavad õhukesed (kuni 2–3 mm) epidoodi soonekesed. Täiteta lõhed ja nihkepinnad üldiselt jälgivad kivimi tekstuuri ja nende pinnad on enamasti kloriidistunud ja limoniidistunud. Kihi kallakus halvasti jälgitav 50–60°.
- 212,0–213,2 m (1,2/1,2)** – Peenekristalliline punakas kvarts-päevakivigneiss, tugevalt kataklaseerunud ja mülonitiseerunud. Hulgaliselt kohtab juuspeeni epidoodi ja kaltsiit-epidoodi soonekesi. Sooned on erisuunalised, lõikavad ja hargnevad. Tekstuuri lõikavad nihkepeeglid on tavaliselt kloriidi, kaltsiidi või limoniidi impregnatsiooniga. Kihtide kallakus (50–60°) on halvasti jälgitav,.
- 213,2–213,6 m (0,4/0,4)** – Peenekristalne tumehall roheka varjundiga amfiboliit. Kivim on veidi murenenud, tema tekstuur on suurepäraselt jälgitav. Harva kohtab juuspeeni lõikavaid kaltsiidi soonekesi. Üksikud kloriidi ja kaltsiidi kirmega nihkepeeglid jälgivad kivimi tekstuuri. Kihi kallakus 50–60°.
- 213,6–216,6 m (3,0/3,0)** – Peenekristalne, kohati pisikristalne (mikrokristalne) pruunikas-punakas kvarts-päevakivigneiss. Kivim on tugevalt kataklaseerunud ja müloniidistunud. Hulgaliselt (u 50) on eri paksusega epidoodi või kaltsiit-epidoodi sooni ja soonekesi. Sooned on lõikavad ja hargnevad, vahel kärgjate läätsedena. Täiteta lõhed on erisuunalised ja valdavalt tekstuure lõikavad. Intervallis 214,25–214,35 m on gneiss tugevalt murenenud – kloriidistunud, kaoliniidistunud, limoniidistunud, kohati pude. Kihi kallakus 50–70°.
- 216,6–219,0 m (2,4/2,4)** – Peenekristalne leukokraatne roosakashall biotiit-plagiogneiss, migmatiidistunud pisut jämedakristalsema graniitse materjaliga. Intervalli alguses on õhukesed (1–2 cm) amfiboliidi vahekihid. Kivim on mõõdukalt kataklaseerunud, enim on purustatud graniitsemad intervallid. Suhteliselt vähe (alla 10) on õhukesi (kuni 2–3 mm) epidoodi sooni, samuti on vähe täiteta lõhesid ja nihkepindu. Kihi kallakus 50–60°.
- 219,0–220,5 m (1,5/1,5)** – Peenekristalne roosakashall kvarts-päevakivigneiss, tugevalt purustatud. Intervalli alguses on mõned suhteliselt paksud (1–3 cm) lõikavad epidoodi sooned ja epidoodistunud tsoonid, mis on pisut murenenud. Kihi kallakus 50–60°, halvasti jälgitav.
- 220,5–221,2 m (0,7/0,7)** – Keskmisekristalne punakas varigraniit õhukeste amfiboliidi reliktidega. Kivim on tugevalt purustatud ja ka murenenud, hüdrotermaalseid epidoodi sooni on 2–3. Suhteliselt palju on aga erisuunalisi täiteta lõhesid. Kivimi tekstuur on halvasti jälgitav (massiivne).
- 221,2–222,8 m (1,6/1,6)** – Peenekristalne punakas- või rohekas-hall kvarts-päevakivigneiss. Kivim on väga tugevalt kataklaseerunud, suure hulga (üle 100) lõikavate epidoodi ja kaltsiit-epidoodi soonte ja soonekestega. Sooned on erisuunalised, hargnevad, looklevad. Osade soonte ümber on gneiss tugevalt

- epidoodistunud, müloniidistunud ja kohati ka murenenu. Erisuunalised lõhed ja nihkepinnad on kloriidistunud ja limoniidistunud. Kivimi tekstuur on halvasti jälgitav.
- 222,8–223,8 m (1,0/1,0)** – Keskmisekristalne roosakashall plagiograniiit (tonaliit), tugevalt kataklaseerunud. Hüdrotermaalsed sooned puuduvad, küll aga esinevad täiteta lõhed ja vilgu või limoniidi impregnatsiooniga nihkepinnad. Tekstuur halvasti jälgitav, aga kohati on kihtide kallakus siiski fikseeritav ja see on 50–70°.
- 223,8–226,3 m (2,5/2,5)** – Peenekristalne leukokraatne punakas- kuni pruunikas-hall biotiitgneiss. Kivim on tugevalt purustatud, lõikavaid epidoodi soonekesi on vähe, nende paksus 1–2 mm. Täiteta lõhed ja nihkepinnad lõikavad tavaliselt kivimi tekstuuri. Kihi kallakus 50–60°.
- 226,3–226,7 m (0,4/0,4)** – Keskmisekristalne roosakashall graniitgneiss üksikute õhukeste (1–2 cm) amfiboolgneisi vahekihtidega. Intervallis on ka paar lõikavat epidoodi soont, paksusega kuni 5 mm. Kihi kallakus 50–60°.
- 226,7–232,0 m (5,3/5,3)** – Peenekristalne punakashall kvarts-päevakivigneiss, tugevalt kataklaseerunud. Hulgaliselt (u 50) lõikavaid eri paksusega (kuni 1 cm) epidoodi ja kvarts-epidoodi sooni. Sooned on erisuunalised, samuti kui täiteta lõhed ja nihkepinnad. Kihtide kallakus 50–70°.
- 232,0–233,5 m (1,5/1,5)** – Peenekristalne roosakas- või rohekas-hall tugevalt migmatiidistunud amfiboolgneiss, kataklaseerunud ja paiguti kergelt murenenu. Õhukesti (kuni 1–2 mm) lõikavaid epidoodi ja kaltsiit-epidoodi soonekesi esineb harva, samuti täiteta lõhesid ja nihkepindasid. Kihi kallakus 50–80°.
- 233,5–234,1 m (0,6/0,6)** – Peene- kuni keskmisekristalne punakas tugevalt migmatiidistunud amfiboolgneiss, kataklaseerunud ja murenenu. Murenemisega kaasneb tugev limoniidistumine. Esinevad üksikud peened (1–2 mm) kaltsiidi soonekesed. Kivimi tekstuur halvasti jälgitav.
- 234,1–237,1 m (3,0/3,0)** – Peenekristalne tumehall amfiboliit, mis on kohati migmatiidistunud. Kivim suhteliselt nõrgalt kataklaseerunud, harvade õhukeste kaltsiidi soonekestega. Mõnevõrra sagedamini kohtab aga erisuunalisi täiteta lõhesid ja limoniitse impregnatsiooniga nihkepindasid. Kihtide kallakus 50–80°.
- 237,1–238,3 m (1,2/1,2)** – Peenekristalne roosakashall tugevalt migmatiidistunud amfiboolgneiss, kohati üleminekutega varimigmatiidiks. Õhukesti (kuni 1–2 mm) kaltsiidi soonekesi kohtab harva ja nad on seotud tekstuuriga ühilduvate nihke- ja eralduspindadega. Kihi kallakus 50–60°.
- 238,3–239,0 m (0,7/0,7)** – Peenekristalne roheakashall amfiboliit, kohati kergelt migmatiidistunud. Kivimis on paar tekstuuriga ühilduvat kaltsiidi ja kloriidi impregnatsiooniga lõhet. Kihi kallakus 50–80°.
- 239,0–239,7 m (0,7/0,7)** – Keskmisekristalne punakasroosa varigraniit õhukeste amfiboolgneisi reliktidega. Kivim on kataklaseerunud, kuid ilma hüdrotermaalsete soonteta. Esinevad mõned ühilduvad lõhed, millele seinad kloriidi ja kaltsiidiga impregneeritud. Kihi kallakus 50–80°.
- 239,7–241,6 m (1,9/1,9)** – Peenekristalne rohekas-hall amfiboliit, veniitselt migmatiidistunud. Kivim nõrgalt kataklaseerunud, lõikavaid hüdrotermaalseid sooni pole. Harva kohtab tekstuuriga ühilduvaid nihkepindasid, mis kloriidiga impregneeritud. Kihi kallakus 50–80°.
- 241,6–244,0 m (2,4/2,4)** – Peenekristalne punakas-hall kvarts-päevakivigneiss, tugevalt kataklaseerunud ja müloniidistunud. Harva kohtab õhukesti (2–3 cm) amfiboolgneisi vahekihte. Õhukeste lõikavate epidoodi soonte hulk üle viiekümne. Sügavusel 243,5 m paarisentimeetrine tume murenenu vahekiht kaltsiidi soonekestega. Kihi kallakus 50–70°.
- 244,0–249,0 m (5,0/5,0)** – Peenekristalne, harvem keskmisekristalliline rohekas-hall amfiboliit, tugevalt kloriidistunud. Kivim nõrgalt kataklaseerunud, kogu intervalli ulatuses peened (1–7 mm) kaltsiidi ja epidoodi sooned, mis tavaliselt on lõikava iseloomuga. Harvem esinevad lõikavad kloriidi ja kaltsiidi impregnatsiooniga nihkepinnad, mis lasuvad tavaliselt 30–50° nurga all. Kivimi tekstuur hästi jälgitav, kihi kallakus 50–60°.

- 249,0–249,5 m (0,5/0,5)** – Peenekristalne roosakashall kvarts-päevakivigneiss amfiboolgneisi õhukeste (1–3 m) vahekihtidega. Kivim kataklaseerunud, harvade lõikuvate juuspeenete kaltsiit-epidoodi soonekestega. Kihi kallakus 40–60°.
- 249,5–251,4 m (1,9/1,9)** – Peenekristalne rohekashall amfiboliit õhukeste (2–5 cm) graniitsete soonte ja läätsedega. Kivim nõrgalt kataklaseerunud, esinevad harvad peened (1–3 mm) kaltsiidi ja kaltsiit-epidoodi sooned, mis tavaliselt kivimi tekstuuri lõikavad. Kihi kallakus 50–60°.
- 251,4–251,7 m (0,3/0,3)** – Peenekristalne punakasroosa kvarts-päevakivigneiss amfiboliidi õhukeste soontega. Kontaktid ümbritsevate kivimitega on üleminekulised, tekstuur halvasti jälgitav.
- 251,7–253,7 m (2,0/2,0)** – Peene- kuni keskmisekristalne rohekas amfiboliit helelda kvarts-päevakivigneisi vahekihtidega. Kogu kompleks migmatiidistunud ja graniidistunud. Kivim kogu ulatuses kataklaseerunud, eriti intervalli keskosas, kus see on enam graniitne. Hulgaliselt (üle paarikümne) lõikavaid hüdrotermaalseid sooni, mis tavaliselt kaltsiitse või epidoot-kaltsiitse koostisega. Sooned tihti hargnevad ja kärgjad, nende paksus tavaliselt 1–2 m, harvem kuni 1 cm. Kihi kallakus 50–60°.
- 253,7–256,8 m (3,1/3,1)** – Peene- ja keskmisekristalliline hallikas-kirju amfiboliit, tugevamalt migmatiidistunud kui eelmises intervallis. Kivim suhteliselt nõrgalt kataklaseerunud, hüdrotermaalseid sooni vähe. Sooned lõikava iseloomuga, koosnevad põhiliselt kaltsiidist, nende paksus kuni 1 cm. Täiteta lõhed, mis valdavalt 30–50° nurga all, on vahel kloriidi või kaltsiidi impregnatsiooniga. Kihi kallakus 50–60°.
- 256,8–259,7 m (2,9/2,9)** – Peenekristalne rohekas-hall nõrgalt migmatiidistunud amfiboliit. Kataklass tugevam kui eelmises intervallis. Juuspeenete, tavaliselt lõikavate hüdrotermaalsete soonekestede hulk üle paarikümne. Koosnevad need kaltsiidist või kloriidist-kaltsiidist. Kihi kallakus 50–60°.
- 259,7–261,5 m (1,8/1,8)** – Peene- kuni keskmisekristalne hall või tumehall amfiboliit, lõpuosas migmatiidistunud. Migmatiidistunud intervall kataklaseerunud. Esineb üksikuid peeneid (1–2 mm) lõikavaid kaltsiidi sooni. Kihi kallakus 50–60°.
- 261,5–262,0 m (0,5/0,5)** – Keskmisekristalne punakasroosa varigraniit, mis sisaldab väikesi amfiboliidi ksenoliite. Kivim tugevalt kataklaseerunud, sisaldab üksikuid juuspeeneid hüdrotermaalseid soonekesi. Tekstuur massiivne.
- 262,0–264,8 m (2,8/2,8)** – Peene- kuni keskmisekristalne tumehall roheka varjundiga amfiboliit. Kivimis esinevad üksikud jämedakristallilise graniidi sooned paksusega 10–20 cm. Kataklass kivimis praktiliselt puudub, esinevad harvad juuspeened kaltsiidi ja epidoodi lõikavad soonekesed. Kihi kallakus 50–70°.
- 264,8–267,7 m (2,9/2,9)** – Peene- kuni keskmisekristalne hallikas amfiboliit, tugevalt migmatiidistunud. Kohati üleminekutega varimigmatiidiks. Graniitne materjal on jämedakristalsem ja rohkem kataklaseerunud. Kivimis kohtab harvu juuspeeni kaltsiidi ja epidoot-kaltsiidi lõikavaid soonekesi. Intervalli kontaktid ei ole teravad. Kihi kallakus 50–70°.
- 267,7–276,0 m (8,3/8,3)** – Peenekristalne roosakas kvarts-päevakivigneiss Kivim tugevalt kataklaseerunud ja müloniidistunud. Kogu intervalli ulatuses lõikavad epidoodi ja kaltsiit-epidoodi sooned. Soonte paksus tavaliselt alla 1 cm, harva 1–2 cm. Sooned on hargnevad ja siiretega, tavaliselt lasuvad 20–40° nurga all, harvem subvertikaalsed. Intervalli lõpus viimased 10 cm tugevalt müloniidistunud ja risti-põiki läbitud eri paksusega (juuspeened kuni 1 cm) epidoodi soontest. Kogu see tsoon jätab mikroagmatiitse mulje. Kihi kallakus 50–80°.
- 276,0–276,7 m (0,7/0,7)** – Keskmisekristalne roosakas blastomüloniitne tähniline granitoid. Esinevad üksikud 2–3 mm paksused lõikavad epidoodi sooned. Kivimi tekstuur massiivne.
- 276,7–280,0 m (3,3/3,3)** – Peene- kuni keskmisekristalne hallikas amfiboliit, migmatiidistunud ja tugevalt migmatiidistunud, kohati üleminekutega varimigmatiidiks. Kataklass on tugevam graniitsetes osades.

- Lõikavaid kaltsiidi sooni paksusega kuni 7–8 mm suhteliselt vähe. Nihkepinnad ja lõhed kloriidi impregnatsiooniga. Kihi kallakus 60–75°.
- 280,0–282,2 m (2,2/2,2)** – Peene- kuni keskmisekristalne roosakashall varigraniit amfiboliidi läätsjate reliktidega. Kivim kataklaseerunud, esinevad üksikud juuspeened kaltsiidi soonekesed. Intervallis 280,8–280,9 m tugevalt müloniidistunud ja epidoodistunud mikroagmatiitne tsoon. Kihi kallakus 60–80°.
- 282,2–284,8 m (2,6/2,6)** – Keskmisekristalne tähniline mikrokliin-plagioklass varigraniit õhukeste amfiboliidi läätsede ja reliktidega. Esinevad harvad peened (1–3 mm) kaltsiidi sooned, samuti kloriidi kirmega nihkepinnad. Kihi kallakus 50–70°.
- 284,8–285,2 m (0,4/0,4)** – Keskmise- kuni peenekristalne hallikas-roheline amfiboliit, kloriidistunud. Esinevad üksikud peened lõikavad karbonaadi sooned ja kloriidi kirmega nihkepinnad. Kihi kallakus 60–70°.
- 285,2–285,9 m (0,7/0,7)** – Keskmisekristalne roosakas-hall tähniline blastomüloniitne varigraniit. Hüdrotermaalsed sooned puuduvad, esinevad vaid üksikud täiteta lõhed 20–40° nurga all. Kivimi tekstuuri massiivne.
- 285,9–286,5 m (0,6/0,6)** – Keskmise- kuni peenekristalne roheline amfiboliit, tugevalt kloriidistunud. Esinevad üksikud juuspeened lõikavad kaltsiidi soonekesed. Kontakt järgneva intervalliga piki 50–60 kraadilise nurga all olevat nihkepinda. Kihi kallakus 50–70°.
- 286,5–288,4 m (1,9/1,9)** – Keskmisekristalne tähniline blastomüloniitne varigraniit. Esinevad üksikud lõikavad epidoodi sooned, paksusega kuni 2–3 mm. Kihi kallakus 50–70°.
- 288,4–291,2 m (2,8/2,8)** – Peene- kohati mikrokristalne punakas-roosa kvarts-päevakivigneiss. Kivim tugevalt kataklaseerunud, mitmete lõikavate juuspeenete epidoodi soonekestega. Ülemised 20 cm tugevalt müloniidistunud amfibooli sisaldav kivim arvukate peente kaltsiidi soontega. Kihi kallakus 60–80°.
- 291,2–291,6 m (0,4/0,4)** – Peene- kuni keskmisekristalne roosakas amfibool-biotiitgneiss, tugevalt migmatiidistunud. Esinevad üksikud lõikavad kaltsiidi sooned paksusega kuni 2–3 mm. Kihi kallakus 70–80°.
- 291,6–292,3 m (0,7/0,7)** – Peene- kuni keskmisekristalne rohekashall amfiboliit, nõrgalt migmatiidistunud. Kihi kallakus 60–80°.
- 292,3–293,4 m (1,1/1,1)** – Peenekristalne roosakashall varimigmatiit amfiboolgneisi reliktidega. Kivim kataklaseerunud, üksikute lõikavate peente kaltsiidi soonekestega. Intervalli algus tugevalt purustatud, arvukate erisuunaliste lõhede ja nihkepindadega. Kihi kallakus 60–70°.
- 293,4–294,5 m (1,1/1,1)** – Peenekristalne rohekashall amfiboliit, intervalli alguses ja lõpus kergelt migmatiidistunud. Esinevad mõned peened (2–5 mm) kaltsiidi sooned ja läätsed ning erisuunalised täiteta lõhed ja nihkepinnad. Kihi kallakus 50–80°.
- 294,5–297,2 m (2,7/2,7)** – Peenekristalne roosakas kvarts-päevakivigneiss, tugevalt kataklaseerunud. Arvukalt (enam kui 50) lõikavaid ja hargnevaid epidoodi ja kaltsiit-epidoodi sooni paksusega 1–8 mm. Erisuunalised nihkepinnad on tavaliselt kloriitse impregnatsiooniga. Kihi kallakus 60–80°.
- 297,2–300,7 m (3,5/3,5)** – Peene- kuni keskmisekristalne tumehall roheka varjundiga melanokraatne amfiboliit, kohati nõrgalt migmatiidistunud. Kivimi keemiline koostis läheneb ultraaluselisele – küünekiivi sisaldus ulatub 75–80 protsendini. Paiguti on amfiboliit kloriidistunud, sisaldab üksikuid juuspeeneid kaltsiidi sooni. Mõningad subvertikaalsed nihkepinnad on kloriitse impregnatsiooniga. Kihi kallakus 50–80°.
- 300,7–301,2 m (0,5/0,5)** – Peene- kuni keskmisekristalne roosakashall amfiboolgneiss, tugevalt migmatiidistunud. Kataklass suhteliselt nõrk, hüdrotermaalsed sooned puuduvad. Üksikud kloriitse ja biotiitse impregnatsiooniga nihkepinnad. Kihi kallakus 50–80°.

301,2–302,0 m (0,8/0,8) – Peenekristalne punakasroosa kvarts-päevakivigneiss, tugevalt kataklaseerunud ja müloniidistunud. Kohtab üksikuid juuspeeni lõikavaid epidoodi sooni. Harvad kloriidi kirmega nihkepinnad lõikavad kivimit 40–50° nurga all. Kihi kallakus 50–80°.

Kokkuvõte kristalse aluskorra kivimitest

Kristalse aluskorra kivimid on puuraugus avatud vahemikus 180,5–302,0 m ehk 121,5 m ulatuses. Puursüdamiku väljatulek, kui jätta kõrvale ülemised 8 meetrit tugevalt murenenud kivimeid, on praktiliselt 100%. Lausalise murenemiskooriku paksus on 8,0 m (180,5–188,5 m), kuid lõhede kaudu on murenemisprotsess tunginud kohati kuni 240 m sügavuseni.

Puuraugu läbilõikes vahelduvad happelise koostisega kvarts-päevakivigneisid ja aluselise koostisega amfiboliidid (kohati amfiboolgneisid). Mõlemad kivimigrupid on tõenäoliselt tekkinud esialgsete vulkaaniliste kivimite moondel amfiboliitse faatsiese tingimustes ja on 1,8–1,9 miljardi aasta vanused. Hilisemal graniidistumisel on nende kivimite arvel tekkinud varimigmatiidid ja -graniidid. Puursüdamikuga esindatud kivimkompleks on enamasti tugevalt kataklaseerunud ja kohati müloniidistunud. Samuti on arvukalt epidooti ja kaltsiiti sisaldavaid hüdrotermaalseid sooni ja soonekesi ning täiteta lõhesid ja nihkepindu (nihkepeegleid). Kvarts-päevakivigneisid hõlmavad läbitud läbilõikest 60,5 m, amfiboliidid 46,0 m ja (vari)graniidid 15,0 m. Läbilõike ülemises osas domineerivad kvarts-päevakivigneisid, alumises aga suureneb mõnevõrra amfiboliitide osakaal.

Kvarts-päevakivigneisid on enamasti mikro- kuni pisikristalsed moondekivimid. Nende mineraalne koostis on: kvarts 25–35%, plagioklass (albiit-oligoklass) 30–50%, mikrokliin 20–30%, vilgud (biotiid ja kloriid) – alla 5%. Aktseessoridest esinevad maakmineraalid, apatiit, tsirkoon ja monatsiid. Sekundaarsetest mineraalidest on valdavaks epidoot, vähem on seritsiit ja kaltsiit. Gneisside struktuur on granoblastiline või kataklastiline. Tekstuur on reeglina gneisiline, kuid kohati ka massiivne.

Nagu kõik kivimid kõnealus puuraugus nii on ka kvarts-päevakivigneisid kataklaseerunud, kusjuures nende kataklassi aste on võrreldes aluseliste kivimitega kõrgem. See on tingitud ilmselt asjaolust, et heledad (st vähem tumedaid mineraale sisaldavad) pisikristalsed happelised gneisid on hapramad kui tumedamad moondekivimid. Tõenäoliselt on kataklass toimunud moondekivimite kompleksi geoloogilise arengu suhteliselt varases staadiumis, sest hiljem on kataklaseerunud kivim uuesti kõvastunud. Kataklassist mõnevõrra hilisemad on ilmselt arvukad kivimi kihilisust lõikavad hüdrotermaalsed sooned ja soonekesed, millede koostises domineerib rohekas epidoot. Tunduvalt vähem on soonetäidetes kaltsiiti, kloriiti ja peent kvartsi. Tektooniliste liikumiste hilisemaks produktiks on arvukad nihkepinnad ja avatud täiteta lõhed. Lõhede ja nihkepeeglite seinad on sageli kaetud õhukese kloriidi, limoniidi või kaltsiidi kirmega (impregnatsiooniga), mis viitab sellele, et seal on lisaks hõõrdumisel tekkinud muutustele tõenäoliselt tsirkuleerinud ka hüdrotermaalsed lahused.

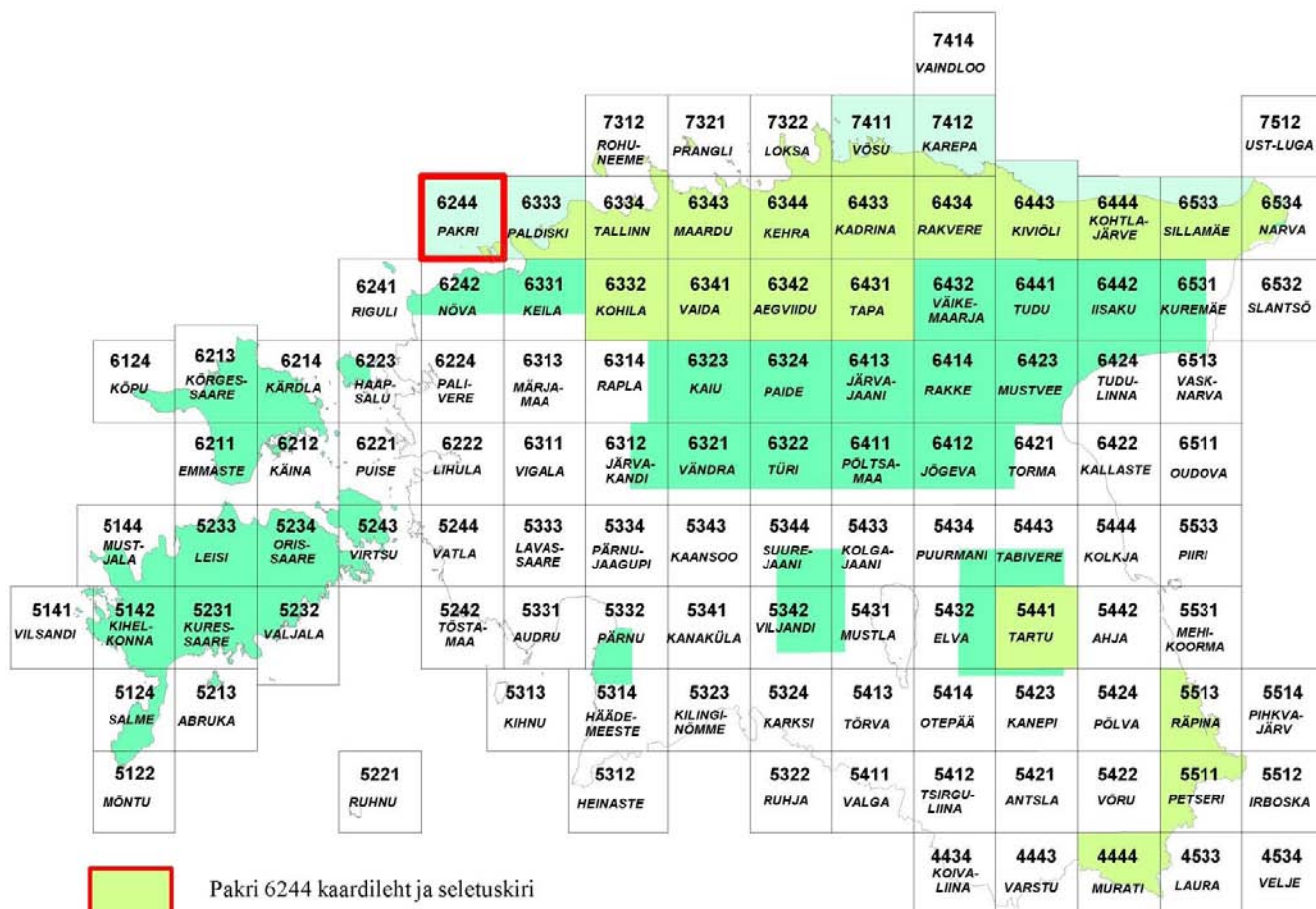
Amfiboliidid (kohati amfiboolgneisid) on mõnevõrra jämedama kristalli suurusega kui eelpool kirjeldatud kvarts-päevakivigneisid. Nad on valdavalt peene- kuni keskmisekristallilised. Mineraalne koostis võib kõikuda suurtes piirides, mis tihti on tingitud kivimite graniidistumise (migmatiidistumise) astme muutustest. Amfiboliitide mineraalne koostis: amfibool (küneekivi ja aktinoliit) – 30–80%, plagioklass (oligoklass-andesiin) 20–50%, kvarts 0–15%, vilgud (biotiid ja kloriid) 0–10%, mikrokliin, pürokseen. Aktseessoridest esinevad maakmineraalid, apatiit, tsirkoon ja monatsiid. Sekundaarsetest mineraalidest esinevad epidoot, kaltsiit, seritsiit ja talk. Amfiboliitide struktuur on nematogranoblastiline, harvem nematoblastiline ja kohati kataklastiline. Tekstuur on gneisiline, harvem massiivne.


Kataklaseerumine väljendub aluselistes amfiboliitides tunduvalt nõrgemini kui happelistes kvarts-päevakivigneisides. See on tingitud aluseliste kivimite suuremast lõõgitaluvusest. Kataklassiga on seotud ka lõikuvad hüdrotermaalsed sooned ja soonekesed, milledes domineerib kaltsiit, kohati ka epidoot, harvem kloriid. Hilisemate tektooniliste liikumiste peegeldajaks on, samuti kui happeliste kivimitegi puhul, täiteta


lõhed ja nihkepinnad, mis võivad olla kloriidi ja kaltsiidi impregneeringuga. Neid on amfiboliitides siiski tunduvalt vähem kui kvarts-päevakivigneissides.


Varigraniidid (plagiograniidid) on peene- kuni keskmisekristalsed moondekivimid, mis oma koostiselt on lähedased tonaliitidele. Varigraniitide mineraalne koostis on järgmine: plagioklass (albiit-oligoklass) 60–65%, kvarts 20–25%, mikrokliin 0–15%, vilgud (biotiid ja kloriid) 5–10%. Aktseessorsetena esinevad maakmineraalid, apatiit ja tsirkoon; sekundaarsetest seritsiit, epidoot ja raua oksiidid. Graniitide struktuur on graniidiline ja granoblastiline, kohati porfüroblastiline. Tekstuur on massiivne või nõrgalt gneisiline.

Graniidid on kataklaseerunud sama tugevalt kui kvarts-päevakivigneisidki. Esinevad samuti arvukad lõikavad hüdrotermaalsed sooned, milledes valdab epidoot, vähemal määral kohtab kaltsiiti ja kloriiti. Täiteta lõhede ja nihkepindade seinad on tihti kaetud kloriidi ja limoniidi kirmega.



 Pakri 6244 kaardileht ja seletuskiri
Map and description of sheet Pakri 6244

 Digitaliseeritud kaart M 1:50 000
Digitized map scale of 1:50 000

 Käsikirjaline kaart M 1:50 000
Mapped area at a scale of 1:50 000