

Koostanud/ Compiled by: Kalle Suuroja

Toimetanud/ Edited by: Peeter Vingisaar

Suuroja, K. 1997. Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Seletuskiri.

Seletuskirjas on antud lühiülevaade aluspõhja kaardistamise ajaloost ja kaardi koostamise metoodikast. Põhiosa seletuskirjast on pühendatud kaardil kujutatud stratigraafiliste üksuste (lademete, komplekside) litostratigraafilisele iseloomustamisele. Eri peatükkides käsitletakse ala struktuure ja selle aluspõhja geoloogilist arengulugu. Maavarade peatükis on ära toodud lühiaandmed aluspõhja kivimitega seotud üleriigilise tähtsusega maavarade leiu-kohtadest ja iseloomustatud mõningaid huvipakkuvamaid maavarade ilminguid.

Suuroja, K. 1997. The bedrock geological map of Estonia of a scale of 1:400 000. Explanatory note.

Explanatory note gives a brief overview of the history and methods of the geological mapping of Estonia. The main part of the explanatory note deals with litostratigraphical characterization of the units (regional stages, formations, members) presented on the map. In separate chapters are discussed geological development of bedrock and main structures of the region, as well as the major mineral deposits and occurrences related to the bedrock.

EESTI ALUSPÕHJA GEOLOOGILINE KAART

Mõõtkavas 1: 400 000

SELETUSKIRI

THE BEDROCK GEOLOGICAL MAP OF ESTONIA

Scale 1 : 400 000

EXPLANATORY NOTE

Tallinn, 1997

SISUKORD

SISSEJUHATUS	4
1. KAARDI KOOSTAMISE METOODIKAST	7
2. STRATIGRAAFIA	8
2.1. PALEO- JA MESOPROTEROSOIKUM (KRISTALNE ALUSKORD)	8
2. 2. VENDI LADESTU	10
2. 3. KAMBRIUMI LADESTU	11
2.4. ORDOVIITSIUMI LADESTU	14
2.5. SILURI LADESTU	30
2.6. DEVONI LADESTU	38
3. ALUSPÕHJA STRUKTUURIDEST	43
4. ARENGULUGU	47
5. MAAVARAD	50
KOKKUVÕTE	56
KASUTATUD KIRJANDUS	59
BEDROCK GEOLOGICAL MAP OF ESTONIA 1:400 000	63
Fotod	66
Photos	70

SISSEJUHATUS

Eesti aluspõhja kivimkomplekside topograafilisel kaardil kujutamise katsed ulatuvad oma lätetega pooleteistsaja aasta taha ja seonduvad väljapaistvate eelmise aastasaja geoloogidega nagu M. Engelhardt, E. Eichwald, G. Helmersen, Fr. Schmidt jt. Alates 1858 aastast, s.o. aluspõhja kivimite vanuselise liigestamise põhialuste (stratigraafilise skeemi) väljatöötamisest ja avaldamisest Fr. Schmidt (Schmidt, 1858) poolt, saab rääkida aluspõhja geoloogilise ehituse kujutamisest juba enam-vähem tänapäevasel kujul. Eelpoolmainitud skeemil põhineva aluspõhja skemaatilise kaardi koostamise esmaau kuulub samuti Fr. Schmidtile. Eesti riigi algusaastaist pärinevad esimeste eesti soost geoloogide H. Bekkeri ja A. Luha poolt koostatud aluspõhja geoloogilised ülevaatekaardid. Viimasena mainitud Eesti esimese professionaalse riigigeoloogi eestvedamisel tehti 1937. aastal Lõuna-Eestis algust aluspõhja geoloogilise kaardistamise kui iseseisva, oma spetsiifilisi eesmärgi taotleva geoloogiliste uuringute suunaga. A. Luha koostas ja avaldas trükkis nii sõjaeelseil (1933, 1940) kui sellele järgnevatel aastail (Luha, 1946) mitu Eesti aluspõhja skemaatilist ülevaatekaarti.

1960. aastal ilmunud NSVL geoloogia Eesti ala käsitleva XXVIII köite (vene keeles) aluspõhja osa lisana trükiti 1959. aastal ära ka K. Orviku eestvedamisel (Orviku, 1959) koostatud väikesemõõtkavaline (1:600 000) aluspõhja geoloogiline kaart. Eesti territooriumi aluspõhja plaanipärase ja süstemaatilise uurimise ning kaardistamisega tehti algust 1958. aastal seoses regionaalse geoloogiateenistuse (Eesti NSV Geoloogia Valitsuse) rajamisega okupeeritud Eestis ja viimase poolt alustatud keskmisemõõtkavalise (1:200 000) kompleksse geoloogilise kaardistamisega. Aastail 1958-1973 kaardistati mainitud mõõtkavas kogu Eesti territoorium, rajati rohkesti aluspõhja avavaid puurauke ja täiustati oluliselt aluspõhja stratigraafiat. Järgneva 15 aasta jooksul ilmusid trükist keskmisemõõtkavalised aluspõhja geoloogilised kaardid koos kaasnevate seletuskirjadega. Kokku ilmus 18 kaardilehte. Nende autoriteks olid Eesti geoloogid-kaardistajad S. Jõgi, K. Kajak, E. Kala, E. Kirs, V. Kõrvel, H. Stumbur, H. Liivrand (Kajak jt., 1964, 1966, 1968a, 1968b; Kala, 1966, 1968, 1971a, 1971b, 1973a, 1973b; Kirs jt., 1969; Kõrvel jt., 1964; Stumbur, 1966, 1967a, 1967b; Stumbur jt., 1968a, 1968b). Idapiiri äärsete lehtede kaardistamisel ja kirjastamisel osalesid ka Leningradi geoloogid (Polivko, 1965, 1967; Žmajonok, 1963, 1969). 1960. aastal tehti Ida-Eesti põlevkivirajoonis algust suuremõõtkavalise (1:50 000) kompleksse geoloogilise kaardistamisega. Selle komplekssus on aastate jooksul küll mõneti muutunud (aastail 1972-88 tehti seda melioratiiv-hüdrogeoloogilise kaardistamise nime all), kuid aluspõhja geoloogiline kaart on alati sellesse komplekti kuulunud. Tänapäevani on kõnealuses mõõtkavas kaardistatud ligi 50 % Eesti territooriumist (kogu Põhja-Eesti, osa Kesk-Eestist, Lääne-Eesti saared ja mõned regioonid Lõuna-Eestist). Kõnealuste aluspõhja kaartide, mida pole senini trükkis avaldatud,

autoriteks on A. Haas, E. Erisalu, K. Kajak, T. Lang, V. Meriküll, H. Perens, A. Põldvere, T. Saadre, H. Stumbur, K. Stumbur ja K. Suuroja.

1967. aastal alustati Põhja-Eestis keskmisemõõtkavalist (1:200 000) süvakaardistamist. Selle töö eesmärgiks oli kristalse aluskorra geoloogilise ehituse ja rakendusliku potentsiaali kindlakstegemise kõrval ka aluspõhja sette kivimilise kompleksi sügavamate tasemete tundmaõppimine ja kaardistamine. Nende töödega, mille käigus puuriti ligi 400 kristalsesse aluskorda ulatuvat süvapuuraugu, tehti kindlaks mitmed maagistumise ilmingud kristalse aluskorra kivimites, leiti uus potentsiaalne põlevkivi (Tapa) ja fosforiidi (Rakvere) leiukoht ning selgitati välja mitmete huvitavate aluspõhja struktuuride (rikketsoonide, murrangute, kergete) olemasolu ja ulatus. Enam kui kahekümne aastase töö tulemusena kaardistati kogu Põhja-Eesti regioon Hiiumaast kuni Narvani (ligi 30 % Eesti territooriumist) ja koostati antud ala uued keskmisemõõtkavalised (1: 200 000) aluspõhja geoloogilised kaardid (autorid: E. Kala, O. Keerup, K. Suuroja). Hindamatut teavet aluspõhja kivimkomplekside kohta on andnud rohked (üle kümne tuhande) mitmesuguste maavarade (põlevkivi, fosforiidi, lubjakivi) ja põhjavee otsingute-uuringute käigus rajatud puuraugud. Trükis ilmunud keskmisemõõtkavaliste aluspõhja geoloogiliste kaartide ja eelpoolmainitud kaardistamis- ja uuringutöödega hangitud teabe põhjal koostati aastail 1977-1981 Eesti uus (1:200 000) keskmisemõõtkavaline aluspõhja geoloogiline kaart (6 lehel) koos kaasneva aluspõhja struktuure kajastava kaardi ja seletuskirjaga (autorid: K. Kajak, E. Kala, A. Mardla, V. Puura ja K. Suuroja). Antud kaart nagu ka kõik eelpoolmainitud suuremõõtkavalised (1:500 000) geoloogilised kaardid ning seletuskirjad on senini trükis avaldamata. 1981. aastal ilmus masstiraazis (2000 eks.) keskkoolidele mõeldud mõneti lihtsustatud ja moonutatud topograafilisel alusel Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1: 400 000 (Kala ja Vingisaar, 1980). Aastail 1980-1982 ilmus tollaste Balti liiduvabariikide geoloogide ühise ettevõtmisena trükis regiooni geoloogiliste kaartide komplekt (10 erinevat kaarti) mõõtkavas 1:500 000 koos kaasnevate seletuskirjadega. Kõnealuses komplektis oli ka alus-põhja geoloogiline kaart (Brangulis, 1980), mille Eestit kajastava osa autoriks oli E. Kala.

Vajadus tänapäevast uurituse taset peegeldava, laiemale lugejate-vaatajate ringile mõeldud, korralikul topograafilisel alusel esitatud aluspõhja geoloogilise kaardi järele eksis-teerib juba pikemat aega. 1981. aastal ilmunud küllaltki skemaatiline kaart on vananenud ja seda nii topograafilise aluse kui ka sellel kajastatud geoloogilise informatsiooni poolest. Käesoleva kaardi koostamisel on püütud arvesse võtta kogu eelmise kaardi ilmumisest möödunud ajajooksul laekunud uut geoloogilist informatsiooni, esmajoones suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise, aga ka mitmesuguste maavarade ning põhjavee otsingutel-uuringutel hangitud. Kaardipilt, seda eriti Põhja- ja Kesk-Eesti osas, erineb küllaltki oluliselt varasemate analoogsete kaartide omast. Kaardi käsikirjaline variant, mis on digitaalsel kujul salvestatud, koostati

mõõtkavas 1: 200 000. Kaardi, eriti aga sellega kaasneva seletuskirja koostamisel on arvestatud ka aluspõhja stratigraafia alaste üldistavate töödega (Kaljo jt., 1970; Mens, Pirrus, 1977; Männil, 1966; Puura jt., 1983; Põlma, 1982; Rõõmusoks, 1983). Kaardi koostamisel kasutatud stratigraafilise jaotuse aluseks on K. Kajaku jt. poolt 1992.a. (seni avaldamata) suuremõõtkavalise aluspõhja geoloogilise kaardistamise tarvis väljatöötatud skeem, milles on tehtud vaid üksikud, valdavalt kaardi mõõtkavast tulenevaid mööndusi.

Autor on tänu võlgu oma kolleegidele Kaljo Kajakule, Elmar Kalale, Ahto Mardlale, Helle Perensile, Enn Pirrusele, Väino Puurale, Tõnis Saadrelle ja Rein Vaheriie kasulike näpunäidete ning kaasabi eest nii kaardi kui seletuskirja koostamisel.

1. KAARDI KOOSTAMISE METOODIKAST

Kaardil on kujutatud Eesti aluspõhja kivimite (setendite) erivanuseliste komplekside (lademete) avamused. **Lademed** (ingl. regional stages), mis oma nime on saanud tüüppaljandi (statotüübi) või tüüpläbilõike kohanime järgi, kujutavad endast stratigraafilisi üksusi, mille piirid on esmajoones ajalised. Lademete väljaeraldamise aluseks on olnud kivimeis leiduvate kivistite koosluses aset leidnud muutused, st. ühtede või teiste liikide ilmumine või kadumine. Viimased peaksid omakorda peegeldama olulisi muutusi regiooni geoloogilises arengus. Üldiselt ühtivad lademe piirid kivimilise muutuse tasemega, kuid seda mitte alati. Kaardil kujutatud setteliste kivimkomplekside moodustumine toimus valdavalt veekogus (meres), kus settekuhje tingimused (sügavus, kaugus kulutusaltast jne.) selle erinevates osades olid erinevad ja seetõttu võib üks lade selle esinemisala erinevates piirkondades olla esindatud küllaltki eriilmeliste kivimitega. Seesugused suuremad regionaalsed kivimkooslused on üldjuhul välja eraldatud **kihistutena** (ingl. formation). Kihistu võib lademe kui ajalise (kronostratigraafilise) ühikuga võrreldes omada nii suuremat (haarab mitut ladet) kui ka väiksemat (moodustab osa ühest lademest) mahtu. Kui kihistu ja lade on oma mahult identsed siis märgistatakse neid tavaliselt ühe nimega (näiteks: Aseri lade ja Aseri kihistu). Kihistu alajaotuseks on **kihistik** (ingl. mem-ber), mis tähistab juba selgelt väljapeetud koostisega kivimkompleksi ja mis vastab oma mahult osale lademest või kihistust. Nii näiteks on Kunda lademe samavanuselistel setenditel seas, mis levila erinevates regioonides on esindatud konglomeraadi, liivakivi, kukersiidi, lubjakivi, ooidlubjakivi või mergliga välja eraldatud 4 kihistut ning viimaste seas veel omakorda 9 kihistikku. Ülevaade lademete piires aset leidvatest kivimilistest muutustest on ära toodud järgnevas stratigraafia peatükis. Mõnikord kulgeb lademe ajaline piir monotoonides, nähtavate kivimiliste muutusteta kompleksis. Neil juhtudel on tehtud lademete piiritlemisel mõningaid mööndusi ja lademete piir on ühitatud lähima kivimilise muutuse tasemega. Nii näiteks on Lasnamäe lademe ülemine piir, mis on fikseeritud faunistilise muutuse järgi ühetaolises lubjakivilasundis, nihutatud Vao kihistu ehituslubjakivi ülemisele piirile. Lisaks geoloogiliste komplekside (lademete, ladestike, ladestute jne.) bio- ja litostratigraafilisel meetodil fikseeritud piiridele on kaardi legendis ära toodud ka mõningate ühikute absoluutsed vanused. Viimased on saadud mitmete autorite (Harland et al, 1990; Torsvik et al, 1992; Tucker and Mc Kerrow, 1995) poolt tehtud absoluutse vanuse määrangute või siis nende Eesti läbilõike osale kohandatud interpretatsioonide (Einasto, 1995) keskmisena. Mõningase ettekujutuse lademe levikust väljaspool avamusala saab kaardil toodud läbilõigetelt. Kuna lademete paksused, seda eriti alamordoviitsiumi osas, on suhteliselt väikesed (<10 m) ja ka kasutatud ülekõrgendus (20 korda) neid läbilõigetel kujutada ei võimalda, siis on nad viimastel ühendatud suurematesse kompleksidesse -

ladestikesse. Veelgi suurema ülekõrgenduse, mis võimaldaks ka lademete kujutamist, kasutamine läbilõigetel moonutaks niigi oluliselt deformeeritud struktuurset pilti.

Lausaliselt aluspõhi Eestis ei paljandu, kui mitte arvestada arvukaid tehispaljandeid (karjääre, paemurde, kraave) ja looduslikke astanguid, ning on kaetud õhema või paksema (mõnekümnest sentimeetrist kuni mõnekümne meetrini) kvaternaarse setete (pinnakatte) kihiga (Kajak, 1995). Eeltoodust tulenevalt on lademete piiride vahetu jälgimine looduses kui mitte võimatu, siis igatahes äärmiselt raskendatud ning seetõttu on kõik kaardil kujutatud piirid suurelt jaolt konstruktsioonilised. Need on saadud aluspõhja pealispinna reljeefi ja pinnakatte alla avaneva lademe paljandites või puuraukudes fikseeritud struktuurpinna (piiri) lõikejoonena.

Põhja-Eestis, kus rohkesti paljandeid ja massiliselt (ligi paarkümmend tuhat) aluspõhja struktuuri kohta arvestavat geoloogilist informatsiooni andvaid puurauke, on kujutatud joonte (piiride) täpsus tunduvamalt suurem kui seda Kesk- ja Lõuna-Eestis, kus paljandeid harvemalt ja ka puurauke palju vähem.

2. STRATIGRAAFIA

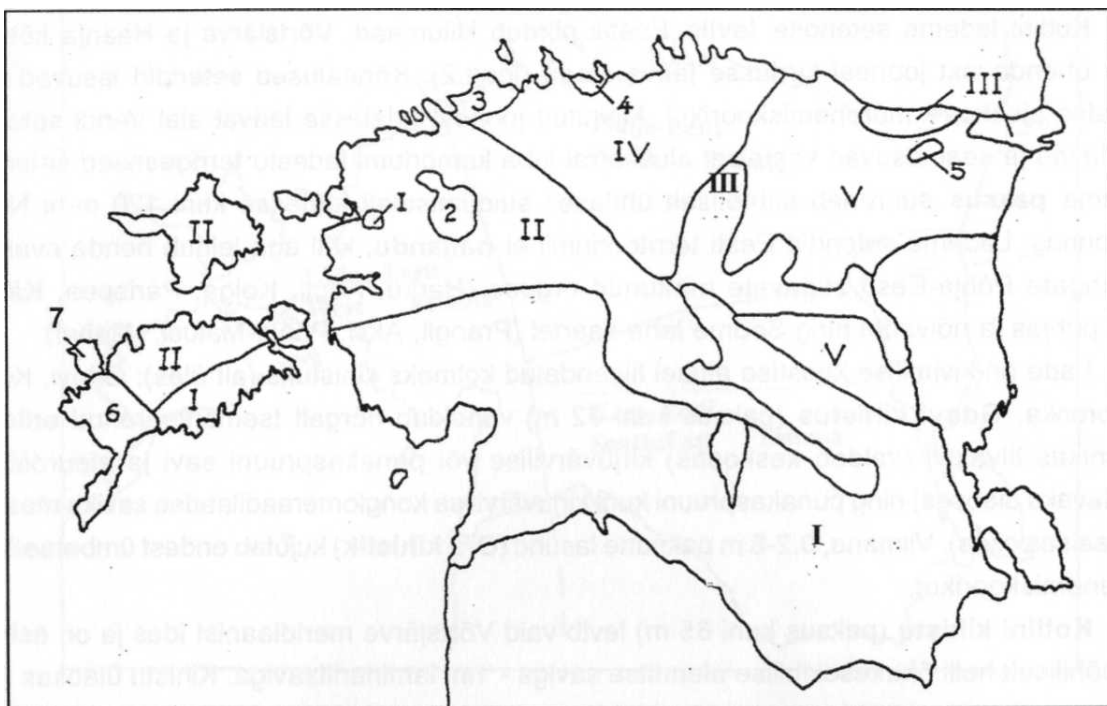
Eesti aluspõhi on kahekorruselise ehitusega: all lasub nn. kristalne aluskord, mis koosneb paleoproterosoilistest, ajavahemikus ca 1900-1800 Ma tagasi svekofennia mäetekkel (orogeneesil) moodustunud lauskurrutatud moondekivimeist. Moondekivimeid läbistavad paleo- ning mesoproterosoilised (ca 1670-1540 Ma) mäetekkejärgsed tardkivimid. Aluskorral lasub suure ajalise (ca 900 Ma) lüngaga monoklinaalselt hilisproterosoilistest ja varapaleosoilistest settekivimeist koosnev kate (settekivimiline pealiskord).

2.1. PALEO- JA MESOPROTEROSOIKUM (KRISTALNE ALUSKORD)

Kristalne aluskord Eesti alal ei paljandu, kuid avaneb paksu (sada ja enamgi meetrit) kvaternaarsest setetest katte all mõningate Põhja -Eesti mattunud orgude (Harku, Koiga, Pärisea, Vasavere) suudmealade põhjas ja üksikutel Soome lahe saartel (Prangli, Keri, Vaindloo). Loode-Eesti rannavööndis Neugrundi madala piirkonnas avanevad tugevasti purustatud (bretšastunud) kristalse aluskorra kivimid vahetult õhukese (1-30 m) veekihi all samanimelise, enam kui 7 km-se läbimõõduga rõngasstruktuuri (meteoriidikraatri) ringvalli harjal. Kui anomaalsete struktuuridena jätta kõrvale Kärkla ja Neugrundi meteoriidikraatri ringvalli

harjad, kus kristalse aluskorra pind jääb vastavalt +10 ja -2 m tasemele, siis lasub kristalse aluskorra pealispind Eesti alal tasemel ca - 100 m (Juminda poolsaare põhjaosa) kuni ca - 780 m (Ruhnu). Põhiliselt paleoproterosoikumis svekofennia orogeneesi käigus formeerunud moondekivimeist koosneva maakoore (kristalse aluskorra) paksus Eesti alal varieerub 40-60 km vahemikus.

Kristalse aluskorra lauskurrutatud ja tugevasti graniidistunud ning migmatiidistunud moon-dekivimeist (mitmesugused gneisid, amfiboliidid, kristalsed kildad, kvartsiidid, marmorid jne.) koosnev lasund on nende kivimilise koostise ja geneesi iseärasustest lähtudes jagatud veel omakorda mitmeks kompleksiks (joon.1).

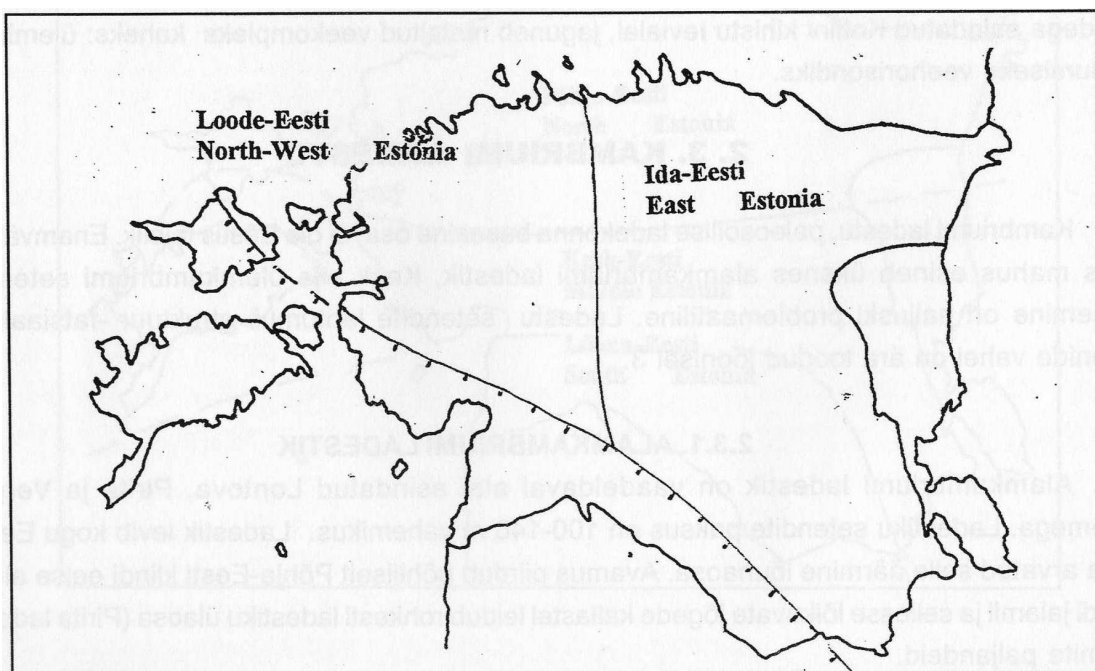


Joon. 1. Eesti kristalse aluskorra tähtsamad kivimikompleksid. Svekofennia moondekivimite kompleksid: I - Lõuna-Eesti, II - Lääne-Eesti, III - Tapa-Vaivara, IV - Jägala, V - Alutaguse. Postorogeensed süvakivimid: 1-5 - rabakivilaadse graniidi intrusiivid (1-Taebla, 2-Märjamaa, 3-Naissaare, 4-Neeme, 5-Ereda); 6 - Riia rabakiviplutoon, 7 - Undva vulkaniidid.

Fig. 1. Zonation of crystalline basement rocks of Estonia. Svekofennian metamorphic rock complexes: I - South-Estonian, II - West-Estonian, III - Tapa-Vaivara, IV - Jägala, V - Alutaguse. Postorogenic intrusives: 1-5 - massifs of porphyreous granites (1-Taebla, 2-Märjamaa, 3-Naissaare, 4-Neeme, 5-Ereda); 6 - Riia pluton of rapakivi granites, 7 - Postorogenic volcanic rocks of Undva.

2. 2. VENDI LADESTU

KOTLINI LADE (V₂kt). Vendi kompleksi Valdai seeria Kotlini lademe liivakivid-savid on meie settelise pealiskorra vanimateks setenditeks, mis ladestusid svekofennia kurrutusele järgnenud pika (ca 900 Ma) kulutusperioodi järel neoproterosoikumi lõpus ca 600 Ma tagasi. Vendi alul (Volöönia ajastikul) oli Eesti alal veel maismaa ja siin settekuhjumist ei toimunud. Idast pealetungiv meri ja sellega seotud settimine jõudsid siia alles Valdai ajastiku teisel poolel (joon. 2).



Joon. 2. Vendi ajastu struktuur-fatsiaalsed vööndid Eestis.

Fig. 3. Structural-facies belts in Estonia at the Cambrian period.

Kotlini lademe setendite **levila** Eestis piirub Hiiumaad, Võrtsjärve ja Haanja kõrgustikku ühendavast joonest kirdesse jääva alaga (joon.2). Kõnealused setendid lasuvad otse kristalse aluskorra murenemiskoorikul. Mainitud joonest edelasse jääval alal Vendi setendid puuduvad ja seal lasuvad kristalsel aluskorral juba kambriumi ladestu terrigeensed setendid. Lademe paksus suureneb suhteliselt ühtlaselt suidumisalalt kirdesse kuni 120 m-ni Narva piirkonnas. Lademe setendid Eesti territooriumil **ei paljandu**, küll aga leidub nende avamusi mõningate Põhja-Eesti sügavate mattunud orgude (Harku, Kopli, Koiga, Pärispea, Käsnu jne.) põhjas ja nõlvadel ning Soome lahe saartel (Prangli, Äksi, Põhja-Malusi, Mohni).

Lade on kivimilise koostise alusel liigendatud kolmeks kihistuks (alt üles): Gdovi, Kotlini ja Voronka. **Gdovi kihistus** (paksus kuni 62 m) vaheldub nõrgalt tsementeerunud eriterine pruunikas liivakivi (valdab

keskosas) kirjuvärvilise või punakaspruuni savi ja aleuroliidiga (valdavaks ülaosas) ning punakaspruuni kuni kirjuvärvilise konglomeraadilaadse savika massiga (basaalses osas). Viimane, 0.2-8 m paksune lasund (**Oru kihistik**) kujutab endast ümbersettinud murenemiskoorikut.

Kotlini kihistu (paksus kuni 65 m) levib vaid Võrtsjärve meridiaanist idas ja on esindatud põhiliselt halli õhukesekihilise aleuriitse saviga - nn. laminariitsaviga. Kihistu ülaosas (0.2-6 m) on savi murenenud (murenemiskoorik) ja ookerkollase värvusega. Kihistu alaosas sisaldab savi aleuroliidid ja liivakivi vahekihte. **Voronka kihistu** (paksus kuni 43 m) piires eristub selgelt kaks kivimikompleksi: alumine (paksus kuni 20 m), kus vaheldub peenekihiline kirjuvärviline savikas aleuroliid liivakiviga (Sirgala kihistik) ja ülemine (paksus kuni 25 m), mis on esindatud valge puhta (kvartsi kuni 99 %) peenterise kvartsliaakiviga (**Kannuka kihistik**). Lääne suunas Kotlini lademe terrigeensete setendite savisisaldus väheneb ja ligikaudu Maardu joonest alates on tegemist juba valdavalt liivakivi lasundiga, milles esineb vaid üksikuid õhuke (<1 m) savikate kivimite vahekihte - **Kroodi kihistu**.

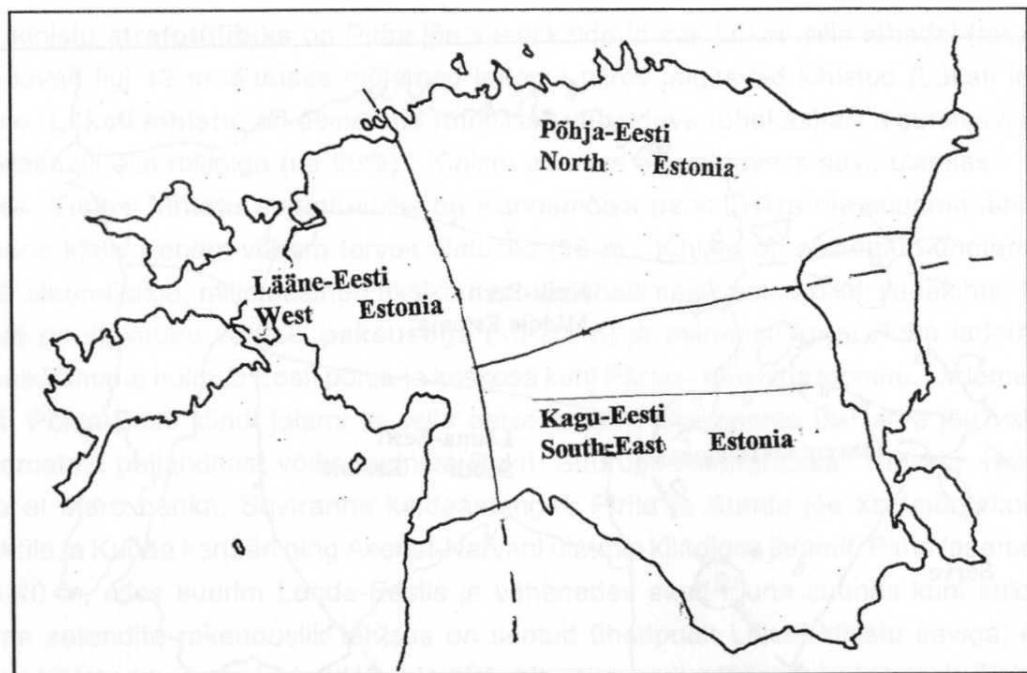
Kotlini lademe rakenduslik tähtsus seisneb eelkõige lademe liivakividega seotud kamb-riumi-vendi põhjaveekompleksis - Põhja-Eesti kvaliteetse joogivee allikas. Kirde-Eestis, savidega esindatud Kotlini kihistu levialal, jaguneb mainitud veekompleks kaheks: ülemiseks ja alumiseks veehorisondiks.

2. 3. KAMBRIUMI LADESTU

Kambriumi ladestu, paleosoilise ladekonna basaalne osa, ei ole Eestis täielik. Enamvähem täies mahus esineb üksnes alambriumi ladestik. Kesk - ja ülemkambriumi setendite esinemine on paljuski problemaatiline. Ladestu setendite jaotumus struktuur -fatsiaalsete tsoonide vahel on ära toodud joonisel 3.

2.3.1. ALAMKAMBRIUMI LADESTIK

Alambriumi ladestik on vaadeldaval alal esindatud Lontova, Pirita ja Vergale lademega. Ladestiku setendite paksus on 100-140 m vahemikus. Ladestik levib kogu Eestis, välja arvatud selle äärmine lõunaosa. Avamus piirdub põhiliselt Põhja-Eesti klindi eelse alaga. Klindi jalamil ja sellesse lõikuvate jõgede kallastel leidub rohkesti ladestiku ülaosa (Pirita lademe) kivimite paljandeid.



Joon. 3. Kambriumi ajastu struktuur-fatsiaalsed vööndid Eestis.

Fig. 3. Structural-facies belts in Estonia at the Cambrian period.

LONTOVA LADE (C₁In). Lademe ja ka samanimelise kihistu **stratotüübiks** on Lontova vana savikarjäär Kunda lähedal, kus paljandus lademe ülemine osa ca 9 m ulatuses. Lade (kihistu) koosneb stratotüüpsel alal rohekashallist kuni kirjuvärvilisest (rohekashall violetjaspruunide laikudega) karpliku murdega savist (**Kestla kihistik**). Lademe (kihistu) alaosas sisaldab savi vähesel määral aleuoliiti ja liivakivi (**Mahu kihistik**) ning basaalses osas (**Sämi kihistik**) ka glaukoniiti sisaldava aleuriidi ja kvartslüivakivi vahekihte. Lääne suunas lademe kivimite liivakus suureneb ja aleuoliidi-liivakivi vahekihid ilmuvad ka lademe ülaossa (**Tammneeme kihistik**). Lääne-Eesti mandrialal ja saarte Lontova lademe läbilõigetel on valdavaks (<50%) juba liivakivi (**Voosi kihistu**). Lõuna-Eestis Lontova lademe (kihistu) basaalne osa puudub.

Lontova lademe **levila** ühtub praktiliselt kambriumi ladestu omaga, st. haarab enda alla pea kogu Eesti. Lade **avaneb** suuremal osal Põhja-Eesti klintieelsest alast Vääna ja Narva jõe vahemikus ning mõningatel Soome lahe saartel (Naissaar, Aegna, Rammu, Koipsi, Pe-dassaar). **Paljandeid** leidub klindi jalamil ja selle eelsel alal rohkesti (Kopli, Kolgaküla, Kunda ja Aseri karjäär; Viimsi poolsaare idarannik; Saka, Toila ja Utria panga jalam). Kõigis neis paljandub vaid lademe ülaosa (Tammneeme või Kestla kihistik). Lontova lademe (kihistu) **paksus** küünib 90 m-ni, suurenedes lõunast põhja suunas.

Rakenduslikult on Lontova lademe (kihistu) savi erilise tähtsusega. Ühelt poolt on see väärtuslikuks tooraineks ehituskeraamika- ja tsemenditööstusele, mida kaevandatakse või on kaevandatud Kopli,

Kolgaküla, Kündaja Aseri karjääris. Teisalt kujutab paks savilasund endast kambriumi-vendi ja ordoviitsiumi-kambriumi põhjaveekompleksi eraldavat regionaalset veepidet. Savi geoloogiline varu on praktiliselt piiramatult ja selle kasutuselevõtt on olnud üksnes nõudlusest ja mäetehnilistest tingimustest.

PIRITA LADE (C_{1pr}). Lontova lademel lasuva Pirita lademe ja selle koostisosaks oleva

Lükati kihistu **stratotüübiks** on Pirita jõe vasakkalda järsak Lükati silla lähedal (foto 2). Seal paljanduvad ligi 12 m ulatuses mõlemad lademe piires jälgitavad kihistud (Lükati ja Tiskre). Alumine, **Lükati kihistu**, on esindatud rütmiliselt vahelduva rohekashalli aleuriitsavi (ca 40%) ja valkjashalli aleuroliidiga (ca 60%). Kihistu alaosas on valdavaks savi, ülaosas - aleuroliit. Ülemise, **Tiskre kihistu** stratotüübiks on Rannamõisa pank Tiskre oja suudme lähedal, kus paljandub kihistu enam-vähem terves ulatuses (16 m). Kihistu on esindatud ühetaolise valkjashalli aleuroliidiga, milles esineb üksikuid rohekashalli savika aleuroliidi vahekihte. Mõlemad kihistud on ligikaudu võrdse **paksusega** (10-20 m) ja esinevad kogu Pirita lademe **levila** ulatuses. Viimane hõlmab Eesti põhja-ja keskosa kuni Pärnu - Mustvee jooneni. Lademe **avamus** piirdub Põhja-Eesti klindi jalamiga ja selle eelse alaga Pakri neeme ja Narva jõe vahemikus. Olulisematest paljanditest võiks mainida Pakri, Suurupi, Rannamõisa, Türisalu, Kakumäe ja Rocca ai Mare panka; Saviranna kaldaastangut; Pirita ja Kunda jõe kaldajärsakuid; Kopli, Kolkaküla ja Kunda karjääri ning Aserist-Narvani ulatuva klindiosa jalamit. Pirita lademe **paksus** on 10-40 m, olles suurim Loode-Eestis ja vähenedes sealt lõuna suunas kuni suidumiseni. Lademe setendite rakenduslik tähtsus on seotud üheltpoolt Lükati kihistu saviga, mis koos Lontova kihistu saviga on leidnud kasutamist ehituskeraamika tööstuses, ja teisalt, Tiskre kihistu aleuroliidi lasundiga, mis on kambrium-ordoviitsiumi põhjaveekompleksi põhiliseks vett kandvaks osaks.

VERGALE LADE (C_{1,vr}). Alamkambriumi ladestiku kõige noorem osa, Vergale lade ei avane kuskil ja ta on jälgitav üksnes puuraukude läbilõigetel. Lademe **stratotüüpne läbilõige** pärineb Lätist Vergale puuraugust. Lademe **levila** haarab enda alla Eesti Paldiski-Märjamaa joonest läände jääva osa, idapoolse osa Kesk-Eestist ja Kagu-Eesti. Lademe **paksus** küünib 50 m-ni, suurenedes Eesti lääneosas levikupiirist edela suunas ja Kesk-Eestis kagu suunas. Eesti lääneosas on lade esindatud Soela (alumine) ja Irbe (ülemine) kihistuga. **Soela kihistu** (paksus kuni 30 m) koosneb väliselt Tiskre kihistu kivimitega väga sarnasest helehallist pisiterisest kvartsiivakivist ja aleuroliidist. **Irbe kihistus** (paksus kuni 50 m) vaheldub helehalli aleuroliiti rohekashallide omapärase "kraksten"- tekstuuriga aleuriitsavi ja götiitseid ootide sisaldava savika aleuroliidiga.

Kesk-ja Kagu-Eestis on Vergale lade esindatud **Vaki kihistuga** (paksus kuni 30 m), mis koosneb samuti helehallist pisiterisest kvartsiivakivist ja aleuroliidist. Vähesel määral glaukoniiti sisaldav Vergale lademe liivakivi-aleuroliit on oma esinemisalal koos Pirita lademe Tiskre kihistu analoogsete kivimitega ordoviitsiumi-

kambriumi põhjaveekompleksi peamiseks vettkandvaks osaks. Irbe kihistu savikad kihid (kuni 12 m) on arvestatavaks veepidemeks mainitud põhjaveekompleksis.

2.3.2. KESK-JA ÜLEMKAMBRIUMI LADESTIK

Eesti äärmises edela- ja kaguosas lasub alamkambriumi ladestiku setenditel küllaltki tüse (20-40 m) liivakivi-aleuoliidi lasund, mille vanuseline suhe lamavate kivimitega ei ole selge ja mis tinglikult on loetud keskkambriumi **Deimena lademesse** kuuluvaks. Edela-Eestis (Ruhnu puuraugus) on see esindatud **Ruhnu kihistu** (paksus kuni 20 m) peeneterise, savi vahekihte sisaldava kvartsliaivakiviga ja Kagu-Eestis **Paala kihistu** (paksus kuni 40 m) pisiterise kvartsliaivakiviga. Deimena lade, mille stratotüüpne läbilõige pärineb Lätist Deimena puuraugust, ei **avane** kusagil ja ka selle **levila** on selgelt piiritlemata.

Ülemkambriumi ladestiku setendite esinemine Eestis on mõneti problemaatiline. Viimasel ajal on faunistiliste kriteeriumite alusel hakatud neiks pidama varem alamordoviitsiumi ladestikku kuulunud Ülgase kihistu lukuta brahhiopoodide (oboluste) peent detriiti sisaldavat liivakat aleuoliiti. **Ülgase kihistu stratotüüp** asub samanimelisel pangal, kus kihistu paljandub kogu ulatuses (6.5 m). Kihistu **levila** jääb Põhja-Eesti klindi ja Tallinna-Märjamaa-Kolga vaheli-sele alale. **Avamus** piirdub klindi jalamil ja sellesse lõikuvate orgude nõlvadega. Kihistu **paljandub** paljudes kohtades Põhja-Eesti klindil Tallinna-Muuksi vahelisel alal (Kadriorus, Iru, Viim-si poolsaarel, Jägala ja Valka jõe kaldail, Tsitres). Kihistu **paksus** on 2-16 m, kusjuures suuremate paksuste ala jääb Rapla-Kehra vahemikku. Kagu-Eestis on kambriumi ladestu ülaosas leviv eriterise liivakivi ja aleuoliidi ning rohekashalli savi ligi 10 m lasund (**Petseri kihistu**) samuti loetud tinglikult ülemkambriumi ladestikku kuuluvaks. Kesk- ja ülemkambriumi ladestiku valdavalt liivakivist-aleuoliidist koosneva lasundi rakenduslik tähtsus piirdub nende kui põhjavett kandva keskkonnaga.

2.4. ORDOVIITSIUMI LADESTU

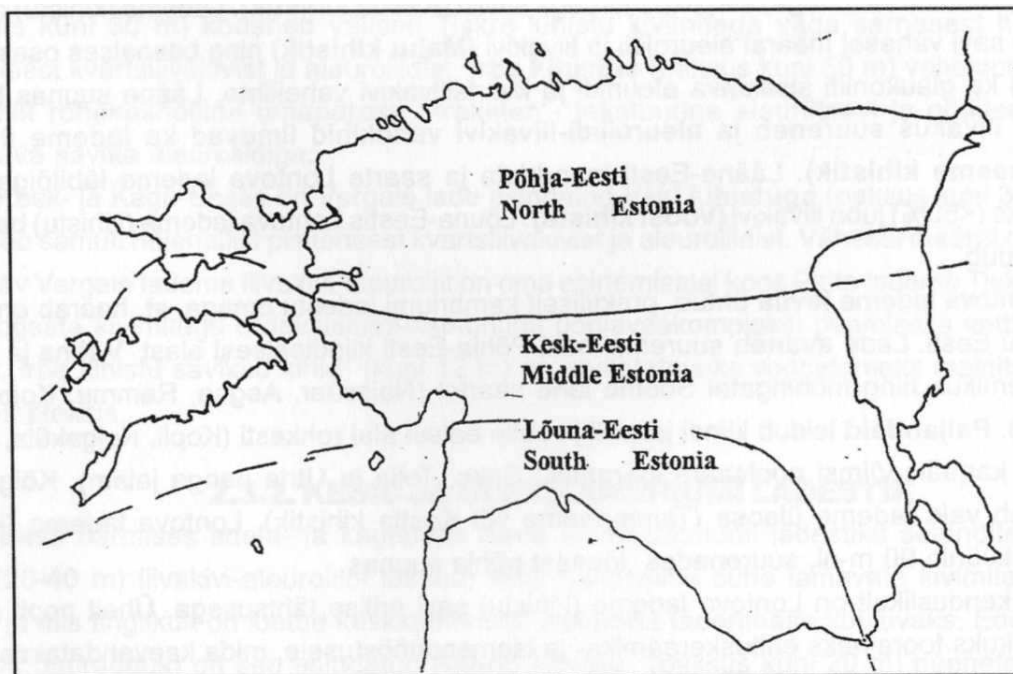
Ordoviitsiumi ladestu avaneb 30-60 km laiuse vöötmena Eesti põhjaosas Hiiumaast kuni Narvani, kusjuures avamuse põhjapiir ei ületa praktiliselt Põhja-Eesti klinti ja lõunapiiriks on Hiiumaa keskosa-Haapsalu-Tamsalu-Mustvee joon. Maksimaalse laiusega (ca 60 km) on avamus Kiviõli-Mustvee meridiaanil. Lõunast katavad ordoviitsiumi siluri kivimid, kirdes, Narva jõe keskjooksu piirkonnas, aga keskdevoni Narva lademe setendid. Ladestu **levib** kogu Eesti territooriumil, välja arvatud klindieelne ala Põhja-Eestis ja Valmiera-Lokno kerkeala võlviosa äärmises Kagu-Eestis. Ladestu **paksus** alal, kus see esineb oma täies

stratigraafilises mahus on 110-200 m, olles suurim Kesk-Eestis ja vähenedes sealt edela, lõuna ning ida suunas.

Ordoviitsiumi ladestu setendid kuhjusid meres, mis kujutas endast kambriumi mere vahetut järglast, s.t. kambriumi-ordoviitsiumi piiril settebasseinis märkimisväärsed muudatusi ei toimunud. Küll aga leidsid need aset veidi hiljem, varaordoviitsiumi ajastiku keskel, kui basseini valitsenud terrigeensete setete (liiva, aleuriidi, savi) kuhjumine asendus lubimuda settimisega. Ordoviitsiumiaegses meres valitsesid küllaltki erinevad tingimused: kui Põhja-Eestis oli tegu suhteliselt rannalähedase madalaveelise basseiniga, siis Lõuna-Eesti kohal oli meri juba tunduvalt sügavam. Sellest tuleneb ka mainitud regioonides esinevate kivimite ja fossiilide mõningane erinevus ehk nn. fatsiaalne vööndilisus (joon.4). Kesk-Eesti ülemineku vööndist põhja poole jääv osa kuulub nn. Ida-Balti ja lõunapoolne Lääne-Balti struktuur - fatsiaalsesse vööndisse.

Ordoviitsiumi ladestu setenditega on seotud valdav osa Eesti aluspõhjalistest maavaradest (põlevkivi, fosforiit, lubjakivi). Ka valdav osa põhjaveest ordoviitsiumi ladestu levialal saadakse viimase kivimitest (ordoviitsiumi põhjaveekompleks).

Eesti ordoviitsiumi ladestu on liigestatud kolmeks ladestikuks (alam-, kesk- ja ülemordo-viitsium), millele vastavad enamvähem samamahulised kohalikud üksused: Ölandi, Viru ja Harju seeria. Viimaste piires on omakorda välja eraldatud 19 ladet.



Joon. 4. Ordoviitsiumi ajastu struktuur-fatsiaalsed vööndid Eestis.

Fig. 4. Structural-facies belts in Estonia at the Ordovician period.

2.4.1. ALAMORDOVIITSIUMI LADESTIK

Alamordoviisiumi ladestik on liigestatud neljaks - Pakerordi, Varangu, Latorpi ja Volhovi lademeks. Ladestiku summaarne **paksus** Põhja-Eesti vööndis on 10-25 m, Lõuna-Eesti vööndis 30-60 m piires. **Levilaks** on praktiliselt kogu Põhja-Eesti klindist lõunasse jääva ala. Ladestiku setendid puuduvad (on denudeeritud) üksnes väikesel alal Mõniste piirkonnas (Valmiera-Lokno kerke lael) ja Hiiumaal Kärddla kraatris ning selle vahetus ümbruses. **Avamus** piirdub põhiliselt Põhja-Eesti klindiga Osmussaare-Narva vahemikus. Sama alaga on seotud ka ladestiku arvukad **paljandid** (foto 1, 3-14). Kuna ladestikku ühendatud lademete paksused on suhteliselt väikesed ja sellest tulenevalt avamusalad kitsad, siis on see kaardil kujutatud jagamatuna.

PAKERORDI LADE (O₁pk). Lademe **stratotüübiks** on pangaastang Pakri neemel (foto 5.), kus see paljandub oma täies paksuses (8.7 m). Lademe **levila** ühtib üldjoontes ladestu omaga, üksnes kitsas, Sõrve säärest kuni Mustveeni ulatuvas vööndis, on lademe setendite esinemine küsitav. Lade **paljandub** Põhja-Eesti klindil väga paljudes kohtades Väike-Pakri -Narva vahemikus. Lisaks veel mitmed tehispaljandid (Maardu karjäär, Saka veelask (foto 9) jne.). Lademe **avamus** piirdub samuti Põhja-Eesti klindi ja sellesse lõikuvate orgude nõlvadega Väike-Pakri - Narva vahemikus. Lademe **paksus** levialal ulatub 25 m-ni.

Pakerordi lademes on kaks kihistut: Kallavere (alumine) ja Türisalu (ülemine). **Kallavere kihistu** on Eesti ordoviitsiumi ladestu vanimaks. Kihistu piires on Põhja-Eestis veel omakorda eristatavad Maardu, Suurejõe ja Orasoja kihistik. Kihistu **paksus** ulatub Kesk-Eestis kuni 20 m-ni. Kihistu **stratotüübiks**, Ülgase panga paljandis, on see 4.7 m. Kihistu **levila** kattub üldiselt Pakerordi lademe levilaga, üksnes väikesel alal Loode-Eestis Põõsaspea neeme piirkonnas Kallavere kihistu setendid puuduvad. Kihistu **paljandub** väga paljudes kohtades Põhja-Eesti klindi jalamil Pakri poolsaare ja Narva vahemikus (foto 3, 4) ning mitmetes tehispaljandites (Maardu karjäär jne.). Kihistu koosneb valdavalt hele- kuni tumehallist nõrgalt tsementeerunud lukuta brahhiopoodide (ooboluste) karbipoolmeid ja nende fragmente (detriiti) sisaldavast aleu-riidikast eriterisest kvartsiivakivist, milles esineb õhukesi (mõni mm kuni mõnikümmend cm) pruuni kerogeense argilliidi (diktüoneemakilda) kihikesi. Kihiti ulatub detriidi või karbipoolmete sisaldus liivakivis 50 ja enamgi protsendini. Sellisel juhul on tegu kas detritiidi või oobolus-konglomeraadiga (enam-vähem tervete poolmete puhul). Sääraste kihtide summaarne paksus lasundis ei ületa tavaliselt 10-20 cm, kuid kohati võib see ulatuda 0.5 ja enamgi meetrini (Rak-verest lõunasse jääval alal 5-12 m). Need alad on välja eraldatud fosforiidimaardlatena. Teada-olevad fosforiidimaardlad või maavara ilmingud (Iru, Maardu, Tsitre, Raasiku, Kehra, Toolse, Rakvere, Aseri, Narva) on kõik koondunud Tallinna-Narva vahelisse Põhja-Eesti klindist lõunasse jäävasse 10-40 km laiusesse vööndisse.

Türisalu kihistu stratotüübiks on samanimelise panga paljand (foto 3). Kihistu koosneb tumepruunist õhukesekihilisest kerogeensest argilliidist (nimetatud ka diktüoneemakilt või -argilliit, graptoliitargilliit), mis sisaldab kohati õhukesi püriidistunud liivakivi kihikesi ning püriidi-ja antrakoniidi kristallide kogumikke. Kihistu **levila** jääb Põhja-Eesti klindi ja Hiiumaa keskosa-Lihula-Tapa-Narva joone vahele. Kihistu **paljandub** avamusel väga paljudes kohtades Väike-Pakri - Narva vahemikus. Kihistu **paksus** on suurim Loode-Eestis (kuni 7.7 m), suurenedes levila piirilt loode suunas. Türisalu kihistu kerogeense argilliidi (diktüoneemakilda) puhul on tegu potentsiaalse maavaraga, mille kasulikuks komponendiks on kõigepealt kerogeen (orgaaniline aine), mida kilt sisaldab 9-18 %, olles suurim Loode-Eestis. Kivimi põlemissoojus kõigub 800-1600 kcal/kg piires. Suurte paksuste (5-7 m) vööndis Loode-Eesti on see suurim (1400-1600 kcal/kg). Lisaks sellele sisaldab kerogeenne argilliit veel märkimisväärses koguses sääraseid haruldasi elemente nagu U, Th, Mo, V. Senini on kerogeense argilliidi kui maavara kasutuselevõtt jäänud sobiva, keskkonda säästva tehnoloogia puudumise taha. Kerogeense argilliidi prognoosne varu Eestis on ligikaudu 60 miljardit t.

VARANGU LADE (O₁vr). Lademe ja samanimelise kihistu **stratotüüp** asub Selja jõe vasakul kaldal Varangu küla lähistel, kus lade **paljandub** täies ulatuses (2.6 m). Lademe **levila** piirdub kahe eraldiseisva alaga, millistest esimene haarab enda alla ligi 20 km laiuse poolkaare kujulise Paldiskist Kundani kulgeva vöö. Teine jääb Hiiumaa lõunaosa ja Lihula vahelisele alale. Lademe **avamusala** kui ka **paljandid** piirduvad Põhja-Eesti klindi V. Pakri - Narva vahelise lõiguga. Lademe maksimaalne **paksus** idapoolisel levialal ulatub 3.4 m-ni (Kunda ümbruses), läänepoolisel levilal ei ületa see ühte meetrit. Varangu kihistu tüüpiliseks kivimiks on helerohekashall aleuriidikas plastne savi, mis esineb kas kihistu ülaosas või siis, aladel kus kihistu paksus on väike kogu kihistu ulatuses. Valdav osa kihistust langeb aga rohekashalli savika glaukoniitliivakivi (aleuroliidi) arvele, mis sisaldab rohkesti püriidi konkretsioone ja tumepruuni kerogeense argilliidi kihikesi. Savi puudumisel on Varangu kihistut (ladet) väga raske eristada Latorpi lademe küllaltki sarnasest kivimist. Levila lääneosas esineb Varangu kihistu basaalses osas omapärase mugulja tekstuuriga nõrgalt kerogeense lubiliivakivi kuni 1 m-ne lasund.

LATORPI LADE (O₁lt). Lademe **stratotüüp** asub Kesk-Rootsis Näkes, kus **paljandub** selle, valdavalt karbonaatkivimitest koosnev lasund. Põhja-Eestis on lade esindatud peamiselt terrigeense setendiga - **Leetse kihistu** roheline glaukoniitliivakiviga (foto 6). Kihistu stratotüübiks on paljand klindil Pakri poolsaarel Leetse mõisa lähistel. Lademe ülaosas esineb suhteliselt õhuke (kuni 1 m) kiht glaukoniit! sisaldavat lubjakivi - **Toila kihistu Päite kihistik**. Lõuna-Eestis on Latorpi lade esindatud vähesel määral glaukoniiti sisaldava punakaspruuni lubjakivi või dolokiviga (**Kriukai kihistu**). Aiadei, kus Pakerordi iade puudub, sisaldavad lademe ala-osa kivimid lukuta brahhiopoodide detriiti ja karbipoolmeid ning fosfaatseid veeriseid. Lademe **paksus** on küllaltki heitlik, kõikudes 1-6 m vahemikus. Suuremad paksused on fikseeritud Osmussaarel (ca 6 m) ja

Hiiumaa lõunaosas (ca 4 m). Lademe **levila** haarab peaaegu kogu klindist lõunasse jääva Eesti ala. Levila sees leidub alasid, kus lademe paksus on väga väike (Kesk-Eestist Saaremaale kulgev vöönd) või see üldse puudub (20-30 km laiune Nõvast üle Hiiumaa keskosa kulgev vöönd ja Valmiera-Lokno kerkeala võlviosa Mõniste ümbruses). Latorpi lademe **avamus** ja seal esinevad rohked paljandid on seotud Põhja-Eesti klindiga (Osmussaar, Väike-Pakri s., Pakri poolsaar jne., kuni Narvani välja).

Senini ei ole Latorpi lademe Leetse kihistu glaukoniitliivakivile praktilist rakendust leitud, kuid seda võib vaadelda kui perspektiivset toorainet ehitusmaterjalide, veepehmedajate ja värvipigmentide tootmiseks.

VOLHOVI LADE (O₁VI) nagu teisedki alamordoviitsiumi ladestiku lademed, **paljandub** paljudes kohtades oma kitsa **avamuse** piires Põhja-Eesti klindil (foto 9, 11) ja sellesse lõikuvate orgude kallastel Osmussaare ja Narva vahemikus. Lademe **stratotüüp** jääb Eestist välja, Volhovi jõe kallastele. Lade **levib** praktiliselt kogu Põhja-Eesti klindist lõunasse jääval alal välja arvatud Loode-Eestist Padiselt üle Hiiumaa keskosa kulgev 20-30 km laiune vöönd, kus kõnealuse lademe setendid on Kunda ajal erodeeritud. Lademe **paksus** Põhja- ja Kesk-Eestis on küllaltki väljapeetud, olles 1-2 m vahemikus. Lademe märgatav paksenemine algab Lihula-Mustvee joonelt, kust see suureneb 19 m-ni Eesti äärmises lõunaosas. Põhja-Eestis vastab Volhovi lademele **Toila kihistu**, mis on esindatud glaukoniiti sisaldava kohati dolomiidistunud lubjakiviga. Toila kihistu piires on välja eraldatud 6 kihistikku (**Saka, Tõlinõmme, Künnapõhja, Kalvi, Lahepere ja Pada**). Loetletuist kuulub üksnes ülemine, õhuke (kuni 0.2 m) raudoide sisaldav Pada kihistik Sillaoru kihistusse. Lõuna-Eestis kuulub Volhovi ladet esindav punakaspruuni savikas lubjakivi Kriukai kihistusse.

Toila kihistu kivimeid on ehituskiviks kohati murtud Kirde-Eestis. Toila kihistu, eriti Saka, Künnapõhja ja Päite kihistiku Kirde-Eestis esineva kirjuvärvilise lubjakivi-dolokivi dekoratiivsed omadused on kõrged ja seetõttu võiksid nad tulevikus leida laialdasemat kasutamist viimistluskivi tootmises.

2.4.2. KESKORDOVIITSIUMI LADESTIK

Ladestikus eristatakse 11 ladet: Kunda, Aseri, Lasnamäe, Uhaku, Kukruse Idavere, Jõhvi, Keila, Oandu, Rakvere ja Paekna. Ladestiku summaarne **paksus** varieerub 50-110 m vahemikus, olles suurim Ida-Eestis ja vähim Lõuna-Eestis. Vaid Kärkla kraatri süvikus Hiiumaal ulatub ladestiku mittetäielik paksus 430 m-ni. Ladestiku **avamus** jääb Põhja-Eesti klindipealsele alale Hiiumaalt Tahkuna poolsaarelt kuni Narvani ulatuvasse 15-25 km laiusesse vööndisse. **Levila** hõlmab praktiliselt kogu Põhja-Eesti klindist lõunasse jääva ala, üksnes Mõniste piirkonnas (Valmiera-Lokno kerke lael) ladestiku setendid puuduvad. Ladestik, kui kõrvale jätta Kärkla kraatri ala, on esindatud mereliste karbonaatsete setenditega.

KUNDA LADE (O₂kn). Lademe **stratotüübiks** on Kunda linnast lõunasse jääva piirkonna läbilõige. Kunda lade **paljandub** paljudes kohtade Põhja-Eesti klindil ja sellesse lõikuvate jõgede kallastel Osmussaare-Narva vahemikus. Parima paljandina väärib esiletõstmist Kunda-Aru karjäär. **Levila** hõlmab Põhja-Eesti klindist lõunasse jääva ala. Üksnes piiratud alal Hiiumaal Kärkla kraatri, Lääne-Eestis Jalukse ja Lõuna-Eestis Mõniste piirkonnas lademe setendid puuduvad. Lademe **avamus** piirdub Põhja-Eesti klindipealse kitsa vööndiga. Lademe **paksus** on 0.1-14 m, olles minimaalne (<0.5 m) Tallinnast üle Haapsalu kulgevas 5-10 km laiuses kirde-edela suunalises vööndis, millest loode, kirde ja kagu suunas see suureneb märgatavalt, küündides Kagu-Eestis 14 m-ni. Kunda lade paistab silma oma kivimilise koostise mitmekesisuse poolest ja sellest tulenevalt on ka lademe litostratigraafiline liigestus äärmiselt keerukas. Üksnes Põhja-Eestis on lademes välja eraldatud 4 kihistut (Sillaoru, Loobu, Pakri, Napa) ja 9 kihistikku. Alumine, **Sillaoru kihistu** (paksus 0,1-1.5 m) koosneb raudoide sisaldavast savikast lubjakivist. **Loobu kihistu** (foto 8), mis nii oma paksuselt (kuni 7 m) kui ka levilalt on kõige ulatuslikum, on esindatud hallika nõrgalt savika, tasemeti vähesel määral glaukoniiti sisaldava lubjakiviga. Levila idaosas esineb lademe lubjakivi lasundi ülaosas kuni 3.5 m ulatuses raudoide - n.n. **Napa kihistu**. Tallinna-Haapsalu-Emmaste joonelt (väikeste paksuste vööndist) loodes on Kunda lade esindatud põhiliselt Pakri kihistuga (foto 17). Viimane koosneb (20-60%) savikast kerogeensest lubiliivakivist, mis sisaldab nõrgalt kerogeense püriidistunud liivalubjakivi mugulaid ja läätsjaid vahekihte (40-60 %). **Pakri kihistu** (paksus 0,1-4.5 m) liivasisaldus suureb sujuvalt loode suunas. Ligikaudu Kärkla-Osmussaare joonest loodesse jääval alal on lade esindatud üksnes Pakri kihistuga. Loode-Eestis ja Osmussaare piirkonnas on nii lademe alaosa kui ka lamava Volhovi lademe väga eriilmelised lubjakivid purustatud ja tsementeeritud omapärase bretšalaadse lubiliivakiviga (nn. settesoontega). Viimased paljanduvad efektselt Osmussaare (foto 44, 46) ja vähemal määral ka Suur-Pakri saare põhjarannikul (foto 12). Settesoonte teket on pikka aega ja mitmeti püütud seletada käesoleval ajal seostatakse neid Kunda eal Neugrundi madala piirkonnas toimunud meteo-riidiplahvatusega. Lõuna-Eestis on Kunda lade esindatud punakaspruuni või kirjuvärvilise mugulja domeriidi vahekihte sisaldava lubjakivi või dolomiidiga (**Baldone kihistu**). Kunda lademe lubjakivid on tasemeti ja piirkonniti kõlblikud nii ehituskivi kui killustiku tootmiseks. Kunda lademe lubjakivi kaevandatakse Kunda-Aru karjääris ja vähemal määral veel mitmel pool Kirde-Eestis (Utria, Narva).

ASERI LADE (O₂as). Lademe **stratotüübiks** oli vana paemurd klindi serval, umbes 2.5 km Aseri asulast loodes, kus lade paljandus kogu paksuses (2 m). Lademe **levila** hõlmab kogu Põhja-Eesti klindist lõunasse jääva ala. Lademe **avamus** ja selle piires esinevad rohked paljandid piirduvad põhiliselt Põhja-Eesti klindi (foto 14)ja sellesse lõikuvate orgude nõlvadega. Lademe paksus Põhja-Eestis muutub 0.01-4 m piires, Lõuna-Eestis küünib see aga pea 6 meetrini. Seejuures on jälgitav paksuse küllaltki väljapeetud suurenemine

loodest kagusse. Aseri lademele vastab Põhja-Eestis samanimeline kihistu, mis koosneb vähem (**Malla kihistik**) või rohkem (**Ojaküla kihistik**) raudoide sisaldavast lubjakivist. Lõuna-Eestis on Aseri lade esindatud **Segerstadi kihistu** punakaspruuni mugulja savika lubjakiviga.

LASNAMÄE LADE (O₂ls). Lademe **stratotüübiks** on Lasnamäe vana paemurd (Lõunamurd) Tallinnas, kus lade paljandub kogu ulatuses. Lademe **avamus** piirdub Põhja-Eesti klindi ja vahetult selle pealse mõnekilomeetrilise vööndi Osmussaare-Narva vahemikus. Lade **paljandub** avamusalal väga paljudes kohtades: Osmussaarel, Pakri saartel (foto 12) ja poolsaarel (foto 1), Rannamõisa, Türisalu (foto 3), Suurupi ja Kallaste pangal (foto 15), Toompea jäänuksaarel (foto 19), Lasnamäel (foto 14) ja samuti ka paljudes väiksemates ning suuremates paemurdudes (Harku, Vao, Maardu, Kunda-Aru, Narva). Lasnamäe lademe lubjakivi on enamiku Põhja-Eesti loopealsete aluskivimiks. Lademe **levila** haarab kogu Eesti territooriumi Põhja-Eesti klindist lõunasse jääva ala. Lasnamäe lademe tegeliku paksuse määramisega on raskusi ja seda just lademe ülemise ajalise piiri ebamäärasuse tõttu, mis ei lange levila erinevates piirkondades mitte alati kokku kivimilise piiriga. Kaardil kujutatud ja siinkirjeldatud juhul on selguse ning kaardistamise praktilisuse huvides Lasnamäe ladet tema stratotüüpsel alal (Põhja-Eestis) käsitletud **Vao kihistu** mahus, mis mõneti erineb lademe ajalisest mahust. Lademe säärastelt piiritletud paksus on küllaltki väljapeetud (7-11 m). Seejuures maksimaalse paksusega on lade Kesk-Eestis. Pakri poolsaare - Põõsaspea neeme - Hiiumaa keskosa joonest loodesse väheneb lademe paksus märgatavalt, 2-3 m Kõpu poolsaarel. Stratotüüpsel alal Põhja-Eestis on lade esindatud Vao kihistuga, mis koosneb valdavalt hallist, kõvast, kesk- kuni paksukihilisest lubjakivist. Kihistu alaosas ja piirkonniti (Kesk- ja Ida-Eestis) ka keskosas sisaldab lubjakivi ooide. Kohati on lubjakivi dolomiidistunud. Lõuna-Eestis on Lasnamäe lade esindatud valdavalt kirjuvärvilise savika lubjakiviga (**Stirnase kihistu**). Avamusalal Põhja-Eestis on Lasnamäe lademe lubjakivi üheks Eesti paremaks ja vanima kasutustraditsiooniga ehituskiviks, mida kaevandatakse nii mitmes suures (Harku, Vao, Kunda-Aru) kui ka paljudes väiksemates paemurdudes. Sellest kivist on ehitatud pea kogu keskaegne Tallinn.

UHAKU LADE (O₂uh). Nii lademe kui ka selle koostisosaks oleva Kõrgekalda kihistu **stratotüübiks** on paljandid Purtse jõe vasakul kaldal Lügánuse-Püssi vahemikus ja Uhaku karstialal, kus lade paljandub kuni 6 m ulatuses. Lademe **avamus** kulgeb Osmussaarest kuni Narvani Põhja-Eesti klindipealsel alal suhteliselt kitsa (1-3 km) vööndina. Virumaal Viitna joonest idas avamus laieneb ja eemaldub klindist. Lade **paljandub** avamusel väga paljudes kohtades: Osmussaarel, Pakri saartel (foto 18), Pakri poolsaarel, Harku, Kadaka ja Lasnamäe paemurrus jne. Lademe **levila** hõlmab kogu Eesti avamusest lõunasse jääva ala. Lademe paksus muutub 1-20 m vahemikus. Suurem on see Kirde- ja Lõuna-Eestis, Loode-Eestis ja Hiiumaal väheneb see aga 1-2 meetrini.

Põhiosa Uhaku lademest Põhja-Eestis, eriti selle lääneosas, hõlmab 1.5-10 m paksune Kõrgekaldal **kihistu**, mis koosneb rohekashallist rohkem või vähem savikast mergli kelmeid ja vahekihte sisaldavast lubjakivist. Põhja-Eesti kesk- ja idaosas on kihistu ülaosas eristatav kuni 7 m paksune **Erra kihistik**, millele on iseloomulik kukersiidi (põlevkivi) kihtide esinemine. Kukersiidikihtide hulk suureneb kihistiku ülaosa suunas. Lõuna-Eestis on Uhaku lade esindatud 13-20 m paksuse suhteliselt ühetaolise lainjaskihilise kuni mugulja tumeda lubjakiviga (**Taurupe kihistu**).

Uhaku lademe põlevkivi ei ole senini praktilist kasutamist leidnud ja seda eelkõige üksik-kihtide väikese paksuse (<0.5 m) ja nende eraldatuse tõttu.

KUKRUSE LADE (O₂kk) on eelkõige Eesti tähtsaimat maavara, põlevkivi sisaldav kivim-kompleks (foto 20). Lademe **stratotüübiks** oli Kukruse mõisa lähedal asetsenud sügav kraav, milles varem paljandus tootsa põlevkivikihi ülemine osa kuni 3 m paksuselt. Lademe **avamus** algab Osmussaarelt, kulgeb üle Väike- ja Suur-Pakri saare ning Pakri poolsaare, Tallinna lõunaosa, Valgejõe, Viitna, Ubja, Kiviõli Kohtla-Järvele ja sealt suunaga kagusse Alutagusele, kus teda katab keskdevoni Narva lade. Lademe **paljandid** on koondunud põhiliselt kolmele alale: Pakri saartel ja poolsaarel; Tallinnast läänes (Humala, Peetri) ja avamuse idaosas Ubja-Kiviõli-Narva vahemikus. Viimasel alal on rida uusi ja vanu põlevkivikarjääre (Ubja, Aidu, Küttejõu, Püssi, Viivikonna, Sirgala, Narva). Lademe **levila** hõlmab kogu Eesti ala avamusest lõunas. Lademe paksus varieerub 2.8 meetrist (Kõpu poolsaarel Hiiumaal) kuni 23.5 meetrini. Maksimaalse paksusega on lade Mustvee piirkonnas, vähenedes sealt põhja, lääne ja lõuna suunas.

Põhja-ja Kesk-Eestis koosneb Kukruse iade **Viivikonna kihistust**, mille iseloomulikuks jooneks on kukersiidi, lubjakivi ja mergli kihtide vaheldumine. Kihistu piires on sellel alal, põhiliselt kukersiidi olemasolu silmas pidades, välja eraldatud kolm kihistikku: Kiviõli (alumine, kukersiidiga), Maidla (keskmine, valdavalt kukersiidita) ja Peetri (ülemine, kukersiidiga). **Kiviõli kihistiku** põlevkivi (kukersiidi) kihid moodustavad Virumaal Eesti põlevkivimaardla tootsa lasundi. Kihistiku maksimaalsest paksusest (7.6 m Viivikonna piirkonnas) langeb põlevkivi sisaldavate kihtide arvele ligi 5 m, sellest puhast põlevkivi (kukersiiti) 2.5-3.0 m. Tootsa lasundi (põlevkivikihid A-F) paksus kõigub 2-3 m piires. Nii Kiviõli kihistiku paksus kui ka kukersiidi osa selles vähenevad lääne ja edela suunas. Viivikonna kihistu keskmine, **Maidla kihistik**, erines varasemate seisukohtade järgi ülemisest ja alumisest kihistikust oma väiksema kukersiidisalduse poolest, kuigi ka sellesse jäid mitmed indekseeritud kukersiidikihid (L-P ja I; II). Viimasel ajal, põhiliselt tsüklilisuse seisukohast lähtudes, on Maidla kihistikku arvatud ka III (kolmas), Kukruse lademe tüsedaim (kuni 2.3 m) kukersiidikiht. Tapast lõunasse jääval alal moodustab III kiht Tapa põlevkivileiukoha kasuliku kihi. Maidla kihistiku paksus on kõige suu-rem (kuni 11 m) Tapa-Tamsalu vahelisel alal, kust see väheneb kiiresti põhjaja edela suunas. Kukruse lademe ülemine, **Peetri kihistik** levib lademe ülaosas Kehra-Tapa-Kiviõli joonest lõunasse ja läände

jääval alal. Maksimaalse paksusega (>12 m) on kihistik Jõgeva-Kallaste ümbruses, vähenedes sealt järsult nii põhja kui edela suunas. Maksimaalse paksusega (>12 m) on kihistik Jõgeva-Kallaste vahelisel alal, kust selle paksus väheneb järsult nii põhja (kuni väljakiildumiseni Kehra-Tapa-Kiviõli joonel) kui ka edela suunas.

Lääne-Eestis ja saartel vastab Kukruse lademele praktiliselt kukersiiti mittesisaldav, suhteliselt puhta lubjakiviga esindatud Pihla kihistu. Oma stratigraafiliselt mahult kattub **Pihla kihistu** üldjoontes Viivikonna kihistu Maidla kihistikuga. Kihistiku paksus kõigub 3-8 m vahemikus, vähenedes oma levila idapiirilt Nõva-Märjamaa-Lihula joonelt lääne suunas (2.8 m Hiiumaal Kalanas). Lõuna-Eestis Märjamaa-Tartu joonest lõunas on Kukruse lade esindatud 10-15 m paksuse jämedat püriidistunud detriiti sisaldava rohekashalli kohati savika lubjakiviga (**Dreimani kihistu**).

IDAVERE LADE (Ozid). Lademe formeerumise ajaga (Idavere eaga) on seotud Eesti settelise pealiskorra arenguloo üks katastroofilisemaid sündmusi - Kärkla meteoriidikraatri teke. See hetkeline sündmus muutis oluliselt väljakujunenud settetingimusi mitte üksnes kraatrilal, vaid ka selle ümbruse sadadel ja tuhandetel ruutkilomeetritel, viies meie aluspõhjale mitte-omaste spetsiifiliste setendite (mitmesuguste bretsade) kujunemisele. Sellest lähtuvalt vaadeldakse alljärgnevalt eraldi Idavere lademe setendeid Kärkla kraatrilal ja ülejäänud Eestis (nn. normaallasuvusega alal).

Idavere lademe **stratotüübiks** on praeguseks kinnikasvanud väike paemurd Idavere külas Haljala lähedal, kus paljandusid lademe alaosa kihid. Lademe **avamus** algab Pakri poolsaare klindipealselt, kulgedes sealt kitsa (1-3 km) lookleva vööndina üle Tallinna lõunaosa, Haljala, Kiviõli ja Jõhvi. Narva jõe ääres katab seda keskdevoni Narva lademe jäänuk. Häid **paljandeid** on avamusalal vähe. Mainimisväärsamad neist on paljandid Tallinnast läänes Humalas ja Peetris ning Virumaal Tatrusel, Aluveres paemurrus, Püssis ja Jõhvi ümbruses. Lade **levib** kogu avamusalast lõunasse jääval Eesti alal. Lademe setendid puuduvad üksnes Kärkla kraatri ringvalli lael ja Mõniste piirkonnas. Lademe **paksus** muutub 0.1-17.2 m vahemikus, olles valdavalt 6-8 m. Põhja-Eesti lääneosas Keila ümbruses on see kuni 0.1 meetrit.

Suuremal osal Eesti territooriumist eristatakse Idavere lademe piires kaht kihistut: Tatruse (alumine) ja Vasavere (ülemine). **Tatruse kihistu** (paksus 0,1-6 m, Keila-Raasiku ümbruses puudub) on esindatud nõrgalt savika, võrkjatest merglikelmetest läbitud lubjakiviga. **Vasavere kihistule** (paksus 0.2-7.2 m) on iseloomulik erineva savikusega lubjakivi vaheldumine roheka mergli ja halli metabentoniidi (algelt vulkaanilise tuha) 1-20 cm paksuste kihtidega. Meta-bentoniidi kihte on kihistus selle normaallasuvusega alal 1-7. Ka Lõuna-Eestis on võimalik Idavere lademes tinglikult eristada kaht ülalkirjeldatud kihistut, kusjuures mõlemad on seejuures mõneti savikamad ja paksemad ning sisaldavad tasemeti raud- ja lubiooide.

Hiiumaal, Kärkla mattunud meteoriidikraatris ja selle vahetus ümbruses on Idavere lade esindatud omapärase, Idavere ea alguses toimunud meteoriidiplahvatusest ja selle poolt esile kutsutud sündmuste

ahelast lähtuva, ainult antud regioonile ainuomase sette kivimite lasundiga. Lasundi geneesist ja koostisest lähtudes eristatakse selle piires kaht kihistut: Kärkla ja Paluküla. Antud kihistute kivimid ei avane kusagil, on aga see-eest läbitud paljude (üle 50) puuraukudega.

Kärkla kihistus, mille **stratotüübiks** on Eesti sügavaima (815.2 m) puuraugu K-1 südamik intervallis 300-590 m, on ühendatud vahetult meteoriidiplahvatuse käigus moodustunud väga erinevad bretšad. Kihistu piires, lähtutes esmajoones kivimite koostise ja formeerumise iseärasustest, on omakorda välja eraldatud kaks kihistikku: **impaktbretšade** ja **pangasbretšade** kihistik. Kärkla kihistu bretšad levivad kraatri süvikus (ca 10 km²) paksu (kuni 290 m) läätsja lasundina ja kraatri ringvalli välisnõlvadel õhemate erosioonist säilunud jäänukitena. **Impaktbretšade kihistikku** on ühendatud vahetult meteoriidi plahvatuse esimese faasi (kontakt, plahvatus, väljapaise) käigus formeerunud löögimoonde jälgedega tufilaadsed bretšad (foto 49, 50) kraatri süvikus ja ringvalli välisnõlval. **Pangasbretšade kihistiku** bretšad moodustusid plahvatuse teises faasis, esmase kraatri sisenõlvade kokkuvarisemise ja tagasivoogava mudavoolu tagajärjel. Need bretšad koosnevad põhiliselt kraatri plahvatuseelse aluse kivimite (kambriumi liivakivide ja savide, ordoviitsiumi lubjakivide, aluskorra tard- ja moondekivimite) pangastest (läbimõõt 1-10 ja enamgi meetrit) ja väiksematest tükkidest, mis on tsementeerunud samade kivimite peenpurdse savikas-liivaka voolujälgedega massiga. Kihistik levib kraatri süvikus ja erosioonist säilunud jäänukitena ringvalli välisnõlvadel.

Paluküla kihistus, mille stratotüübiks on samuti ülalmainitud puuraugu (K-1) südamik intervallis 185-300 m, on ühendatud väga erinevad, vahetult peale meteoriidiplahvatust tekkinud kraatrisse ja selle ümbrusesse settinud terrigeensed ja karbonaatsed setendid. Viimasest lähtuvalt ongi kihistus välja eraldatud vastavalt terrigeensete ja karbonaatkivimite kihistik.

Terrigeensete kivimite (konglomeraatide, graveliitide, liivakivide, aleuroliitide) kihistik, mille paksus kraatri süvikus ulatub 30 meetrini, formeerus plahvatusest põhjustatud tsunaami poolt kaasahaaratud purdmaterjali kiirel (mõni päev kuni mõni kuu) väljasettimisel. **Karbonaatkivimite** kihistiku setendid (mõningal määral aleuriiti-liiva sisaldavad merglid ja lubjakivid) moodustusid kraatri süviku kohal tekkinud alangus selle suhteliselt kiirel (mõnikümmend tuhat aastat) täitumisel karbonaatse mudaga, millesse ringvallilt veel selle murendmaterjali sisse kanti. Kihistiku maksimaalne paksus on kuni 120 m.

JÕHVI LADE (O₂jh). Lademe **stratotüübiks** oli Kämbemäe vana paemurd 2.5 km Jõhvist lõunas Tartu maantee ääres. Seal paljandus lademe alumine osa ligi 4 m paksuselt. Lademe **avamus** kulgeb 2-4 km laiuse lookleva vöötmena alates Põõsaspea poolsaarest läänes kuni Alutaguseni idas, kus seda katab keskdevoni Narva lade. Lademe **paljanditest** võib mainida Põõsaspea neeme idarannikut (foto 16), Madise kiriku ümbrust, Peetri ja Humala kõvikut ning Alliku, Pääsküla, Aluveri ja Jõhvi ümbrust. Lade **levib** kogu Eestis avamusest lõunasse jääval alal. Lademe **paksus** muutub 0.2-13 m vahemikus, olles suurim (>10 m) vahetult

avamusalast lõunasse jääval alal ja vähenedes sealt sujuvalt lääne suunas. Vähi paksusega (alla 0.5 m) on lade Hiiumaa lääne- ja loodeosas. Lade on levila piires esindatud samanimelise kihistu varieeruva savikusega rohekashalli mergli vahekihte sisaldava lubjakiviga. Kihistu keskosas (0.5-5 m) on lubjakivi tavaliselt savikam (**Pagari kihistik**). Kihistu lubjakivi puhtamad erimid on **Madise** (ülemine) ja **Aluver** (alumine) **kihistikus**. Lade on piiritletud nii ülalt (Keila lademesse kuuluva) kui ka alt (Idavere lademesse kuuluva) metabentoniidi kihiga. Ka lademe sees (Pagari kihistikus) on Põhja-Eesti läbilõigetes jälgitav üks 2-10 cm paksune metabentoniidi kiht. Kärkla kraatris ja selle vahetus ümbruses sisaldavad Jõhvi lademe lubjakivid ohtrasti (kuni 20 %) terrigeenset (aleuriidist kuni veeristeni) materjali.

KEILA LADE (O₂kl). Lademe **stratotüübiks** on vana paemurd Keila kõvikul. Lademe **avamus** algab Hiiumaalt Tahkuna poolsaare põhjaosast ja kulgeb sealt 5-10 km laiuse vööndina üle Nõva-Keila-Kehra-Rakvere põhjaosa Jõhvi lähisteni ning sealt kagusse Alutagusele, kus kattub keskdevoni Narva lademe kivimitega. Lademe vähestest **paljanditest** on mainimisväärsamad Ristna neeme rannik (foto 21) ja Vasalemma karjäär, üksikud juhukaevad Keila ümbruses (foto 22) ja Pääskülas ning Kahula ja Tammiku paemurd Jõhvi lähistel. Keila lademe **levilaks** on kogu avamusest lõunasse jääv ala. Lademe **paksus** on 2-25 m, suurenedes seejuures Eesti lõunaosa 2-6 meetrilt põhja ja loode suunas kuni 23-25 m-ni Loode-Eestis ja Hiiumaal. Maksimaalse paksusega (36 m) on lade Kärkla kraatri süvikus, kus selle karbonaatsed setendid sisaldavad kihiti mõningal määral (10- 20 %) liiva.

Keila lade on oma levila valdaval osal esindatud samanimelise, **Keila kihistu** rohkem või vähem savika rohekashalli mergli vahekihte sisaldava mugulja lubjakivi ja mergliga. Valdava kivimtüübi järgi jagatakse kihistu veel omakorda neljaks kihistikuks: **Kurtna** (mugullubjakivi), **Pääsküla** (puhtam lubjakivi), **Saue** (mugullubjakivi), **Lehtmetsa** (mergel). Vihterpalu ja Saku vahelisel alal ning Kärkla kraatri ringvalli nõlvadel on Keila lademe ülemine osa esindatud biohermse lubjakiviga - **Vasalemma kihistuga** (foto 23). Viimane koosneb valdavalt okasnahksete (tsüstiidide) varrelülide fragmentidest, kujutades endast marmorilaadset lausjämedetriitse lubjakivi, milles esineb kohati ka väiksemaid bioherme. Kärkla kraatri ringvalli nõlvadel leviva Vasalemma kihistu detriitlubjakivi (paksus kuni 15 m) sisaldab (10-30 %) terri-geenset materjali. On huvitav märkida, et sealsamas kõrval, kraatrisüvikus, on samavanuse-lised setendid esindatud kuni 20 m paksuse mergli lasundiga, milles esineb massiliselt mainitud okasnahksete karikate plaate. Vasalemma kihistu ülemine osa kuulub, seda vähemalt strato-tüüpsel alal, vanuseliselt järgnevasse, Oandu lademesse. Lõuna-Eestis on 2-6 m paksune Keila lade esindatud halli savika mugullubjakiviga (**Blidene kihistu**). Lademe alumist piiri markerib meie läbilõike kõige paksem (kuni 0,5 m, Kärkla kraatri süvikus isegi kuni 0.8 m) metabentoniidi kiht. Alumisest piirist 0.4-6 m kõrgusel on jälgitav veel teinegi õhem (0.02-0.15m) metabentoniidi kiht.

Vasalemma kihistu lausjämedetriitne lubjakivi nn. "Vasalemma marmor" on meie üheks väärtuslikumaks lubjakivi erimiks, mis on kõlbulik kasutamiseks nii tehnoloogilise-, dekoratiiv-kui ka viimistluskivina. Senini on seda põhiliselt kasutatud (Rummu, Vasalemma) vaid killustiku tootmiseks.

OANDU LADE (O_{2on}). Lademe **stratotüübiks** on Oandu jõe kaldapaljandid samanimelise küla lähistel Virumaal. Lademe **avamus** algab Hiiumaalt Tahkuna poolsaare keskosast ja kulgeb sealt suhteiseit kitsa (<1 km) vööndina üle Eesti põhjaosa, iaenedes mõneti Risti-Saku vahemikus Vasalemma kihistu levialal, et siis uuesti kitsenedes suunduda üle Kehra, Rakvere ja Oandu Alutagusele. Lade **paljandub** väga vähestes kohtades ja neilgi juhtudel (Rummu ja Vasalemma karjäär, Tuula paemurd) on tegu kas lademe koosseisu kuuluva Vasalemma kihistu ülaosa või siis Rägavere kihistusse kuuluva **Tõrremäe kihistiku** mikroterise lubjakiviga. Oandu lademe põhikivimi, **Hirmuse kihistu** mergli ajutisi paljandeid (kaevendeid) leidub mitmel pool Rakvere linnas. Oandu lademe **paksus** on küllaltki heitlik, olles 0.4-11 m piires. Põhja-Eestis Hirmuse kihistu merglite leviku alal on see küllaltki väljapeetult 2-3 m. Kesk-Eestis, kus lade on esindatud ainult Tõrremäe kihistiku lubjakiviga, langeb selle paksus kuni 0.5 m-ni. Risti-Saku vahemikus, kus lade sisaldab ka Vasalemma kihistu biohermse kompleksi lubjakive, suureneb see 5-6 m-ni. Lõuna-Eestis, kus lade on esindatud **Mosseneni kihistu** halli savika mergli või musta argilliidiga, suureneb selle paksus 6-11 m-ni.

RAKVERE LADE (O_{2rk}). Lademe **stratotüübiks** on vana Rägavere paemurd Rakvere linna lõunaserval, kus lade paljandus kuni 4 m ulatuses. Lademe **avamus** algab Hiiumaalt Tahkuna poolsaare lõunaosast ja kulgeb sealt 5-10 km laiuse vööndina üle Eesti mandriosas Riguldi, Vaida, Aegviidu, Rakvere kuni Kuremäeni, millest idas kattub keskdevoni Narva lademe kivimitega. Lademe **paljandeid** on vähe, millest väärrib mainimist vaid stratotüüp. Lademe **paksus** kõigub 1-28 m vahemikus, olles suurim levila loodeosas (Hiiumaal ja Eesti lääneosas) ning vähenedes sealt nii lõuna kui ida suunas. Eriti järsk paksuse vähenemine leiab aset Saaremaa keskosas, kus see langeb kümnekonna kilomeetriga 20 meetrilt mõne meetrini. Rakvere lade on kogu levila ulatuses esindatud **Rägavere kihistu** helehalli afaniitse lubjakiviga. Mõningate litoloogiliste erinevuste põhjal on kihistus eristatavad (alt üles) **Kiideva** (puhas afaniitse lubjakivi pruunika lubimergli vahekihtidega), **Piilse** (püriidikirjaline afaniitse sinaka tooniga lubjakivi) ja **Tudu kihistik** (õhemakihilisem mikroterine lubjakivi pruunika mergli kelmete-vahekihtidega, milles kohati kukersiiti). Lõuna-Eestis on Rakvere lademe lubjakivid mõnevõrra savikamad ja jämedateralisemad.

Rakvere lademe lubjakivid laia kasutamist ei ole leidnud, kuid otsustades nende füüsikalis-mehaaniliste omaduste (suur kõvadus) ja keemilise koostise (CaO sisaldus >50 %, MgO <3%) järgi, võiks neid kasutada nii killustiku valmistamiseks kui ka tehnoloogilise kivina.

PAEKNA LADE (O_{2pk}). on kaardil tinglikult välja eraldatud endise Nabala lademe Paekna ja Mõntu kihistu mahus. Paekna lademe (kihistu) **stratotüübiks** peeti samanimelise kihistu Nabala küla lähistelev jääva

Paekna paemurru tüüppaljandit, kuigi hilisemad uurimised on selgitanud, et seal paljanduvad valdavalt Rakvere lademe kivimid ja vaid 0.6 m Paekna lademe kivimid (Nõlvak, Meidla, 1990). Lademe **avamus** algab Hiiumaalt Tahkuna poolsaare lõunaosast ja kulgeb sealt loogetena üle Kärkla kraatri ringvalli Eesti mandrialale Riguldi piirkonnas, jätkudes sealt 2-5 km laiuse vööndina idasse üle Riisipere-Ravila-Jäneda kuni Kunda jõeni. Kunda jõest idas avamus laieneb kümnekonna kilomeetrini ja suundub kagusse kuni Narva jõeni Permisküla lähistel. Lade paljandub mitmes kohas Hiiumaal Kärkla ümbruses, Nõmmeküla paemurrus ja Narva jõe vasakul kaldal Permiskülas. Paekna lademe levila hõlmab kogu avamusest lõunasse jääva ala. Lademe **paksus** on 1.4-15.8 m piires, vähenedes põhjast (8-12 m) edela suunas 1-2 m-ni Saaremaal ja Mandri-Eesti edelaosas. Paekna lade on oma põhilisel levialal esindatud samanimelise **Paekna kihistu** nõrgalt savika mergli vahekihte sisaldava lubjakiviga. Lademe (kihistu) alaosas on valdavaks helehall mikroterine kuni afaniitne lubjakivi (**Tudu kihistik**). Lõuna-Eestis on Paekna lade veelgi savikam ja asendub 3-8 m paksuse **Mõntu kihistuga**, mis koosneb ühtlasest savikast giakoniiti sisaldavast lubjakivist.

Paekna lademe (kihistu) lubjakivid pole laiemat kasutamist leidnud, vaid üksikutes pae-murdudes on murtud lademe alaosa vähemsavikat lubjakivi. Lademe savikad erimid moodustavad nõrga veepideme kesk- ja ülemordoviitsiumi põhjaveekihi vahel.

2.4.3. ÜLEMORDOVIITSIUMI LADESTIK

Ülemordoviitsiumi ladestikus on neli ladet: Saunja, Vormsi, Pirgu ja Porkuni. Ladestiku summaarne **paksus** kõigub 14-100 m vahemikus, olles suurim (80-100 m) Kesk- ja Ida-Eestis ning vähenedes sealt lõuna ja lääne suunas kuni 60 m-ni. Paksuse eriti järsk vähenemine toimub Saaremaal Sõrve poolsaare lõunaosas, kus see kümnekonna kilomeetriga langeb 50-60 meetrilt 14 meetrini Ohesaare puuraugus. Ladestiku **avamus** algab Hiiumaalt Kõpu poolsaarelt ja kulgeb sealt 15-20 km laiuse vööndina itta üle Vormsi-Haapsalu-Riisipere-Kohila-Tapa. Viru-Jaagupi lähistel pöördub avamus kagusse Peipsi põhjakaldale. Ladestiku **levilaks** on kogu avamusalast lõunasse jääv Eesti osa. Üksnes Valmiera-Lokno kerkeala lael Mõniste piirkonnas ja kitsal (ca 0.5 km) ribal Kärkla kraatri ringvallil on ladestiku setendid denudeeritud. Ladestik on esindatud mereliste savikas-karbonaatsete setenditega. Võrreldes keskordoviitsiumi ladestikuga ilmneb mõnevõrra suurem diferentseeritus erinevates fatsiaalsetes vööndites (Põhja- ja Lõuna-Eesti) kujunenud setendite vahel.

SAUNJA LADE (O_{3sn}) on kaardil välja eraldatud endise Nabala lademe Saunja kihistu mahus. Lademe (kihistu) **stratotüübiks** on endine Saunja (Mõnuste) paemurd samanimelise küla lähistel Harjumaal. Lademe avamus algab Hiiumaalt Kõpu poolsaare põhjaosast ja kulgeb sealt üle Kõrgessaare, Kärkla, Vormsi saare põhjaosa Mandri-Eestisse Sutlepa piirkonnas ning jätkub sealt idasse Riisipere-Kohila-Ravila-Tapa-Viru-

Jaagupi suunal. Kunda jõe joonelt avamus suundub kagusse ja laieneb 10-15 km-ni. Saunja lade paljandub mitmel pool Hiiu-maal (Ninaotsa neemel, Kärkla kraatrivallil Palukülas ja Tubalas) ja Mandri-Eestis (Saunjas ja Odulemas Harjumaal ning Torma paemurrus ja Voorel Virumaal). Lademe (kihistu) **paksus** on heitlik (0,1-28 m). Üldiselt on see suurem (>20 m) Eesti kirdeosas, vähenedes sealt nii lõuna kui ka lääne suunas. Võrtsjärve ümbruses ja sellest edelassee jääval alal kiuduvad lademe setendid välja. Saunja lademe kivimiks on samanimelise kihistu lainjalt keskmise- kuni paksukihiline kollakas- kuni helehall afaniitlubjakivi, milles tasemeti (valdavalt all ja ülal) esineb hajusaid püriidikirju. Kohati on Saunja afaniitlubjakivi tugevasti dolomiidistunud ja kollaka või pruunika varjundiga.

Dolomiidistumata Saunja lademe afaniitlubjakivi on küllaltki puhas (CaO >50 %, MgO 1-2 %, saviainese sisaldus 1-3 %) ja on kõlblik kasutamiseks nii tehnoloogilise kui ka viimistlus-ja ehituskivina. Saunja lademe dolomiidistunud lubjakivi on samuti väärtuslik ehituskivi, mis varasematel aegadel on sellena ka kasutamist leidnud (Kernu).

VORMSI LADE (O₃vr). Lademe **stratotüübiks** on Vormsi saare lääneranniku astang Saxby majaka juures, kus paljanduvad lademe keskmised ja ülemised kihid kuni 6 m ulatuses. Lademe **avamus** algab Hiiumaalt Kõpu poolsaarelt, kulgeb sealt suhteliselt kitsa (2-5 km) vööndina üle Kõrgessaare, Kärkla ja Vormsi saare põhjaosa Mandri-Eestisse itta Pürksi-Kohila-Tapa joo-nel. Viru-Jaagupi kohal avamus mõneti laieneb ja pöördub kagusse Tudulinna suunas. Vormsi lademe **paljandeist** võib mainida Paope, Kõrgessaare, Ninametsa, Kärkla ja Paluküla paemurdu Hiiumaal ning kaldaastanguid Kadakalaiul (foto 24) ja Vormsi läänerannikul Saxbys. Eesti mandriosas on ainsaks teadaolevaks paljandiks Saunja (Mõnuste) paemurd. Lademe **paksus** on 1-22 m vahemikus küllaltki heitlik. Suurem (19-20 m) on see Tudulinna-Hiiumaa lõunaosa joonel Tudulinna kihistu levikualal, vähenedes sealt siis nii põhja, edela kui ka lõuna suunas.

Vormsi lade on Eestis esindatud kolme kihistuga: Kõrgessaare, Tudulinna ja Fjäcka. **Kõrgessaare kihistu** (paksus 6-15 m) on esindatud varieeruva savikusega lainjaskihilise kuni poolmugulja mergli kelmeid-vahekihte sisaldava lubjakiviga, mis kihistu ala-ja ülaosas on ena-masti vähem savikas (**Hullo ja Saxby kihistik**) kui keskosas (**Paope kihistik**). Hiiumaal puuri-tud puuraukude läbilõigetel on näha, kuidas põhjast lõunasse liikudes üheaegselt lademe paksuse kasvuga 19-20 m-ni moodustub selle keskosas Paope kihistiku tasemel kuni 10 m paksune merglite lasund - Tudulinna kihistu. **Tudulinna kihistu** haarab enda alla Vormsi lademe ala- ja keskosa Hiiumaalt üle Kasari suudme ja Peipsi põhjaranniku kulgevast joonest lõuna pool. Kihistu paksus on 1-17 m vahemikus, vähenedes levila kirdeosast nii läände, edelassee kui lõunasse. Kihistu on esindatud rohekashalli kuni kirjuvärvilise (lillakate laikudega) peeni glaukoniiditeri sisaldava mergliga, milles esineb savika lubjakivi mugulaid. Kivimite savikus suureneb lõuna suunas. Eesti äärmises lõunaosas

asendub Tudulinna kihistu savikuse suurenedes kuni 5 m paksuse hallist savimerglisest kuni mustast argilliidist koosneva lasundiga, mida peetakse Rootsis esineva **Fjäcka kihistu** analoogiks.

PIRGU LADE (O₃prg). Kogu ordoviitsiumi ladestu kõige paksema, Pirgu lademe **stratotüübiks** on Atla jõe paremkalda järsak Pirgu mõisa lähedal Raplamaal, kus paljandus lademe ülaosa (Adila kihistu) õhukesekihiline lubjakivi kuni 1.5 m ulatuses. Lademe **avamus** kulgeb üle Hiiumaa keskosa Vohilaiu ja Vormsi saare Mandri-Eestisse, jätkudes seal 10-15 km laiuse lookleva vööndina üle Noarootsi lõunaosa ja Haapsalu ümbruse kuni Roelani Virumaal, kust pöördub üsna järsult kagusse, jõudes Lohusuu-Mustvee vahemikus Peipsi rannikuni. Avamusel lademe alaosaks oleva Moe kihistu paljanditest on märkimisväärsamad Paluküla paemurd Hiiumaal, Vohilaiu kirderannik, Niibi paemurd Noarootsis ja Moe tüüppaljand Tapa lähedal. Lademe ülaosa, Adila kihistu **paljandeist** võib märkida Vohilaiu kirderanniku lõunaosa, Hosholmi poolsaare **edelarannikut** Vormsil, Lohu paemurdu, Pirgu mõisa stratotüüpsel paljandit ja Adila paemurdu Raplamaal. Pirgu lademe **paksus** ulatub 70 m -ni. Suurim (50-70 m) on see Eesti keskosas Saaremaalt üle Pärnu Kallasteni laiavas vööndis. Sealt põhja suunas väheneb see 35-45 meetrini ja lõuna suunas 20-40 meetrini. Eriti järsk on paksuse vähenemine Saaremaal Sörve poolsaarel, kus ligi 40 meetri paksune lade kümnekonna kilomeetriga edela suunas välja kiildub. Avamusel on Pirgu lade esindatud Moe (alumise) ja Adila (ülemine) kihistuga. **Moe kihistu** (paksus 20-40 m) koosneb pruunika varjundiga helehallist mikroterisest pool-karpliku murdega korrapäraselt poolmugulja pruunika mergli vahekihtidega lubjakivist. Loode-Eestis, Vormsil ja Hiiumaal esineb kihistu keskosas väiksemaid bioherme, millistest tuntumad on ligi 500 m² pindalaga ja 6 m paksune Hoitbergi bioherm Vormsi saare keskosas ja Ruunavere bioherm Tallinn-Pärnu maantee ääres. Vohilaiu idarannas võib Moe kihistu lubjakivis jälgida kuni 2 m läbimõõduga lubivetikate ja korallide biohermilaadseid kogumikke. Kihistu keskosas on paljudes läbilõigetes 10-15 cm paksune savika metabentoniidi kiht. Moe kihistu lubjakivid on sageli mõneti dolomiidistunud. Ülemine, **Adila kihistu** (paksus 10-15 m) on esindatud hele-halli nõrgalt savika lainjalt õhukesekihilise kuni peenmugulja mergli vahekihte sisaldava lubjakiviga. Kihistu ülaosas, seda eriti Lääne-Eestis, on rohkesti (>20) püriitseid katkestuspindu ja lasund on selgelt tsüklilise ehitusega. Tsükkel algab afaniitse lubjakivi mugulaid sisaldava mergliga ja lõpeb puhtama lubjakivi ja katkestuspinnaga. Hiiumaa läbilõigetes eristub selgesti 3-5 sellist 0.5-4 m paksust tsüklit. Tsüklite paksus suureneb ülalt alla. Adila kihistus (Vohilaiu paljandid) esineb samuti üksikuid kuni 2 m läbimõõduga biohermilaadseid lubivetikate ja korallide kogumikke.

Kesk- ja Lõuna-Eesti Pirgu lademe läbilõiked erinevad oluliselt avamusala omadest. Hiiumaa lõunatipu - Rapla-Mustvee joonest lõuna pool, vööndis, kus lademe paksus oluliselt suureneb, asendub Moe kihistu kolme kihistuga (alt üles): Tootsi, Halliku ja Oostriku. **Tootsi kihistu** (paksus kuni 13 m) on esindatud lubjakivi ja vähesel määral glaukoniiti sisaldava mergliga. **Halliku kihistus** (paksus kuni 27 m) on valdavaks lubjakivi

mugulatega rohekashall mergel. Ülemine, **Oostriku kihistu** (paksus kuni 14 m) on oma kivimiliselt koostiselt väga sarnane Moe kihistule. Pärnu-Võhma-Kallaste joonest lõunas muutub Pirgu lademe läbilõige veelgi keerukamaks ja stratotüüpse (avamus-) alaga raskemini seostatavaks. Siin on Pirgu lade esindatud kirjuvärvilise (hall punakaspruunide laikudega) mergli ja savika lubjakividega. Kokku on sellel alal Pirgu lademes välja eraldatud neli kihistut, millede stratotüübid on kas Lätis (**Jelgava, Paroveja ja Kuili kihistu**) või Rootsis (Jonstorpi kihistu).

Pirgu lademe kivimitest on laialdasemat kasutamist leidnud Moe kihistu mikroterine lubjakivi, mida on murtud nii ehituskivi kui ka killustiku tarvis mitmetes paemurdudes (Paluküla, Niibi, Moe jne.). Sama lubjakivi, eriti selle dolomiidistunud ja kavernoosne erim, on ülemordo-viitsiumi põhjaveekihi vettkandvaks osaks.

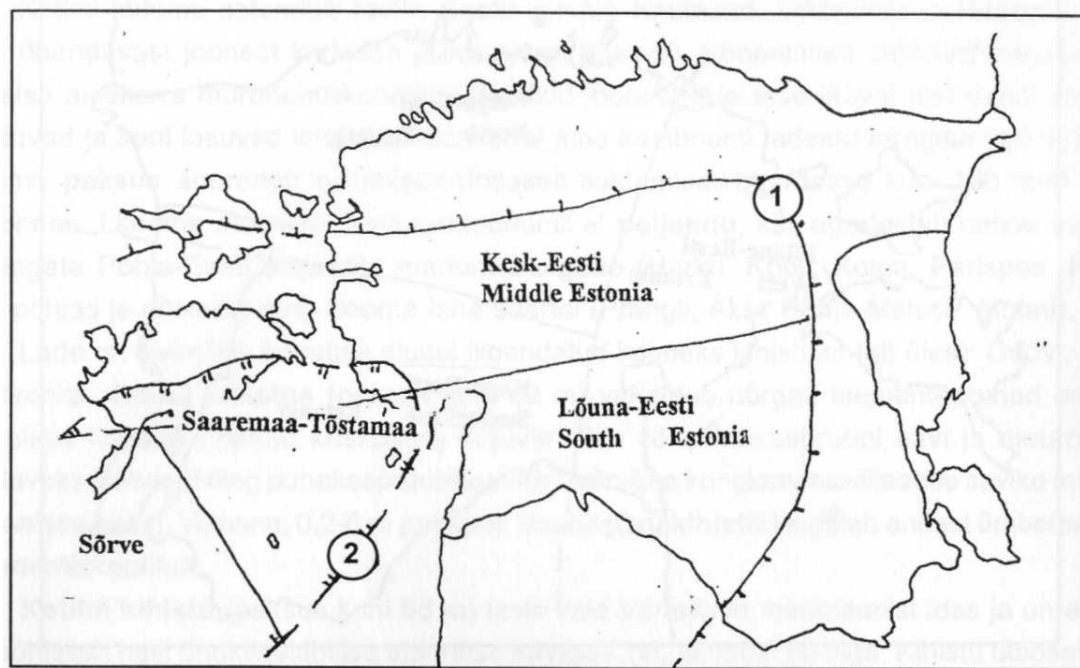
PORKUNI LADE (O₃pr). Ordoviitsiumi ladestu noorima, Porkuni lademe **stratotüübiks** on samanimeline mahajäetud paemurd, kus paljandub Pirgu lademe ülemine osa (0.7 m) ja Porkuni lademe alumine pool (3.8 m). Porkuni lademe **avamus** läbib kitsa (ca 1 km) lookleva vööndina Hiiumaa keskosa ja kulgeb sealt edasi Mandri-Eestis Haapsalu lähistelt kuni Porkunini ning suundub sealt kagusse kuni Tormani, kus teda katab põiksel keskdevoni Pärnu lademe liivakivi. Porkuni lademe **paljandeid** on vähe ja stratotüüpse paljandi kõrval väärivad märki-mist veel paljandid Hagastes Hiiumaa idaosas, Hargla, Kehala, Ärina ja Rõa. Vohilaiu paljandi puhul, kuigi seal paljandub samanimelise kihistiku lubjakivi, on põhjust oletada, et tegemist on rändpangasega, sest paljandi kõrvale rajatud puurauk avas hoopis Pirgu lademe Adila kihistu keskosa kivimeid. Porkuni lademe **levila** piirdub kogu avamusest lõunasse jääva Eestiga. Saaremaa keskosas ja Pärnu ümbruses lademe setendid tõenäoliselt puuduvad. Lademe **paksus** on küllaltki heitlik, 1-32 m vahemikus. Levila valdavas osas on see 3-7 m, üksnes Järvakandi-Vändra-Võhma ümbruses, Salduse kihistu levialal, tõuseb lademe paksus 20-ne ja enam meetrini. Nii nagu lademe paksus, nii on varieeruv ka selle kivimiline koostis. Avamusel ja sellest lõunasse jäävas 30-40 km laiuses vööndis on lade esindatud 2-8 m paksuse **Ärina kihistuga**. Ärina kihistu on oma kivimiliselt koostiselt väga heterogeenne. Selles esineb (alt üles) nii massiivset savikat dolokivi (**Rõa kihistik**, paksus kuni 4 m), ooides sisaldavat purdlub-jakivi (**Vohilaiu kihistik**, paksus kuni 3.7 m), kerogeense mergli vahekihtidega savikat lubjakivi (**Siuge kihistik**, paksus kuni 2.6 m), riffilubjakivi (**Tõrevere kihistik**, paksus kuni 7 m) ja liivakat lubjakivi ning lubiliivakivi (**Kamariku kihistik**, paksus kuni 4 m). Lõuna-Eestis on Porkuni lade oma alaosas esindatud tume- ja rohekashalli lubimergli ja savika lubjakiviga (**Kuldiga kihistu**, paksus kuni 11 m), millel lasub transgressiivselt küllaltki paks (kuni 30 m) väga heterogeenne merglist, domeriidist, purd-, ooid- ja liivalubjakivist koosnev **Salduse kihistu**.

Porkuni lademe Ärina kihistu lubjakivide mõningad erimid on kohati oma omaduste poolest (Tõrevere ja Vohilaiu kihistiku lubjakivid oma kõrge CaO (>54 %) sisalduse; Rõa, Vohilaiu ja Kamariku kihistiku lubjakivid oma füüsikalise-mehaaniliste omaduste (kõrge survetugevus, suur kihipaksus) arvestatavad maavarad. Senini

ei ole need laialdasemat kasutamist leidnud ja nende kaevandamine on olnud küllaltki juhuslik (Porkuni paemurd). Ärina kihistu poorsed lubjakivid on ülemordoviitsiumi põhjaveekihi vettkandvaks osaks.

2.5. SILURI LADESTU

Lääne-Eesti saartel ning Kesk- ja Lõuna-Eestis katavad ordoviitsiumi ladestut rõhtsalt siluri ladestu karbonaatsed setendid (lubjakivid, merglid, dolokivid) millede maksimaalseks paksuseks on fikseeritud 455 m (Ruhnu puuraugus). Ladestu levila ida-ja lõunapiiri Palamuse, Antsla, Valgu joonel on kujundanud devonieelne erosioon, selle põhjapiir Kesk-Hiiumaa-Haapasalu-Tamsalu joonel aga jälle devonijärgne kulutus. Siluri ladestu ei esine meie aladel oma täies mahus, puudub selle kõige noorem osa. Olulisi paleogeograafilisi muutusi ajastute vahetus meie regioonis kaasa ei toonud. Ajastu kestel, mere taandudes edelasse, süvenes veelgi settetingimuste erinevus Eesti põhja- ja lõunaosa vahel. Sellest lähtuvalt



Joon. 5. Siluri ajastu struktuur-fatsiaalsed vööndid Eestis.

1 - alamsiluri kivimite levikupiir, 2 - ülemsiluri kivimite levikupiir.

Fig. 5. Structural-facies belts in Estonian at the Silurian period.

1 - boundary of Lower-Silurian rocks, 2 - boundary of Upper-Silurian rocks.

eristatakse meie alal siluris 4 suuremat struktuur-fatsiaalset tsooni (joon. 5), mis kõik on osadeks ulatuslikuma, tervet Baltoskandiat hõlmavas vööndite süsteemis. Siluris eristatakse kahte ladestikku: alam- ja ülemsilurit.

2.5.1. ALAMSIILURI LADESTIK

Alamsiluri ladestiku kahe ladejärgu (Llandovery ja Wenlock) piires on 6 ladet (alt üles): Juuru, Raikküla, Adavere, Jaani, Jaagarahu ja Rootsiküla. Ladestiku levila hõlmab Hiiumaa lõunaosa, Muhu ja Saaremaa, Mandri-Eesti edela-, kesk- ning lõunaosa. Avamus kulgeb üle Hiiumaa lõuna- ja Saaremaa põhjaosa 50-70 km laiuse vöötmena ligikaudu Mustveeni.

Ladestiku täispaksus on 300 m ümber, suurenedes mõneti kirdest edelasse (326 m Ruhnu puurugus).

JUURU LADE (S₁jr). Lademe **stratotüübiks** on vana paemurd Juuru alevis, kus paljandus lademe keskosa ligi 2 m ulatuses. Lademe **avamus** algab Hiiumaa keskosast ja kulgeb sealt 5-15 km laiuse vööndina üle Eestis mandriosa Haapsalu-Väike-Maarja joonel. Viimasest idas avamus laieneb ja pöördub kagusse Torma suunas, kus seda Peipsi lähistel katavad põikselts keskdevoni setendid. Lademe kivimite häid **paljandeid** on suhteliselt palju, millistest märkimisväärsamad on Kallaste pank, Sarve rannaastang ja Hilleste paemurd Hiiumaal, Pullapää pank ning Kilti paemurd Haapsalu lähistel, Varbola maalinna kaev ja Tammiku, Karinu ning Tamsalu paemurrud. Lademe **levila** ühtub üldjoontes alamsiluri ladestiku levilaga. Avamusalal ja sellest lõunasse jäävas 50-60 km laiuses vööndis on Juuru lade, mille **paksus** on siin 20-40 m piires, esindatud Varbola (alumise) ja Tamsalu (ülemise) kihistuga. **Varbola kihistu** (paksus levialal 10-20 m) on esindatud lainjalt õhukesekihilise kuni peenmugulja detriitse lubjakiviga. **Tamsalu kihistus** (paksus 2-25 m) on valdavaks lubjakivi mitmesugused biomorfjas-detriitsed erimid. Juuru lademe ülaosas esineb Lääne-Eestis ja eriti Hiiumaal väiksemaid (läbimõõt kümnetes meetrites) ja suuremaid (Leisus Hiiumaal >1 km läbimõõdus ja kuni 20 m paks) bioherme, mis ulatuvad ka järgnevasse, Raikküla lademesse. See tase on välja eraldatud **Hilliste kihistuna**. Eesti keskkosas eraldub Tamsalu kihistu alaosas 3-13 m paksune biomorfse karplubjakivi (Borealis borealis) lasund - **Tammiku kihistik**. Lääne suunas biomorfse materjali sisaldus väheneb koos lasundi paksuse vähenemisega. Avamusalal ja selle läheduses Kesk- ja Lääne-Eestis esineb Varbola kihistu alaosas õhuke (0.5-2.5 m) hele-hallist afaniitset lubjakivist koosnev Koigi kihistik. Lõuna-Eesti vööndis on Juuru lade esindatud küllaltki paksu (kuni 64 m Viljandi ümbruses) ja valdavalt savikatest karbonaatsetest setenditest (savikas mugullubjakivi, mergel, domeriit) koosneva **Õhne kihistuga**, mis kõige lõunapoolsemates läbilõigetel on oma basaalses osas punakaspruun või kirjuväriline (**Ruhja ja Rezeni kihistik**).

Juuru lademe lubjakividest pakub enim rakenduslikku huvi Tamsalu kihistu karplubjakivi nn. rõngaspaas, mis on kõlblik kasutamiseks tehnoloogilise ja ehituskivina. Karplubjakivi dolo-miidistunud ja värvunud erimid on väga dekoratiivsed ning on kõlblikud viimistluskivi ja dekoratiivsete detailide valmistamiseks. Hilliste kihistu biohermidega seonduv massiivne lausdetriitne lubjakivi on keemiliselt väga puhas ($\text{CaO} > 52\%$, $\text{MgO} < 1\%$) ja vajaduse korral võiks leida kasutamist tehnoloogilise lubjakivina. Hilliste kihistu biohermide urbse korallkarkassiga on seotud mitmed naftailminguid Hiiumaa lõunaosas.

RAIKKÜLA LADE (S₁rk). Lade paistab silma eelkõige oma suure paksuse, laia avamuse ja kivimilise koostise muutlikkuse poolest. Viimasest tuleneb ka lademe sisemise litostratigraafilise liigestuse keerukus. Lademe **stratotüübiks** on Raikküla-Paka astring, kus paljanduvad enam kui 2 m ulatuses lademe keskosa nn. Imavere kihid. Lademe piiritlemisega, ja seda nii ülalt kui alt, on raskusi. Eriti keerukas on see probleem suuremate, Juuru lademest Raikküla lademesse ulatuvate biohermide (Hilleste kihistu) levikualal Lääne-Eestis ja Hiiumaal. Raikküla lademe **avamus** algab Hiiumaa lõunaosast, jätkudes sealt 10-15 km laiuse vööndina üle Käina ja Pühalepa kuni Märjamaa-Paide ümbruseni mandril. Paidest idas avamus laieneb järsult 20-40 km-ni ja pöördub kagusse, kattudes Laeva-Mustvee joonel keskdevoni setenditega. Lade **paljandub** avamusel põhiliselt arvukates paemurdudes, millistest mainimisväärsamad oleks Hilleste murd Hiiumaal ja Ungru, Kullamaa, Pusku (foto 25), Vinguta, Orgita, Mündi,

Adavere, Kalana murd Eesti mandriosas. Looduslikest paljanditest võiks mainida Sarve poolsaare lõunaosa ja Kaevatsi laidu Hiiumaal ning stratotüüpset paljandit Raikküla-Paka astringul. Lademe **levila** hõlmab Hiiumaa lõunaosa, Muhu- ja Saaremaa ning Mandri-Eestis Rohuküla-Rapla-Järva-Jaani-Palamuse-Tartu-Otepää-Tõrva joonest edelasse jääva ala. Lademe **paksus** kõigub 15 meetrist Hiiumaal kuni 182 meetrini Ikla puuraugus. Seejuures on selgelt jälgitav paksuste suurenemine põhjast lõunasse. Lademe sisenemine litostratigraafilise liigestus on küllaltki keeruline ja selles on nelja kihistu (Raikküla, Nurmekunna, Hilleste, Saarde) kõrval välja eraldatud kümme kond kihistikku (**Slitere, Kolka, Ikla, Lemme, Staicele Saarde kihistu levialal**) ja kihikompleksi (**Järva-Jaani, Vändra, Jõgeva, Imavere ja Möhküla Nurmekunna kihistu levialal**). Vaatamata näilisele keerukusele, valitsevad Raikküla lademe siseehituses siiski mõned selged suundumused. Avamusel ja sellest vahetult lõunasse jääval alal (Kesk-Eesti tsoon) on lade esindatud 20-70 m paksuse, väga rannalähedase kooslusega, tsüklilise ehitusega karbonaatkivimite kompleksiga - Nurmekunna (idapoolne) ja Raikküla (läänepoolne) kihistuga. **Nurmekunna kihistut** iseloomustab afaniitsete lubjakivide tsükliline vaheldumine mitmesuguste organogeensete lubjakivide ja primaarsete laguunsete dolokividega. Kui Nurmekunna kihistus oli valdavaks komponendiks afaniitne komponent, siis **Raikküla kihistut** iseloomustab lubjakivi biogeensete erimite ülekaal (foto 25) afaniitsete (mudajate) üle. Mõlema kihistu lubjakivid, eriti nende biogeensed erimid, on avamusel suures osas dolomiidistunud. Hiiumaal afaniitsed

erimid Raikküla lademes praktiliselt puuduvad ja viimane on esindatud 20-30 m paksuse **Hilliste kihistu** biohermsete komplekside ning nende ümbriskivimitega. Lõuna suunas suureneb Raikküla lademe paksus ja savikus suurenevad järsult. Lade on seal esindatud **Saarde kihistu** (paksus kuni 172 m) rütmiliselt vahelduvate paksude (5-60 m) koilakashaliide afanütlubjakivide (**Slitere, Ikla ja Staicele kihistik**) ja rohekashallide merglite ning savikate mugullubjakivide (**Kolka ja Lemme kihistik**) lasundiga.

Raikküla lade oma avamusala kihistute äärmiselt mitmekesise lubjakivide-dolokivide kooslusega pakub rakenduslikult suurt huvi. Erinevaist kivimtüüpidest on maavarana perspektiivsemad: 1 - afaniitne lubjakivi ja selle dolomiidistunud erimid - killustiku tootmiseks; 2 - rõht-sakihilised primaarsed dolokivid (foto 33) (Mündi) - ehitus- ja viimistluskiviks; 3 - biogeensed teralis-tombulised lubjakivid - lubja põletamiseks ja tehnoloogiliseks kiviks; 4 - sama lubjakivi dolomiidistunud erimid - kõrge dekoratiivsusega; 5 - stromatopoor- ja korall-lubjakivi erineva värvuse, savikuse ja dolomiidistumise astmega - lubja põletamiseks, tehnoloogiliseks või viimistluskiviks; 6 - savikas dolomiidikas lubjakivi- ehitus-ja viimistluskiviks (Perens, 1992). Tegutsevaist ja varem töötanud paemurdudest Raikküla lademe avamusel on tuntumad Ungru, Orgita, Sipa, Riidaku, Kaisma, Mündi, Kureküla, Röstla, Pajusi, Kalana, Türi-Alliku ja Adavere murd. Avamusel ja sellest vahetult lõunasse jääval alal on Raikküla lademe poorsed ja lõhelised dolokivid - lubjakivid on alamsiluri põhjaveekihi vettkandvaks osaks.

ADAVERE LADE (S1ad). Lademe **avamus** algab Hiiumaa lõunaosast ja kulgeb sealt 10-15 km laiuse lookleva vööndina üle Matsalu lahe Türi suunas, sealt edasi pöördub murrangutega liigestatud avamus edelasse, et siis ligikaudu Navesti jõe joonel kattuda keskdevoni seten-ditega. Lademe **levila**, võrreldes Raikküla lademe omaga, on veelgi väiksem, piirdudes Hiiumaa lõunaotsa, Matsalu lahe, Türi - Suure-Jaani - Viljandi - Nuia - Ikla ja Sõrve poolsaare vahele jääva alaga. Lademe **paljandeid** on suhteliselt vähe ja neist väärivad mainimist Kasari jõe kaldad Rumba lähistel (Rumba kihistu stratotüüp) ja Valgu jõe kaldapaljandid Velise lähedal (Velise kihistu stratotüüp). Lademe **paksus** on 15-68 m piires, olles suurim levila lääne-ja keskosas ning vähenedes sealt nii ida kui lõuna suunas. Adavere lademes eristuvad kogu levila ulatuses selgelt kaks eriilmelist kivimkompleksi: Rumba (alumine) ja Velise (ülemine) kihistu. **Rumba kihistu** (paksus 10-20 m) on esindatud nõrgalt savika poolmugulja pisiterise lubjakiviga, milles esineb erineva paksusega (0.1-1.5 m) roheka savimergli vahekihte ja üksikuid õhukesi metabentoniidi kihte. Ülemine, **Velise kihistu** (paksus 3-47 m) on esindatud valdavalt rohekashalli erineva savikusega merglilasundiga. Iseloomulikud on arvukad (kuni 20 Ohesaare puuraugus) õhukesed (1-10 cm) metabentoniidi kihid. Levila lõunaosas (Ohesaare, Ruhnu puurauk) on kihistu esindatud pruunika savimergli, domeriidi ja graptoliite sisaldava savikildaga.

Adavere lademe merglid koos järgneva Jaani lademe merglitega moodustavad regio-naalse veepideme siluri põhjaveekompleksis.

JAANI LADE (S₁j_n). Lademe **stratotüübiks** on Paramaja panga paljand Saaremaal Jaani kiriku lähedal. Lademe levila haarab Saare-ja Muhumaa ning Eesti mandriosas Matsalu lahe-Järvakandi-Vändra-Mõisaküla joonest edelasse jääva ala. **Avamus** kulgeb väga keerulise konfiguratsiooniga vööndina üle Saare- ja Muhumaa põhjaosa ning Matsalu lahe lõunakalda Järvakandi suunas, et siis sealt edasi kagusse pöördudes ligikaudu Pärnu jõe joonel sukelduda katvate keskdevoni setendite alla. Lademe **paljanditest**, mida on õige palju, on märkimisväärsamad Undva, Suuriku, Kuriku, Ninase, Panga, Liiva, Paramaja ja Oiu pank Saaremaa põhjarannikul Kautliku ja Rannaniidi (foto 25) pank Muhumaa põhjaosas ning Uisu pank, Avaste mägi ja Enge jõe vasakkallas Jädivere kohal Mandri-Eestis. Lademe piiritlemine on küllaltki raske. Nii lademe alumine piir Adavere lademega, kui ka ülemine piir lasuva Jaagarahu lademega kulgevad monotoonsetes kivimkompleksides (piir Adavere lademega ühetaolises merglilasundis ja piir Jaagarahu lademega läbi mõlemaid lademeid hõlmava biohermse kompleksi), millede puhul isegi säärane universaalne ja äraproovitud meetod nagu seda on fauna muututustel põhinev biostratigraafia, ei pruugi alati ühest vastust anda. Vaatamata mõningale ebamäärasusele võib öelda, lademe **paksus** jääb 35-140 m piiresse, suurenedes avamuspiirkonna 35-60 meetrilt edela suunas kuni 140 m-ni. Avamusel vastab Jaani lademele **Jaani kihistu**, mis koosneb savika lubjakivi või dolokivi mugulaid ja vahekihte sisaldavate merglite ja domeriitide lasundist. Kihistu ülaosas esineb Muhu- ja Saaremaal suuremaid ja väiksemaid bioherme (foto 26, 27). Mandri-Eestis Pärnu-Jaagupi ümbruses levib lademe ülaosas 10-20 m paksune peenpoorsest kuni kavernoossest dolokivist koosnev lasund - **Anelema kihistu** (foto 34). Lademe levila lõuna- ja edelaosas eraldub lademe alaosas pruunikas- kuni rohekashallide vahelduvate argilliitide, domeriitide ja savikate dolokivide 10-30 m paksune kompleks - **Tõlla kihistik**. Kõik need kivimid on nõrgalt bituminoossed ja sisaldavad graptoliite. See lasund kujutab endast Balti sünekliisi alal leviva süvaveelise tekkega **Riia kihistu** etteulatuvat osa. Jaani kihistu merglid koos Velise kihistu merglitega moodustavad ühtse siluri põhjavee kompleksi veepideme.

JAAGARAHU LADE (S₁j_g). Lademe **stratotüübiks** on samanimeline paemurd Saaremaal Tagamõisa poolsaarel (foto 28), kus lade paljandub ligi 4 m ulatuses. Lademe **levila** hõlmab suurema osa Saare- ja Muhumaast ning Mandri-Eesti edelaosa. Lademe **avamus** algab Vilsandi saarelt ja kulgeb sealt üle Saaremaa põhjaosa ja Muhumaa kümnekonna kilomeetri laiuse vööndina. Mandri-Eesti Virtsu ja Pärnu vahelisel alal väga keerulise konfiguratsiooniga avamus laieneb enam kui paarikümne kilomeetrini. Ligikaudu Pärnu jõe joonel ja Tõstamaa ümbruses katavad Jaagarahu ladet põiksusega keskdevoni setendid. Lade paljandub oma avamusel väga paljudes kohtades, millistest väärriks mainimist Vilsandi saar, Panga ja Oiu ning Pulli pank Saaremaal, Üügu, Rannaniidi ja Püssina pank Muhumaal, Kessulaiu põhjarannik, Salevere

Salumägi, Lihula ja Kirbla pank. Peale looduslike paljandite avaneb lade veel arvukates paemurdudes Saaremaal (Jaagarahu e. Kurevere, Maasi, Tagavere, Selgase) ja Muhus (Koguva, Hellamaa). Lademe **paksus** avamusel ja selle lähedasel alal on 40-50 m. Lade on oma kivimiliselt koostiselt väga muutlik ja mitmekesine, mis tingitud eelkõige rannalähedase settebasseini selgelt fatsiaalsest tsonaalsusest Jaagarahu eal. Sellest tulenevalt on ka lade-me sisemine litostratigraafiline liigestus küllaltki keeruline ja pidevalt erinevate tõlgenduste osaliseks saanud. Jaagarahu lademe (kihistu) põhiolemuse avamusel ja sellega külgneval alal määravad arvukad rifimoodustised. Rifid (biohermid) koosnevad põhiliselt neid ehitanud organismide (korallide, stromatopooride, vetikate) fossiilsetest jäänustest ja nende elutegevuse produktidest. Fossiilset toest tsementeerib tavaliselt hele afaniitne lubjakivi. Kivim on massiivne või ebamäärase kihilisusega, sageli dolomiidistunud ja kavernoosne. Lisaks biohermikadele esineb lademes veel väga mitmesuguseid lubjakive (teralisi, tombulisi, bioturbidideid, kerogeenseid, detriitideid jne.) ja primaarseid, laguunsetes tingimustes kujunenud õhukesekihilisi dolokive. Lõuna suunas Jaagarahu lademe paksus suureneb 69-90 m-ni, bio-hermsed moodustised asenduvad mitmesuguste merglite ja savikate mugullubjakividega. Selles tsoonis eristub lademest ülemine 45-50 m paksune mugullubjakivist ja merglist koosnev **Sõrve kihistu** ning alumine - merglist, domeriidist ja savikast mugullubjakivist koosnev kuni 90 m paksune **Jämaja kihistu**. Osa viimasest kuulub ilmselt Jaani lademesse.

Tulenevalt kivimilise koostise mitmekesisusest on Jaagarahu lademe lubjakivide-dolo-kivide rakenduslikud võimalused väga laiad. Jaagarahu-Kurevere piirkonna puhtad biohermsed lubjakivid on kõlblikud kvaliteetse lubja põletamiseks ja kasutamiseks tehnoloogilise kivina. Kõrge MgO sisaldusega puhtad dolokivid, mida lademes samuti on rohkesti, on kõlblikud tehnoloogilise kivina ja üksikjuhtudel kasutamiseks klaasitööstuses (Hellamaa, Anelema). Dolokivide savikad, dekoratiivsused ja kergesti töödeldavad erimid on sobilikud viimistluskivi tootmiseks. Viimase tarvis on neid murtud Tagavere ja Selgase murrus.

ROOTSIKÜLA LADE (S₁rt). Lademe **stratotüübiks** on praeguseks kinniaetud Viita pae-murd Rootsikülas Saaremaa läänerannikul. Lademe **avamus** algab Vaika saartelt ja kulgeb sealt kitsa (4-6 km) vööndina üle Saaremaa keskosa kuni Kübassaare poolsaareni. Mandri-Eestis hõlmab see väikese ala Paatsalu-Tõstamaa vahemikus. Lademe **paljandid** on kõik seotud Saaremaaga. Neist mainimisväärsed on Soeginina, Elda ja Kübassaare pank (foto 29), Vesiku oja kallas ning Eikla ja Väkra paemurd. Lademe levila piirdub avamusest lõunasse ja edelasse jääva alaga. Lademe **paksus** levialal on 25-35 m. Levila lääneosas (Saaremaal) on Rootsikuta lade esindatud samanimelise kihistu madalaveeliste dolomiitide-lubjakividega. Tüüpiliseks kivimitüübiks on seejuures laguunne õhukesekihiline primaarne dolokivi - nn. eurypterusdolokivi, mis on oma nime saanud selles leiduvate skorpionilaadsete (Baltoeurypt-teruse) hästisäilunud kivististe järgi. Lisaks

sellele leidub veel püriidikirjalist dolokivi ja mitme-suguseid lubjakivierimeid. Kihistu jaguneb neljaks kihtidekompleksiks (**Viita, Kuusnõmme, Vesiku ja Soeginina kihid**), mis algavad tavaliselt teralise dolokivi või lubjakiviga ja lõppevad savika dolomiidiga. Lademe levila idaosas (Ida-Saaremaal, Kihnus) asendub Rootsiküla kihistu alul bioturbidiitse ja püriidikirjalise dolokiviga esindatud **Sakla kihistuga** ja veelgi kaugemal idas (Paatsalu-Tõstamaa piirkonnas) **Tõstamaa kihistu** massiivse, ühtlase dolokiviga. Neil aladel ühetaolises dolokivilasundis on lademe piiritlemine küllaltki raske. Rootsiküla lademe (kihistu) dolokivide-lubjakivide rakenduslik tähtsus on küllaltki tagasihoidlik ja seda eelkõige just üksikkihtide väikese ning kivimtüüpide kiire vaheldumise tõttu. Mitmetes väiksemates paemurdudes (Eikla, Paade ja Väkra) on neid siiski murtud.

2.5.2. ÜLEMSILURI LADESTIK

Ülemsiluri ladestiku, mille kahe ladejärgu (Ludlow, Przdoli) piires on neli ladet (alt üles: Paadla, Kuressaare, Kaugatuma, Ohesaare), levib Saaremaa kesk- ja lõunaosas, Tõstamaa poolsaare lääneosas Mandri-Eestis ning neist edelasse jääval akvatooriumialal koos Kihnu ja Ruhnu saarega. Ladestiku **avamus** hõlmab kogu levila põhjaosa, üksnes Kihnu ja Ruhnu piirkonnas katavad neid devoni setendid. Ladestiku **kogupaksus** (129 m) on fikseeritud ainult ühe (Ruhnu) puurauguga. Ülemsilur ei esine Eestis oma täies mahus, sest siluri-devoni piirikihid, juhul kui need siin esinesid, on devonieelse erosiooni käigus kulutatud.

PAADLA LADE (S₂pd). Lademe **stratotüübiks** on samanimeline väike paemurd Saaremaa keskosas, kus lade paljandub ligi 2 m ulatuses. Lademe **avamus** kulgeb Saaremaa edela-rannikult Pilguse lahe äärest 10-15 km laiuse vööndina üle Saaremaa lõunaosa, jätkudes üksiku jäänuksaarena Mandri-Eestis Tõstamaa piirkonnas. Lade **paljandub** Saaremaal väga paljudes kohtades, millistest vääriskid mainimist Katri pank ja Atla, Lümada, Kogula, Kaarma, Paadla, Irase, Himmiste, Sauvere ning Uduvere paemurd ja Kaali meteoriidikraatri ringvall. Lademe **paksus** on heitlik, kõikides 7-35 m vahemikus. Avamuse lääne- ja keskosas on Paadla lade esindatud 20-35 m paksuse samanimelise kihistuga, mille piires on eraldatavad kolm kihtide kompleksi (alt üles): **Sauvere** (12-14 m); **Himmiste** (5-8 m) ja **Uduvere** (>12 m) **kihid**. Kivimiliselt koostiselt on Paadla kihistu mitmekesine, siin vahelduvad organogeensed lubjakivid dolokivide, merglite ning domeriitidega. Sõrve fatsiaalses vööndis on Paadla lade esindatud kuni 24 m paksuse **Torgu kihistu** mugulja savika lubjakiviga. Levila idaosas aga **Kihnu kihistu** (kuni 8 m) ühetaolise kollakashalli dolokiviga.

Kivimilise koosluse mitmekesisusest lähtuvalt on ka Paadla lademe (kihistu) rakenduslikud võimalused väga mitmekesised. Paadla kihistu Sauvere kihtide paksukihiline (kihtide paksus 1-2 m) savikas dolokivi (Kaarma dolomiit) kujutab endast väärtuslikku ehitus- ja viimistluskivi, mida ka juba ammustest aegadest

Käärmas murtud ja töödeldud (foto 35). Lääne-Saaremaal, kus Paadla kihistu on esindatud põhiliselt puhaste organogeensete (biohermsete) lubjakividega, on see arvestatav lubja toore (Lümanda, Atla).

KURESSAARE LADE (S₂kr). Lademe **stratotüübiks** on Kuressaare puuraugu südamik intervallis 1.4-19.8 m. Lademe **avamuseks** on 3-5 km laiune vöönd Saaremaa lõunaosas Salme ja Nasva küla, Kuressaare linna põhjaosa ja Kõiguste lahe joonel. Lademe **levila** jääb põhiliselt avamusest lõunasse, ulatudes ka Kihnu ja Ruhnu saareni. Lade **paljandub** vaid Loode paemurrus ja kraavis Kudjape külas ning mõningates ajutistes kaevetes Kuressaare linnas. Lademe **paksus** on küllaltki ühtlane 20-27 m piires, suurenedes mõneti lõunasse. Kuressaare lade on levila piires esindatud **Kuressaare kihistuga**. Selle alumise (10-15 m) poole moodustab **Tahula kihtide** õhuke siubjakivi vahekihte sisaldavate domeriitide-merglite lasund ja ülemise (9-13 m) poole **Kudjape kihtide** savikate mugullubjakivide lasund, milles esineb nii detriitse siubjakivi kui ka mergli vahekihte ja ka väiksemaid biohermilaadseid moodustisi.

KAUGATUMA LADE (S₂kg). Lademe **stratotüübiks** on samanimeline pank Sõrve poolsaare läänerannikul, kus paljandub lademe keskosa kuni 3 m ulatuses (foto 30). Lademe **avamus** piirdub Sõrve poolsaare keskosa ja Saaremaa lõunarannikuga Kuressaarest idas ning Abruka saare ja selle ümbruse laidudega. **Paljanditest** vääriksid mainimist Lõo pank (Lõo kihtide stratotüüp), Muraste, Vanamõisa ja Äigu (Äigu kihtide stratotüüp) paemurd. Lademe **levila** jääb avamusest lõunasse Liivi lahe akvatooriumi alale, kaasa arvatud Ruhnu saar. Kaugatuma lade on esindatud samanimelise kihistuga, mille paksus kõigub 40-80 m vahemikus, vähenedes põhjast lõunasse (mittetäielik paksus Ohesaare puuraugus - 66 m, täielik paksus Ruhnu puuraugus - 40 m). Kihistus on kaks kihtide kompleksi - Äigu (alumise) ja Lõo (ülemine) kihid, mis omakorda jagunevad ülemisteks ja alumisteks kihtideks. **Äigu kihtide** alumised kihid (20-22 m) moodustavad tsüklidi, mille põhikivimiks on õhuke siubjakivi vahekihte sisaldav mergel. Mergel on kohati põimjaskihilise tekstuuriga ja sisaldab tasemeti aleuriitset materjali. Äigu ülemistes kihtides (kuni 18 m) vaheldub mergel organogeense siubjakiviga. Lõo ja Kaugatuma piirkonnas moodustab viimane kuni 12 m paksuse lasundi. **Lõo kihid** (paksus kuni 30 m) koosnevad õhukese organogeense siubjakivi vahekihtidega mergli-dome-riidi lasundist. Sarnaselt Äigu kihtidele, sisaldavad viimasedki tasemeti aleuriitset materjali.

Rakenduslikust seisukohast pakuvad huvi Kaugatuma kihistu organogeensed lubja-kivid, mis on sobilikud nii kvaliteetse lubja tootmiseks (Muraste paemurd) kui ka kasutamiseks ehituskivi-na (Vanaselja, Nässumaa paemurd).

OHESAARE LADE (O₂oh) on siluri ladestu noorimaks. Lademe **stratotüübiks** on Ohe-saare pank (foto 31). Lade **paljandub** veel Loode pangal ja Allitsa neeme rannikul. Lademe **avamus** piirdub kolme, üksteisest eraldatud avamussaarega Sõrve poolsaarel. Ohesaare lade on esindatud samanimelise kihistuga, mille mittetäielik **paksus** (ülemised kihid puuduvad) küünib 40 meetrini. Kihistu läbilõikes vahelduvad rohekashallid

merglid ja kirjuvärvilised domeriidid lubjakivi ja dolomiidiga, mis kihistu ülaosas sisaldavad tasemeti aleuriiti ja liiva. Valdavalt domeriidist koosnevat kuni 20 m paksust lasundit kihistu ülaosas nimetatakse **Kaavi kihistikuks**.

2.6. DEVONI LADESTU

Eesti lõuna- ja idaosas, põhiliselt ajaloolise Liivimaa alal levivad meie aluspõhja noorima, devoni ladestu valdavalt terrigeensed setendid. Ladestu **avamuse** põhjapiir jääb Liivi lahe keskosa, Tõstamaa, Pärnu ja Navesti jõe, Puurmani, Palamuse ja Mustvee joonele. Põhja pool lausavamust Kesk-Eestis esineb veel mitmeid ladestu kivimite isoleeritud jäänukeid. Levila suuremal osal lasuvad devoni ladestu setendid lüngaga ja väikese põiksusega siluri ladestul. Levila idaosas ülemordoviitsiumi ja Narva jõe keskjooksu piirkonnas keskordoviit-siumi ladestiku setenditel. Eesti äärmises lõunaosas, Mõniste kerkeala lael, aga otse kristalse aluskorra kivimitel. Ladestu **paksus** suureneb lõuna suunas ja maksimaalne on see Kagu-Eestis (450 m Hino puuraugus). **Paljandid** on seotud põhiliselt jõgede (Pärnu, Reiu, Öhne, Navesti, Halliste, Tānassilma, Emajõe, Ahja, Võhandu, Piusa, Narva jne.) kalda- ja järvede (Peipsi, Võrtsjärve, Viljandi) rannaastangutega.

Devoni ladestu stratigraafiline liigestus lademeteks põhineb fossiilsete kalafragmentide leidudel. Peenemal litostratigraafilisel liigestamisel kihistuteks ja kihistikeks on abiks võetud ka setendite litoloogilis-mineraloogilised iseärasused. Devoni ajastuga algas Eesti ala uus arenguetapp, mille käigus senine mereline (karbonaatne) sedimentatsioon asendus valdavalt mandrilise (terrigeense) sedimentatsiooniga. Eesti alal puuduvad siluri noorimad ja devoni vanimad setendid, mis viitavad vahepealsele küllaltki ulatuslikule settelüngale ja kulumisele.

2.6.1. ALAMDEVONI LADESTIK

Alamdevoni ladestiku setendid Eestis ei paljandu ega oma avamust. Kalafossiilide määrangute alusel on mõningates Lõuna-Eesti Häädemeeste-Mustla-Emajõe joonest lõunasse jäävate puuraukude läbilõigetel kindlaks tehtud, et sealne devoni ladestu alumine 20-90 m paksune aleuoliidi ja domeriidi vahekihte sisaldava helehalli liivakivi lasund võiks vanuseliselt kuuluda varadevonisse. Ladestikus eristatakse (vanemalt nooremale): **Tilze, Kemer ja Rezekne ladet**. Noorima, Rezekne lademe aleuoliidid-liivakivid katavad kogu alamdevoni ladestiku levila. Kagu-Eestis (Laanemetsa ja Värskas puuraugus) on selle lamamiseks devoni ladestu vanima Tilze lademe savi ja aleuoliidi vahekihte sisaldav liivakivi. Andmestiku vähesusest ja selle ebamäärasusest tingituna käsitletakse käesolevas seletuskirjas alamdevoni ladestikku ühtse, diferentseerimata kompleksina.

2.6.2. KESKDEVONI LADESTIK

Keskdevoni ladestik, mille täispaksus jääb 300-400 m vahemikku ja mis on esindatud valdavalt liivakividega, on jaotatud kuueks lademeks (alt üles): Pärnu, Narva, Aruküla, Burtnieki, Gauja ja Amata.

PÄRNU LADE (D_{2pr}). Lademe **stratotüübiks** on Pärnu jõe vasakkalda järsak Tori kohal (foto 37), kus paljandub lademe alaosa ligi 10 m ulatuses. Lademe **avamus**, mis algab Kihnu saarelt, ei moodusta pidevat vööndit, vaid jaguneb kaheks, lääne- ja idapoolseks avamusalaks. Kesk-Eestis, Võrtsjärvest põhja pool, algab devoni läbilõike järgmise, Narva lademega. Läänepoolne avamusala hõlmab Tõstamaa poolsaare ja väga keerulise konfiguratsiooniga ala Pärnu-Vändra vahemikus. Idapoolne avamusala moodustab kitsa (1-2 km) vööndi Puurmani-Mustvee vahemikus. Lisaks loetletuile avaneb Pärnu lade, nagu järgnevadki, veel kaugemal lõuna pool mitmete devoni liivakivide platoosse lõikunud sügavate mattunud orgude põhjas ja nõlvadel. Lade **paljandub** Pärnu jõe kallastel Kõrsa ja Tori vahemikus ning Navesti jõe kallastel Tohera, Tilleoja, Pae ja Tamme küla lähistel. **Levila** hõlmab Pärnu-Võhma-Mustvee joonest lõunasse jääva ala. Lademe **paksus** on 1 -53 m, suurenedes avamuselt kagu suunas. Avamusel on Pärnu lademele vastava samanimelises kihistus eristatavad kaks kivimkompleksi: Tori (alumine) ja Tamme (ülemine) kihistik. **Tori kihistik** (paksus 2-28 m) on esindatud küllaltki ühetaolise, valdavalt helehalli põimjaskihilise pureda liivakiviga. Tori kihistikuga lamava Rezekne lademe samaste liivakivide piiritlemine on küllaltki raske. Ülemise, **Tamme kihistiku** (paksus 4-35 m) valdavaks kivimiks on samuti liivakivi, kuid see on tugevamini tsementeerunud ja selles leidub rohkesti, eriti kihistiku ülaosas, 0.5-1 m paksusi savi, dolokivi ja domeriidi vahekihte.

Pärnu lademe liivakivid on alam-keskdevoni põhjaveekompleksi oluliseks vettkandvaks osaks.

NARVA LADE (D_{2nr}). Lademe **stratotüübiks** on Omuti külast põhja pool läänest Narva jõkke suubuva Poruni jõe kaldaastangud, kus selle umbes 1.5 km lõigul paljandub lademe ülaosa kuni 6 m ulatuses. **Avamus** algab Ruhnu saarelt, kust see kulgeb üle Kihnu saare Pärnu lahe rannikule ja sealt edasi paarikümne kilomeetri laiuse sopilise vööndina üle Suure-Jaani ja Võrtsjärve põhjakalda ning Emajõe alamjooksu Peipsini Mustveest lõunas. Lausava-musest põhja pool leidub hulganisti lademe kivimite suuremaid ja väiksemaid jäänukeid, seda eriti Pärnu jõe alamjooksu piirkonnas, Puurmani ümbruses, Mustveest põhja pool ja Narva jõe keskjooksul. **Paljandeist** võib mainida peale stratotüübi veel Gorodenka oja kaldaid, Pärnu, Halliste, Navesti ja Reiu jõe kaldaastanguid, rannaastanguid Häädemeeste ümbruses ja Ruhnu saarel. Lade **levib** kogu Lõuna-Eesti avamusest lõunasse jääval alal. Lademe **paksus** on 30-106 m, suurenedes avamuselt lõunasse. Narva lademele vastav samanimeline kihistu on devoni läbilõike kõige heterogeensem. Kihistu alaosas on valdavaks karbonaatsed kivimid (dolokivi, domeriit), ülemises - terrigeensed kivimid (liivakivi, aleuroliit, savi). Kihistu (lademe) piires on fossiilsete kalade leidude ja kivimite

litoloogilis-mineraloogiliste iseärasuste põhjal välja eraldatud veel omakorda kolm vööd (alamkihistut): Vadja (Alam-Narva), Leivu (Kesk-Narva) ja Kernave (Ülem-Narva). Alumine, **Vadja vöö** (15-25 m) on esindatud halli dolokivi, domeriidi ja tumehalli kiitja savi vahelduva lasundiga, milles esineb ka õhemaid aleuoliidi vahekihte. Vöö alumisel piiril lamava Pärnu lademega on Narva lademe dolokivid-domeriidid 0.5-10 m paksuselt väga ulatuslikul alal purustatud (bretšastunud). Keskmine, **Leivu vöö** (paksus 5-50 m) on esindatud valdavalt domeriidiga, milles esineb nii dolokivi, halli savi kui ka õhemaid liivakivi ja aleuoliidi vahekihte. Vöö ülaosa oma kirjuvärvilise aleuriitse domeriidiga on hästi väljapeetud reepertasemeks suuremal alal. Ülemine, **Kernave vöö** (paksus 16-40 m) on valdavalt terrigeenne ja seda iseloomustab hallide ja punakate liivakivide-aleuoliitide tihe lääteline vaheldumine. Õhemate vahekihtidena esineb kirjut ja halli domeriiti, punast savi, harvem dolokivi.

Narva lademe (kihistu) domeriidi lasund kujutab endast suhteliselt head veepidet devoni erinevate põhjaveekomplekside vahel.

ARUKÜLA LADE (D_{2ar}). Lademe **stratotüübiks** on rüükalade leiukohana tuntud Aruküla koopad Tartus linna põhjapiiril koos ürgoru nõlval asetseva kalmistu paljandiga (foto 38). Lademe avamus kulgeb Ruhnu saarest 20-40 km laiuse vööndina Mandri-Eesti lõunaosa Häädemeeste-Ikla vaheliselt alalt üle Võrtsjärve kuni Peipsi läänerrannikuni Kallaste-Mehikoorma piirkonnas. Lade **paljandub** Lõuna-Eesti mitmete jõgede (Reiu, Halliste, Kõpu, Raudna, Tännassilma, Emajõgi, Kavilda, Mõra) kallastel ja Võrtsjärve (Tamme ja Kureküla) ning Peipsi (Kallaste) ranna-astanguis. Võiks märkida veel lademe väikest paljandit Ruhnu saare põhjarannikul. Lademe **paksus** on 73-105 m, suurenedes idasse. Lade on esindatud samanimelise **Aruküla kihistu** valdavalt punakate liivakivide-aleuoliitidega. Kihistu piires on kivimilise koostise alusel eristatavad kolm alamkihistut, mis kõik algavad liivakiviga ja lõpevad savikas-aleuoliitsete erimitega (alt üles): Alam-Aruküla alamkihistu ehk **Viljandi kihid** (9-35 m); Kesk-Aruküla alamkihistu ehk **Kureküla kihid** (27-52 m) ja Ülem-Aruküla alamkihistu ehk **Tarvastu kihid** (19-37 m). Viljandi kihtide pisiterises liivakivis esineb plaatja aleuoliidi ja domeriidi vahekihte. Kureküla kihtidele on iseloomulikud kirjuvärvilise aleuoliidi vahekihid valge liiva pesade ja suurte saviveeristega. Tarvastu kihistut iseloomustab kollakate ja violetjate konglomeraatsete vahekihtide ja rauahüdroksiidsete kihipindade esinemine. Aruküla kihistu liivakivides esineb kohati raskestisulavate savide (sulamistäpp 1350-1530°) küllaltki tühedaid ja ulatuslikke (Arumetsas üle 60 m paksu ja horisontaalis üle 500 m pikk) läätseid orutäitelisi kehi. Aruküla kihistu liivakivid on kesk-ülemdevoni põhjaveekompleksi vettkandvaks osaks.

BURTNIEKI LADE (D_{2br}) on oma nime saanud Põhja-Lätis Burtnieki järve ääres asuva stratotüüpse paljandi järgi. Lademe **avamus** Eesti territooriumil algab Abja-Paluoja lõunas ja kulgeb sealt 25-30 km laiuse vööndina üle Tõrva-Sangaste-Põlva Peipsi läänerrannikule Mehikoorma-Räpina vahemikus.

Suurepäraseid **paljandeid** leidub paljude Lõuna-Eesti jõgede (Õhne, Halliste, Ahja, Võhandu, Väike-Emajõgi) kallastel. Tuntumatest võiks nimetada Karksi ja Helme koobastikku, Õhne jõe kaldaid Tõrva lähistel, Ahja jõe kaldaid Tillest Taevaskojani (foto 39) ning Võhandu jõe kaldaastanguid Leevi ja Leevaku vahemikus. Lademe **paksus** on 50-100 m, suurenedes avamuselt idassse ja lõunasse. Lade on esindatud samanimelise **Burtnieki kihistu** valdavalt kollakas- või roosakashalli põimjaskihilise nõrgalt tsementeerunud pisi- kuni peenterise liivakiviga, milles esineb kirjuvärvilise aleuroliidi ja savi vahekihte. Savi vahekihte ja läätsi esineb rohkem kihistu ülaosas. Sarnaselt Aruküla lademega on ka Burtnieki lademes (kihistus) võimalik eraldada kolme kihtide kompleksi (alamkihistut). Alumised, **Härma kihid** ehk Alam-Burtnieki alamkihistu (15-36 m) on esindatud valdavalt helehalli pisi- kuni peenterise õhukesi aleuroliidi ja savi vahekihte sisaldava liivakiviga. Keskmisele, **Koorküla kihtidele** ehk Kesk-Burtnieki alamkihistule (20-50 m) on iseloomulikud kirjuvärvilise aleuroliidi ja savi vahekihid. Ülemisele, Ülem-Burtnieki alamkihistule ehk **Abava kihtidele** on iseloomulik punakaspruunide või lillakashallide savi vahekihtide-läätsede esinemine. Viimastega ongi põhiliselt seotud Burtnieki lademe (kihistu) setendite rakenduslik tähtsus. Kohati küünib niisuguste orutäiteliste savilasundite paksus kümnekonna meetrini ja enamgi (Võlsi, Süvahavva) ja nende horisontaalne ulatus 500 ja enamgi meetrini. Need savid kujutavad endast arvestatavat tooret keraamikatööstusele.

GAUJA LADE (D_{2g}j). Lademe **stratotüübiks** on Gauja (Koiva) jõe kaldajärsakud Põhja-Lätis. Eestis **paljandub** Gauja lade mitmel pool Piusa, Mustjõe, Võhandu ja Pärlijõe kaldail ning lisaks veel Piusa klaasiliiva karjääris (foto 40) ja kaevanduses (foto 36). Lademe **avamus** hõlmab enam kui 20 km laiuse Karula-Antsla-Kanepi-Räpina joonest kagusse jääva ala. Avamuse lõunapiiri lähedal on selles mitmeid Amata lademe liivakivi jäänuksaari. Gauja lademe ja ühtlasi ka samanimelise kihistu täispaksus on 65-80 m. Kihistu on esindatud valdavalt heledavärvilise (valkjas- kuni kollakashalli) peen- kuni keskterise nõrgalt tsementeerunud põimjaskihilise kvartsliaivakiviga, mis sisaldab (seda eriti levila idaosas ja lasundi ülaosas), rohkesti helehalli aleuroliidi ja rohekashalli savi vahekihte. Põhiliselt viimaste esinemisest lähtudes on kihistu piires välja eraldatud kaks alamkihistut (alt üles): **Alam-Gauja** (45-60 m) ja **Ülem-Gauja** (20-30 m) **alamkihistu**. Gauja kihistu heledavärviline kvartsliaivakivi erimid, tänu oma väikesele raua ja kõrgele kvartsi (>95%) sisaldusele on sobilik kasutamiseks klaasiliivana. Viimast on pikema aja vältel selleks otstarbeks ka Piusa raudteejaama vahetus läheduses kaevandatud. Gauja kihistu levila idaosas (Küllatova) moodustavad raskeltsulavad savid kohati küllaltki suuri (<10 m paksud ja >500 m läbimõõdus) läätsjaid moodustisi.

AMATA LADE (D_{2am}) on oma nime saanud Lätist Amata jõe äärse stratotüüpse paljandi järgi. Eestis **paljandub** Amata lade Piusa jõe ja Meeksi oja ääres Vastseliina ümbruses ning Peetri jõel ja Ahepalu oja kaldail Rõuge lähistel. **Avamus** kulgeb kitsa (2-4 km) lookleva võõn-dina ja mitmete jäänuksaartena Eesti äärmises kaguosas Mõniste-Rõuge-Vastseliina-Obinita joonest kagus. Lademe **paksus** jääb 20-30 m

vahemikku. Lade on esindatud samanimelise **Amata kihistuga**, mis koosneb heledast nõrgalt tsementeerunud põimjaskihilisest pisi- kuni peenterisest kvartsliaakist (kvartsi 87-98%), mis sisaldab valdavalt põimjaskihilise savi ja aleuroliidi vahekihte. Amata kihistu kvartsliaakivi puhtad erimid võiksid sobiva lasundi olemasolu korral leida kasutamist klaasitööstuses.

Amata kihistuga lõpeb Eesti devoni ladestu terrigeensete kivimite kompleks. Lasuvad kivimkompleksid on esindatud juba valdavalt mereliste karbonaatsete setenditega.

2.6.3. ÜLEMDEVONI LADESTIK

Valdavalt karbonaatsetest setenditest koosnev ülemdevoni ladestik lasub keskdevoni ladestiku terrigeensetel kivimitel väikese põiksusega ja kulutusega. Ladestiku setendite väga keerulise konfiguratsiooni ja paljude jäänuksaartega avamus hõlmab Kagu-Eesti piiräärse vööndi. Ladestiku paksus küünib 50 meetrini. Eesti juristdietsiooni all oleval territooriumil on ladestik esindatud Plavinase, Dubniki ja Daugava lademega, milledele vastavad ka samanimelised kihistud.

PLAVINASE LADE (D_{3pl}). Lademe stratotüübiks on Daugava jõe kaldajärsakud Plavinase linnas Lätis. **Avamus** on kitsa, keerulise konfiguratsiooniga ja mitmete jäänuksaartega vöönd Eesti äärmises kaguosas, Peetri jõe-Rõuge-Vastseliina-Meremäe joonest kagus. Lademe alumised kihid **paljanduvad** mitmel pool Peetri jõe ääres ning Vastseliina, Tiirhanna (foto 44) ja Meremäe ümbruses. Lademe **paksus** ulatub Eesti alal 32 meetrini. Plavinase lademes (kihistus) on eristatud 3 kihtide kompleksi (alt üles): Snetogori, Pihkva ja Tsudovo kihid. Alumised, **Snetogori kihid** (5-12 m) koosnevad valdavalt sinakashallist lillakate laikudega aleuriitset peenplaatjast peenterisest primaarsest dolokivist või domeriidist, mis lasundi basaalses osas sisaldab liiva. Keskmised, **Pihkva kihid** (7-11 m), mis on oma nime saanud Pihkvas Velikaja jõe kaldal asuva tüüpjaljandi järgi, on antud alal esindatud põhiliselt kollakas- kuni pruunikashalli õhukesekihilise kavernoosse dolokiviga või (idapoolsel alal Parmu küla lähedal) savika dolo-miidistunud poolmugulja lubjakiviga. Ülemised, **Tshudovo kihid** (10-13 m) on oma nime saanud stratotüübi järgi, mis asub Venemaal Keresti jõe kaldal Tsudovo raudteejaama lähedal. Kihid Eestis ei paljandu, kuid nende olemasolu on kindlaks tehtud puuraukudega. Nad koosnevad hallist peene- kuni keskmisekihilisest lubjakivist või kavernoossest dolokivist (levila lääneosas) või dolomiidistunud lubjakivist (levila idaosas). Plavinase kihistu lubjakive-dolokive on selles regioonis kasutatud nii ehituskivina kui ka lubja põletamiseks (Tiirhanna).

DUBNIKI LADE (D_{2db}) on oma nime saanud Irboskast ida pool asuva samanimelise kipsikarjääri järgi. Eestis iade **ei paljandu**. Seile **avamus** on puuraukudega kindlaks tehtud Hino järvest kagusse jääval alal.

Lademe **paksus** on 9-16 m. Dubniki lade, millele vastab samanimeline kihistu, on esindatud sinakashalli savika domeriidiga. Kihistu ülaosas esineb pruunika dolomiidistunud savika lubjakivi vahekihte.

DAUGAVA LADE (D_{3dg}) on nii devoni ladestu kui ka kogu aluspõhja noorimaks moodus-tiseks Eesti jurisdiktsiooni ala oleval territooriumil. Lade, mis on esindatud samanimelise kihistuga, Eestis **ei paljandu**. Avamus on määratud paari puurauguga Hino järvest kagusse jääval mõneruutkilomeetrilisel alal Parmu küla ümbruses. Lade (kihistu) on esindatud helehalli mikro- kuni pisiterise õhukesekihilise lubjakivi 8 m paksuse lasundiga.

Kaardi kagunurgas on kujutatud ka järgmise, Sneza lademe avamus, mida aga Eesti jurisdiktsiooni all oleval territooriumil ei leidu.

3. ALUSPÕHJA STRUKTUURIDEST

Geostruktuurses mõttes asub Eesti Ida-Euroopa platvormi loodeosas Balti kilbi mattunud lõunanõlval. Aluspõhi jaguneb siin kaheks struktuurseks korruseks: alumiseks - kristalseks aiuskorraks ja ülemiseks - pealiskorraks. Kristalse aluskorra moodustavad paleoproterosoikumis svekofennia kurrutustsükli (vanus >1800 Ma) formeerunud lauskurrutatud moondekivimid (gneisid, amfiboliidid, kristalsed kildad, kvartsiidid jne.) ja neid läbivad mesoproterosoilised (vanus <1670 Ma) eelplatvormsetes tingimustes formeerunud rabakivide ja nendega kaasnevate tard- ja purskekivimite massiivid.

Pealiskorrast moodustab valdava osa sette kivimiline kate, mis koosneb neoproterosoikumis (vanus <600 Ma) ja paleosoikumis platvormsetes tingimustes formeerunud setenditest. Viimane jaguneb veel omakorda kolmeks struktuurikompleksiks, mida eraldavad üksteisest settelüngad ja väiksemad regionaalsed nurkpõiksused: baikali (vendi kompleks ja alam-kambriumi Lontova lade), kaledoonia (lontovajärgsest kambriumist kuni alamdevoni Tilze lademeni) ja hertsüünia (tilzejärgne devon).

Aluskorra pealispind, mis lasub Eestis normaalingimustel 100-500 m sügavusel (abs. tasemel -97 m Juminda poolsaare tipus, -600 m Pärnu-Võru joonel) on küllaltki tasane ja väikese (keskmiselt 3 m/km) lõunasuunalise kallakusega. Pärnust edelas ja Saaremaast lõunas, kus aluskorra pealispinna nagu lasuva pealiskorrakihtide kallakus suureneb 6 ja enamgi meetrini kilomeetri kohta, läheb Eesti monoklinaal üle Balti sünekliisiks. Maksimaalne aluskorra sügavus Eesti alal ongi registreeritud selles regioonis (-778 m Ruhnu puuraugus). Eesti äärmises lõunaosas Valga-Võru joonest lõunas, Mõniste piirkonnas, valdavalt Läti alale jääva ligi 200 km pikkuse ja kuni 30 km laiuse Valmiera-Lokno kerkeala lael tõuseb aluskorra pind enam

kui 200 m võrra normaalsest kõrgemale. Lisaks mainitud suurvormidele, esineb ka väiksemaid aluskorra pinna ebataasasusi (kerkeid, langatusi, jäänukeid jne.). Nii on aluskorra pealispind ja ka lasuv pealiskord mõne kuni mõnekümne meetri ulatuses kerkinud pea kõigi aluskorras leiduvate väiksemate eelplatvormsete graniidimassiivide (Naissaare, Märjamaa, Neeme, Ereda jne.) kohal. Omapärase grupina eralduvad aluskorra väikeste struktuuride seas **kerked** Virumaal Sonda-Uljaste (S-U) ja Assamalla (ASS) piirkonnas. Neis paigus on aluskord väikesel alal (ca 1 km²) kuni saja (Assamalla ja Sonda) või enamgi (Uljaste) meetri võrra ümbrisalast kõrgemal. Ilmselt on tegu kristalse aluskorra kulumiskindlamatest kivimitest (kvartsiitidest) tuumikuga erosiooniliste jäänukitega - nn. saarmägedega. Neid katva settelise pealiskorra kivimite mõningane (kuni kümmekond meetrit) tõstetus nende kohal on seletatav diferentseeritud vajumisega terrigeensete setete (liivade, savide) hilisemal tihenemisel kergete kohal ja ümbrisalal. Omapärane aluspõhja kivimite langatusvorm on registreeritud Kabala (KB) piirkonnas Virumaal, kus Kunda jõe äärsel mõneruutkilomeetrilisel alal on settelise pealiskorra kivimid mõnekümne meetri võrra vajunud. Nähu olemus ja ka see, kas sellega kaasneb nõgu aluskorra kivimites, on seni veel teadmata.

Kristalse aluskorra kivimid on oma pindmises osas murenenud. Tegu on jäänukmure-nemiskoorikuga - lähtekivimite murenemisproduktid on jäänud omale kohale. **Murenemiskooriku** paksus on küllaltki muutlik, mõne kuni mõnekümne meetri vahemikus, kuid kohati, tektooniliselt rikutud tsoonides, võib see küündida saja ja enamgi meetrini. Murenemiskooriku paksus sõltubki üheltpoolt aluskorra kivimilisest koostisest ja teisalt selle tektoonilisest rikutusest. Minimaalse paksusega (1-5 m) on murenemiskoorik suhteliselt monoliitsete rabakivigraniidi massiivide kohal ja maksimaalne (30-60 m) murenemisaltide alumogneisside levialal.

Nii aluskorra kui settelise pealiskorra monoklinaalset lasuvust häirivad rohked **lasuvusrikked** (murrangud, purustustsoonid, painded). Kuna praktiliselt kõikjal katab aluspõhja kivimeid õhem või paksem pinnakatte kiht, siis on lasuvusrikete kindlakstegemine keerukas ja seetõttu ongi kaardil kujutatud enamvähem reaalsed rikked koondunud põhiliselt Põhja-Eestisse, piirkonda, mille kohta faktilist materjali on tunduvamalt rohkem kui ülejäänud Eesti kohta. Kindlasti on hulganisti lasuvusrikkeid ka Eesti lõunapoolses osas, kuid olemasolev napp andmestik ei ole võimaldunud neid lokaliseerida. Kõige paremini on rikete olemust uuritud Kirde-Eesti põlevkivirajoonis, kus neid on kaevandamise käigus avatud ja läbitud ka strekkidega.

Lasuvusrikked kujutavad endast mõnekümne kuni mõnesaja meetri laiust tsooni, mille piires aluspõhja kivimid on purustatud ja muutunud (murenenud, dolomiidistunud jne.) ning kihid kohati kuni mõnekümne meetri ulatuses vertikaalsuunas üksteise suhtes nihutatud. Vertikaalne nihe realiseerub tavaliselt rea väiksemaamplituudiliste (mõni meeter) nihete seeriana või lauge fleksuuritaolise paindena. Rikete

horisontaalne ulatus (pikkus) küünib kümnete kilomeetriteni. Pikimate kindlakstehtud rikete (Aseri ja Tapa rike) pikkus ulatub 70-80 km-ni. Rikete ulatus võib mõningatel juhtudel olla ka suurem, aga lõpuks jõuavad kõik rikked piirkonda, kus nende identifitseerimine on raskendatud ja nii on raske öelda, kas antud kohas rike suidub või siis andmete nappus ei võimaldada seda enam jälgida. Enamik aluspõhja joonelisi lasuvusrikkeid, kui mitte arvestada üksnes aluskorra kivimitega piirduvaid, on formeerunud devonijärgsel peri-oodil, põhiliselt hertsüünia tektoonilise aktivisatsiooni tsüklis. Peale Sirgala (kaardil SR), Viivikonna (VV), Aseri (AS), Ahtme (AH) vääriksid mainimist veel järgmised, küllaltki suure tõenäosusega kindlakstehtud lasuvusrikked: Rakvere (RK), Sõmeru (SM), Tapa (TP), Viitna (VT), Maardu (MR), Osmussaare (OS), Lihula (LH), Kassari (KS), Luidja-Tihu (L-T), Pärnu-Türi (P-T) ning üle Saare- ja Muhumaa (S-M) kulgev rikete tsoon.

Joonelistest lasuvusrikketest väärivad eraldi mainimist mõningate aluspõhja struktuuri-dega (kraatrid, graniidimassiivid) seotud nn. **ringmurranguid** Kärkla ja Märjamaa ümbruses. Ligi 15 km läbimõõduga Kärkla ringmurrang (KR) ümbritseb kontsentriselt samanimelist mattunud meteoriidikraatrit ja on oma tekkelt viimasega vahetult seotud. Murrang, mis on selgelt jälgitav kosmofotodel, väljendub aluspõhja kivimite rebenditena ja mõningase (kuni 5 m) astmelise kraatrisuunalise langatusena kaarekujulisel joonel.

Märjamaa ringmurrang (MR) ümbritseb 1-2 km kauguselt väljastpoolt samanimelist eelplat-vormse rabakivilaadse graniidi massiivi ja väljendub settelise pealiskorra kivimite flek-suuritaolises paindes ning mõningases purustatuses ja muutustes kuni poole kilomeetri laiu-ses vööndis. Paremini jälgitav on rike Kuijõe-Harju-Risti vahemikus, kus seda on ka puurimi-sega detailsemalt uuritud. Seal ulatub rikke vertikaalne amplituud 35 meetrini.

Aluspõhja kivimite kõige nooremateks lasuvusrikketeks on kvaternaarse jäätumisega seotud **pealenihted** Vaivara Sinimägede (VS) ja Kunda Lammasmäe (KL) piirkonnas. Neist suurim on Sinimägede pealenihe, kus mitmeks (kolmeks) osaks jagunenud suurem (kuni ruut-kilomeeter) enam kui paarikümne meetri paksune klindist lahtimurtud lubjakividest-liivakividest koosnev laam on lükatud sinisavide pinda mööda lamavate lubjakivide peale. Sarnane, kuigi tunduvamalt väiksema ulatusega on Kunda Lammasmäe pealenihe. Vohilaiul on õhuke (kuni 3 m) Porkuni lademe lubjakivi suhteliselt väike (mõnisada ruutmeetrit) plaat lükatud Pirgu lademe Moe kihistu lubjakividele. Väiksemaid pealenihtkeid ja muid mandrijää poolt põhjustatud deformatsioone võib jälgida pea kogu paljanduva klindijoone ulatuses.

Eksootilise, maaväliste jõudude poolt põhjustatud aluspõhjaliste struktuuride grupi moodustavad **meteoriidikraatrid** (impaktstruktuurid). Eestis on seni teada 2 väikeste kaas-aegsete meteoriidikraatrite rühma (Kaali ja Ilumetsa) ning kaks mattunud paleosoilist hiid-kraatrit (Kärkla ja Neugrund).

Kaali meteoriidikraatrite rühm (KL) asub Saaremaal samanimelise küla ümbruses. Pea-kraatri (foto 43), mis on süüvinud kuni 16 m sügavuselt ülemsiluri Paadla lademe dolokivi, läbimõõt 3-7 m kõrguse ringvalli

harjalt on 110 m. Kraatri süvikus asub 40-60 meetrise läbimõõduga (olenevalt veetasemest) ja kuni 6 m sügavune Kaali järv, mille põhjas veel omakorda ligi 6 m paksune muda- ja turbalasund. Peakraatri lähikonnas ca 1 km²-l on 8 väiksemat (läbimõõt 12-40 m, sügavus 1-4 m) kõrvalkraatrit. Kaali kraatrid tekkisid ca 7500 aastat tagasi (Raukas jt., 1995) mõnetuhande tonnise ja ligi 20 km/sek kiirusega liikunud, mitmeks tükiks jagunenud raudmeteoriidi löögiplahvatuse (impakti) tagajärjel. Kõrvalkraatritest on leitud raudmeteoriidi kilde, kraatri ümbruse pinnasest peenpihustatud meteoriitset ainet ja sulamit. Kraatri meteoriitse päritolu tõestas I. Reinwaldt 1927. aastal (Reinwaldt, 1928).

Ilumetsa meteoriidikraatrid (IL). Kolmest väikekraatrist koosnev rühm asub Põlva maa-konnas Ilumetsa raudteepeatuse lähedal. Kraatrid moodustusid ca 6000 aastat tagasi seni veel teadmata koostisega tükkideks jagunenud meteoriidi löögiplahvatusel keskdevoni Gauja lademe liivakivides. Suurima kraatri, Põrguhaua (foto 42) läbimõõt ringvalli harjalt on 80 m, sügavus 12.5 m ja ringvalli maksimaalne kõrgus 4.5 m. Väiksemate kraatrite, Sügavhaua ja Kuradihaua parameetrid on vastavalt 50, 4.5 ja 1.5 m ning 24, 1 ja 1 m. Kraatrite meteoriitse päritolu tõestas nende morfoloogia põhjal A. Aloe (1979).

Kärdla meteoriidikraater (KR) kuulub oma parameetrite järgi (läbimõõt ringvalli harjalt 4 km, sügavus plahvatusseelse aluse pinnalt ca 500 m, ringvalli säilinud kõrgus kuni 240 m, keskkerke läbimõõt ca 800 m ja kõrgus ca 200 m) keerulise ehitusega keskkerget omavate meteoriidikraatrite kilda. Kraater moodustus ca 458 Ma tagasi keskordoviitsiumi Idavere ea alguseaegses madalmeres toimunud ca 200 meetrise läbimõõduga ja ligi 20 km/sek kiirusega liikunud kompaktsel raudmeteoriidi löögiplahvatuse (impakti) tagajärjel. Plahvatusjärgselt täitus kraatrisüvik kohe väljapaisatud materjaliga, ringvall ja välisnõlv mattusid mõnevõrra hiljem karbonaatsete setete alla. Seetõttu on ka pea kõik impakti käigus formeerunud setendid kraatri-süvikus ja osaliselt ka selle ümbruses säilinud. Meteoriitset ainet, nagu säärase suurusjärgu kraatrite puhul ikka, ei ole leitud. On täheldatud plahvatusel moodustunud kivimite (foto 50) mõningast rikastatud raudmeteoriitideie spetsiifiliste raua grupi elementidega. Kraatri uurimise otstarbel on puuritud üle 150 puuraugu, tehtud hulganisti geofüüsikalisi ja teisi geoloogilisi uuringuid ja seetõttu on olemas detailne ülevaade kraatri morfoloogiast ning selle moodus-tumise, täitumise ja mattumise protsessist ning plahvatusjärgsest arengust kuni kaasajani välja. Kärdla kraater on kujunenud arvestatavaks etalooniks paleosoiliste madalmeres toimunud meteoriidiplahvatusel moodustunud kraatrite seas. Kärdla meteoriidikraatriga ühevanuselisi kraatreid (Lockne, Tvären) on avastatud ka Rootsis (Lindström jt., 1992). Tõdemus Kärdla struktuurist kui plahvatuskraatrist pärineb aastast 1974 (Puura, 1974) ja selle meteoriitset algest 1980 aastast (Masaitis jt. 1980).

Neugrundi struktuur (NG), mis paikneb 6 km Osmussaarest kirdes Neugrundi madala piirkonnas kujutab endast suure tõenäosusega mattunud ja seejärel osaliselt uuesti avatud impaktstruktuuri. Kraater moodustus

ilmselt ca 476 Ma tagasi keskordoviitsiumi Kunda ea teisel poolel rannalähedases madalmeres (< 10 m) toimunud meteoriidiplahvatuse tagajärjel. Kraatri ehituse üldjooned selgitati välja 1996. aasta suvel piirkonnas läbiviidud seismoakustilise pidev-sondeerimisega. Oletusi impaktstruktuuri võimalikust esinemisest antud piirkonnas oli tehtud juba varem (Suuroja ja Saadre, 1995). Oletatava kraatri ringvallilt pärit materjaliga seondati Osmussaarel ja mitmel pool Loode-Eestis (foto 47 ja 48) leiduvaid kristalse aluskorra bretšastunud kivimeist (gneissbretšadest) koosnevaid rändkive. Meteoriidiplahvatusega seondatakse ka Osmussaare (foto 46) ja Suur-Pakri saare (foto 12) paljandeis ning mitmete Loode-Eesti puuraukude läbilõigetel jälgitavaid bretšastumisnähte (nn. settelisi intrusioone) Volhovi ja Kunda lademe lubjakivides (foto 45). Neugrundi kraatri läbimõõt ringvalli harjalt on ca 7 km. Kristalse aluskorra bretšastunud kivimeist koosneva ligi 1 km laiuse ringvalli hari paljandub otse merepõhjas 10-20 m sügavusel. Kraatri keskkerke ala (vee sügavus < 5 m) moodustab Neugrundi madala tuumiku ja seal paljanduvad kraatritäite veel väljaselgitamata koostisega sette kivimid otse merepõhjas. Tuumikut ümbritseval alal paljandub merepõhjas kraatri süvikut täitev materjal. Neugrundi struktuuri uurimine on alles algjärgus ja kogu sellega seonduv tõestusmaterjal on tinglik, sest otseselt struktuurist ei ole veel ühtegi kivimpala suudetud võtta.

4. ARENGULUGU

Eesti aluspõhja vanima osa, kristalse aluskorra arengulugu ulatub oma lätetega ligi 2 miljardi aasta taha. Andmed mandrilise maakoore olemasolust siin arhaikumis (>2600 Ma tagasi) puuduvad, kuid seda, et paleoproterosoikumi teisel poolel toimus siinsel alal juba intensiivne vulkaaniline tegevus ja terrigeensete setete kuhjumine, võib lugeda tõestatuks. Ligikaudu 1.9 miljardit aastat tagasi, svekofennia kurrutustsükli aegu, kurrutati kogu mitme kilomeetri paksune kivimkompleks subduktsioonivööndis ligi paarikümne kilomeetri sügavusel kõrge rõhu (ca 5000 atm.) ja temperatuuri (500-800°C) tingimustes. Sellega kaasnes kivimite moone (metamor-fism) ja osaline ülessulamine (migmatiseerumine ja granitatsioon). Paleoproterosoikumi lõpus (ca 1650 Ma tagasi) juba osaliselt jäigastuda jõudnud eelplatvormne maakoore lõhenes ning sügavustest pärit magma sissetungi tulemusel moodustasid rabakivilaadsete leelisgraniitide väiksemad (Märjamaa, Naissaare, Neeme, Ereda, Taebela) massiivid. Mesoproterosoikumi alul (ca 1580-1540 Ma) formeerus sarnase protsessi käigus suur, Saaremaa edelaosa ja Ruhnud haarav Riia rabakivi massiiv (plutoon). Magma sissetungiga kaasnesid ulatuslikud laavavoolud (Undva). Sellega oli platvormi

moodustumine Eesti alal lõpule jõudnud. Järgneva ca 900 Ma kestel meso- ja neoproterosoikumis tekkinud mäemassiivid kulutati mitmete kilomeetrite paksuselt.

Neoproterosoikumis, Vendi ajastu Valdai ajajärgu lõpul ca 600 Ma tagasi tungis meri idast Ida- ja Kesk-Eesti alale. Kristalse aluskorra murenemiskoorikule, mis mere pealetungil osaliselt kulutati, settisid Kotlini lademe terrigeensed setted (kruus, liiv, aleuriit, savi). Basaalsetele kihtidele, mis kujutavad endast ümbersettinud murenemiskoorikut, lisandus hiljem Balti kilbi kulutusalt Skandinaaviast kohale kantud suhteliselt peenem (aleuriit, savi) terrigeenne materjal. Varakambriumis, ca 575 Ma tagasi, pärast mõningast sette katkestust ja kulutust kordus idast lähtuva veelgi ulatuslikuma ja sügavama mere pealetung. Ida- ja Kesk-Eestis settis tollal savi, Lääne-Eestis liiv ja aleuriit. Varakambriumi teisel poolel, pärast Lontova lademe setendite formeerumist, seoses kaledoonia mäetekke tsükli algusega, toimus settebasseini (mere) arengus märgatav muutus. Mere pealetung lähtus seekord läänest. Settisid Pirita ja Vergale lademe liiv, aleuriit ja savi. Kesk- ja hiliskambriumis oli settimine Eesti alal küllaltki heitlik: piiratud aladel settis rannalähedase madalmeres faunavaene liiv ja aleuriit. Sellest tulenevalt on nende setete ajaline dateerimine raskendatud ja keskkambriumi setete esinemine üldse küsitav. Analoogne situatsioon jätkus ka varaordoviitsiumis ja seetõttu on ka kambriumi ja ordoviitsiumi setendite piiritlemine raskendatud ja mõneti tinglik. Hiliskambriumi mere otseseks järglaseks olevas varaordoviitsiumiaegses madalmeres formeerus rida omapäraseid, meie alale spetsiifilisi setendeid: obolusliivakivi (fosforiit), diktüoneemakilt, glaukoniitliivakivi.

Oluline muutus basseini arengus toimus varaordoviitsiumi Latorpi ea lõpul, kui seni vallanud terrigeenne sedimentatsioon asendus karbonaatsega. Alates sellest ajast kuni siluri ajastu lõpuni mõningate üksikute eranditega, oli Eesti alal valitsevaks madalmeres setete kuhjumine. Settimine ei olnud meres siiski pidev, eriti selle madalamas osas, mille piiresse Eesti ala, eeskätt selle põhjapoolne osa jäi, vaid settekuhjumine vaheldus pikemate ja lühemate settekatkestuste ja isegi kohatise veealuse kulutusega. Viimastest annavad tunnistust setendites fikseerunud rohked katkestuspinnad. Kogu ordoviitsiumi-siluri läbilõikeosa kohta on neid sadu. Mõningate arvestuste kohaselt moodustab settekuhjele kulunud aeg vaid kümnendiku kogu kõnealusest ajalõigust, ülejäänud, valdav osa langeb settekatkestuste arvele. Ajavahemikus keskordoviitsiumi algusest (ca 475 Ma) kuni varasiluri lõpuni (ca 425 Ma), s.o. 50 miljoni aastaga liikus Baltika mandrilaam (Torsvik et al., 1992), mille osaks Eesti ala oli, lõunapoolkera mõõdukast kliimavööttest ekvaatoriala soojadesse vetesse. Tunnistust sellest temperatuurimuutusest annavad alates keskordoviitsiumi Keila east (ca 450 Ma tagasi) madalmeres vohama hakanud soojalembelised organismid, korallid, teadaolevaist ühed vanimad omataolised maailmas. Mandrilaama triivist ja sellega kaasnevaist kokkupõrgetest ning kataklüsmidest räägivad ka kõnealuses läbilõikeosas esinevad rohked muundunud vulkaanilise tuha (metabentoniidi) kihid, mis on siia kandunud naabrusest neil aegadel, eriti just keskordo-

viitsiumi Idavere eal ja varasiluri Adavere eal, tegutsenud vulkaanidelt. Siluri/ordoviitsiumi piiriga seondub suurem settekatkestus. Kogu siluri kestel toimus settebasseini (mere) järkjärguline taganemine edelasse. Saare- ja Muhumaal ning Mandri-Eesti edelaosas formeerusid väga vaheldusrikkad sooja rannalähedase mere setendid (purd- ja riffclubjakivi, laguunne dolokivi), mis veelgi kaugemal edelas (Sõrve, Ruhnu) asendusid mere sügavamas osas savikamate setenditega. Siluri lõpus mereline bassein Eesti äärmises edelaosa (Saaremaal Sõrve poolsaarel) küll säilis, kui üha laienesid laguunsed alad, moodustusid merest isoleeritud väike-sed basseinid, üha rohkem kanti settebasseini terrigeenset materjali (Üiva-aieuriiti).

Siluri ja devoni piiril Eesti alal settimist ei toimunud. Devoni ajastuga algas siin uus aren-guetapp, mille käigus senine mereline olustik asendus valdavalt mandrilisega. Seoses Baltika mandrilaama liitumisega Põhja-Ameerikaga ja sellega seonduva Ida-Euroopa platvormi üldise kerkimisega, taandus meri Eesti alalt lõunasse. Eesti lõunaosa kujutas devoni ajastul endast laialdast lauget nõgu, millesse vooluveed (jõed) kõrgele tõstetud Kaledoonia ja Balti kilbi kulu-tusalalt ohtrasti purdmaterjali kandsid ja kus need siis kas madalas rannikumeres või jõgede deltades, laguunides ja järvedes välja sadestusid. Varadevoni hakul (Tilze eal) kattis Eesti edelaosa veel madal meri, kust see aga õige pea kaugemale lõunasse taandus. Keskdevoni alul (Pärnu eal), hertsüünia tektoonilise tsükli poolt esilekutsutud maapinna vajumine tõi mere Lõuna-Eesti alale tagasi, kus see ulatus pea lörbe väina - Narva jooneni ja kohati isegi mõneti kaugemale põhja poole. Pärnu ea lõpus ja eriti Narva eal madaldus meri uuesti, jagunedes paljudeks laguunideks, kus settisid neile omased setted (dolokivi, domeriit, savi, aleuriit). Narva ea algusega on seotud üks meie settelise aluspõhja muidu nii rahuliku arengu salapärasemaid kataklüsme. Nimelt on Narva lademe kivimid (dolokivi, domeriit) oma basaalses osas tugevasti purustatud (bretšastunud), ja seda mitte ainult Lõuna-Eestis, vaid ka Lätis, Leedus ja külgnevatel Venemaa aladel. Mis põhjustas kivimite sellise ulatusliku ja samal ajal ka heitliku (bretšakihi paksus kõigub nullist kuni kümne ja enamgi meetrini) purustatuse? Oletatavasti katastroofiline maavärin. Viimase põhjustaja on senini teadmata, kuigi mõned julgemad uurijad on sõendnud siduda seda Kurski hiidkraatri (impaktstruktuuri) tekkega. Narva ea lõpul taganes meri veelgi enam lõunasse ja Aruküla eal muutus terve Eesti mandriliseks tasandikuks kuhu Skandinaaviast Balti kilbi kulutusala mäestikest voolavad jõed ohtrasti purdmaterjali (liiva, aleuriiti, savi) kandsid. Enamvähem selline olustik püsis Lõuna-Eesti alal kuni keskdevoni Amata ea lõpuni. Hilisdevonis Plavinase eal asendus mandriline olustik Kagu-Eestis, kuhu taanduv settebassein oli jõudnud, merelisega ja terrigeensed setted karbonaatsetega. Hilisdevoni Daugava ea karbonaatsed setendid on Eesti ala aluspõhja noorimaiks kivimeiks.

5. MAAVARAD

Kaardile on kantud ja numereeritud aluspõhjas esinevate või selle kivimitega seotud üleriigilise tähtsusega maavarade leiukohad, mille tarbevaru (aktiivne ja passiivne) on maavarade komisjonis kinnitatud ja katastrisse kantud. Lisaks sellele on autori äranägemise järgi kaardile kantud (numereerimata) ka mõningate maavarade (fosforiit, lubjakivi, savi, mineraalvesi jne.) vähemtähtsad leiukohad ja ilminguid.

PÕLEVKIVI. Kukruse lademe Viivikonna kihistu lubjakivides esineb rohkesti põlevkivi (kukersiidi) kihte, mis Ida-Eestis, koondununa kihistu alumisse ossa, moodustavad Eesti leiukoha (1) ja Kesk-Eestis, koondununa kihistu ülaossa - Tapa leiukoha (2).

Eesti leiukoht (1) hõlmab suurema osa (ca 3 tuh. km²) Balti põlevkivibasseini ca 4000 km²-st.. Tootsas kihindis (paksus 1.4-3.2 m) vahelduvad kukersiit ja nõrgalt kerogeenne lubja-kivi. Seitsme arvestatava kukersiidikihi (A-F1) summaarne paksus on 1.2-2.4 m piires. Leiukoha lääne- ja lõunaosas tootsa kihindi paksus väheneb kuni 1 meetrini, selle lasuvussügavus aga suureneb 100-120 meetrini. Kukersiidis on orgaanilist ainet (kerogeeni) 15-60 %, karbonaatset komponenti 20-60 %, aleuriiti-savi 15-50 %. Tootsa kihindi põlevkivi (kukersiidi) kütteväärtus on 8-14 MJ/kg (üksikutes kihtides kuni 20 MJ/kg), tuhasus - 37-57 %. Maavarade katastrisse kantud põlevkivi tarbevaru oli seisuga 01.01.96.a. - 3.1 mld.tonni, reservvaru - 2.9 mld. tonni. Toodetavat põlevkivi kasutatakse elektrijaamade kütteks (ca 80 %) ja keemiatööstuses (ca 20 %). Maardlat kaevandatakse aastast 1916. Käesoleval ajal töötavad 6 kaevandust ja 3 karjääri. Aastatoodang 1996. aastal oli 14 mln. tonni (1996).

Tapa leiukoht (2) hõlmab ca 1200 km² Tapa-Aegviidu vahemikus ja sellest lõuna pool. Tootsa kihi, mille 0.6-2.3 m paksusest (keskmine 1.6 m) on põlevkivi keskmiselt 1.5 m, moodustab Viivikonna kihistu Peetri kihistiku III kiht. Siinse põlevkivi keskmine kütteväärtus on 8.4 MJ/kg. Tootlik kiht lasub 60-170 m sügavusel, kusjuures sügavus suureneb läänest lõunasse. Leiukoha piires on välja eraldatud ainult prognoosvaru 2.6 mld. tonni. Leiukohta ei ole ekspluateeritud.

FOSFORIIT. Fosfaatisisaldav lasund on seotud alamordoviitsiumi Pakerordi lademe Kallavere kihistu lukuta brahhiopoodide (oboliidide) karbipoolmeid ja nende purdu (detriiti) sisaldava kvartslüüvakiviga (nn. ooboluslüüvakiviga või -konglomeraadiga). Fosforiidi leiukohad paiknevad Soome lahe lõunakaldal Tallinna-Narva vahemikus mõnekümne kilomeetri laiuses vööndis. Fosfor esineb karbipoolmeis fluorkarbonaatapatiidina, milles lahustuvat fosforanhüdriidi (P₂O₅) on 35-38 %. Maavarana arvestatavas fosforiidis on see 3 % (sisalduse alampiir) kuni 20 %-ni. Teadaolev ja prognoosne fosforiidiru Eestis on ca 860 mld. tonni P₂O₅. Põhiosa sellest on seotud Rakvere suurmaardlaga, ülejäänu langeb teiste väiksemate

(Narva, Aseri, Toolse, Raasiku, Kehra, Tsite, Maardu) arvele. Maavarade katastris oli seisuga 01.01. 1996 arvel 5 maardlat (Maardu, Tsite, Toolse, Rakvere (Kabala), Aseri).

Maardu leiukoht (3) hõlmab 10.5 km² Maardu linnast lõunas ja idas. Järelejäänud tootsa kihi keskmine paksus on 0.5 m, P₂O₅ keskmine sisaldus - 13 %, kattekihi paksus - 8-20 m, jääkvaru (passiivne tarbevaru) - 4.0 mln. t. P₂O₅. Leiukoht on ammendatud, karjäär likvideeritud.

Tsite leiukoht (4) hõlmab 13.9 km², tootsa kihi keskmine paksus 1.5 m, P₂O₅ keskmine sisaldus - 8.5 %, kattekihi paksus 7-25 m, passiivne tarbevaru 3.2 milj. t. P₂O₅. Maardla varu on väike, asub suuremalt jaolt Lahemaa Rahvuspargi territooriumil, evitamist pole ette näha.

Toolse leiukoht (5). Pindala 87.5 km², tootsa kihi keskmine paksus 2.9 m, P₂O₅ keskmine sisaldus 10.4 %, kattekihi paksus 5-55 m, passiivne tarbevaru 41.6 milj.t. P₂O₅. Evitamine on reaalne, aga seotud mitme mäetehnilise, geoloogilise, majandusliku, sotsiaalse ning keskkonnavalase probleemiga.

Kabala idapiirkond (6) on ulatuslikuma Rakvere suurmaardla osaks. Tootsa kihi keskmine paksus on 6.2 m, P₂O₅ keskmine sisaldus 14.9 %, kattekihi paksus 56-80 m, tarbevaru 28.3 milj.t. P₂O₅. Evitamist takistavad samad probleemid mis Toolseski.

Aseri leiukoht (7), pindala 55.2 km², tootsa kihi keskmine paksus on 1.0 m, P₂O₅ keskmine sisaldus - 9 %, kattekihi paksus - 1-34 m, passiivne tarbevaru - 27 mln. t. P₂O₅. Paikneb põllumajanduslikul maal ja evitamist pole lähemal ajal ette näha.

LUBJAKIVI. Lubjakivi leiukohti, suuremaid ja väiksemaid, on Eestis väga palju, kuid üleriigilist tähtsust omavaiks on neist tunnistatud ainult 9. Lubjakivi on omadustelt väga mitmekesine ja samavõrra rohkesti on ka selle kasutamisalasid: ehituskiviks, viimistluskiviks, killustikuks, tsemendi ja lubja tootmiseks, kasutamiseks tehnoloogilise kivina paberi-ja tselluloositööstuses ning metallurgias. Järgnevalt on ära toodud mõned andmed nende 9 leiukoha kohta:

Number kaardil	Leiukoha nimetus	Kasuliku kihi geol. indeks	Tarbevaru tuh. m ³ seisuga 01.01.96
8.	Väo	O ₂ as-uh	22 526
9.	Harku	O ₂ as-uh	3 806
10.	Kunda-Aru	O ₂ as-uh	14 820
11.	Aavere	S ₁ jr	2 727
12.	Kannu	S ₁ jr	2711
13.	Metsla	S ₁ jr	1 622
14.	Ungru-Sepaküla	S ₁ rk	190
15.	Vasalemma	O ₂ on-kl	36 028
16.	Võhmata	S ₁ jr	1 908

DOLOKIVI. Sama, mis lubjakivi kohta, kehtib ka dolokivi suhtes. Arvel on 6 üleriigilise tähtsuga dolokivi leiukohta. Dolokivi on leidnud kasutamist ehitus- ja viimistluskivina ja klaasitööstuse toorainena. Alljärgnevalt on ära toodud mõningad andmed nende 6 leiukoha kohta:

Number kaardil	Leiukoha nimetus	Kasuliku kihi geol. indeks	Tarbevaru tuh. m ³ seisuga 01.01.96
17.	Hellamaa	S ₁ jg	834
18.	Kaarma	S ₂ pd	1 557
19.	Anelema	S ₁ jn	5 598
20.	Orgita-Haimre	S ₁ rk	900
21.	Kurevere	S ₁ jg	3 415
22.	Koonga	S ₁ jg	11 222

SAVI. Aluspõhjalise savi leiukohad on seotud kas alamkambriumi (sinisavi) või devoni setenditega. Aluspõhjaliste savide põhiline kasutusala on ehituskeraamika (telliste ja keram-siidi tootmine), vähemal määral tsemenditööstuses. Üleriigilist tähtsust omavad 6 leiukohta, andmed nende kohta on ära toodud järgnevas tabelis:

Number kaardil	Leiukoha nimetus	Kasuliku kihi geol. indeks	Tarbevaru tuh. m ³ seisuga 01.01.96
23.	Kallavere	C ₁ ln	7 928
24.	Kolgaküla	C ₁ lk-ln	2 304
25.	Aseri	C ₁ ln	6 633
26.	Kunda	C ₁ ln	15 767
27.	Joosu	D ₂ br	2 705
28.	Arumetsa	D ₂ ar	2 020
29.	Küllatova	D ₂ gj	2 299

LIIVAKIVI. Aluspõhja liivakividest on leidnud praktilist kasutamist vaid devoni liivakivid ja seda esmajoones vormi- ja klaasiliivana. Üleriigilise tähtsusega on Piusa ja Kakku leiukoht. Piusa leiukoht (30) on seotud keskdevoni Gauja kihistu kvartsliaivakiviga (SiO₂ sisaldus 96.9-97.8 %, Fe₂O₃ 0.18-0.35 %, CaO 0.3-0.5 %, MgO 0.1 %). Tarbevaru seisuga 01. 01. 1996 oli 3098 tuh.m³ Kakku leiukohas (31) kaevandatakse samuti Gauja kihistu kvartsliaivakivi, tarbevaru seisuga 01.01.1996 oli 584 tuh.m³.

MINERAALVESI. Aluspõhja kivimites esineb tavalise joogikõlbliku põhjavee kõrval ka kõrgendatud lahustunud mineraalainete sisaldusega nn. mineraalvett, mis on kõlblik ja mida ka kasutatakse nii ravi - kui lauaveena. Mineraalvett on senini Eestis registreeritud 25 puuraugus. Tarbevaru on kinnitatud ainult järgnevas tabelis toodud leiukohtades:

Number kaardil	Leiukoha nimetus	Veekihi nimetus	Tarbevaru m ³ /ööp	Üldmineralisatsioon, g/l
32.	Värska I	keskdevon	1460	4.0-4.6
33.	Värska II	ordoviitsium-kambriumi	400	2.0-2.4
34.	Värska III	gdovi	623	18.0-19.0
35.	Värska IV	voronka	1080	5.9- 6.0
36.	Häädemeeste	ordoviitsium-kambriumi	249	5.2-5.5
37.	Kuressaare	kambriumi	416	2.1-4.0
38.	Kärdla	ordoviitsiumi	17	3.5-3.6
39.	Ikla	ordoviitsium-kambriumi	-	14.0
40.	Võru	ordoviitsium-kambriumi	200	2.1-2.2

KRISTALLIINNE EHITUSKIVI. Leiukohtadest on arvel üksnes Neeme rabakivilaadse graniidimassiivi piires välja eraldatud Maardu graniidimaardla (41). Ehituskiviks kõlbulikuks kivimiks on porfüüridlaadne graniit, mis jääb leiukoha alal 160-180 m sügavusele. Graniidi tootmine on võimalik ainult maa-aluse kaevandamisega. Maardla tarbevaru on 260 milj. m³.

MAAVARADE ILMINGUD. Kaardile on kantud vastavate leppemärkide all aluspõhja kivimites esinevate maavarade (nafta, raud, polümetalsed maagid) ilmingud.

Looduslike bituumenite, mille hulka kuulub ka nafta, kõige sagedasemad (>90 % juhtudest) ilmingud on seotud Hiiumaa lõuna- ja lääneosaga ning Kärdla struktuuri ümbrusega (Kattai jt., 1993). Looduslikud bituumenid esinevad siin valdavalt kivimite (lubjakivi, mergli, liiva) immutusena, aga üksikjuhtudel ka vedela nafta näol poorsetes kivimites. Naftat sisaldavad kivimid avanevad sageli otse pinnakatte alla ja ulatuvad 50-60 m sügavuseni. Kõnealused looduslikud bituumenid on ilmselt migratsioonilise päritoluga ja, arvestades nende lasuvus-tingimusi (väike sügavus, ekraniseerivate kivimkihtide puudumine), antud alal maaperspektiivi ei oma.

Metallsete maavarade ilmingutest on kahtlemata perspektiivikaim Ida-Virumaal Jõhvi-Toila vahemikus registreeritud rauamaagi ilming. Kristalse aluskorra moondekivimeis ca 250 m sügavusel lasuvate

magnetiitkvartsiitide hinnanguline varu on ca 400-600 milj. tonni (Suur-oja, 1996). Suure lasumissügavuse (250-500 m), keerukate mäetehniliste tingimuste ja maagi suhteliselt madala rauasisalduse (<25 %) tõttu ei ole ilming esialgu perspektiivne. Sarnase, aga veelgi väiksema rauasisalduse (<10%) ja varuga magnetiitkvartsiitide leviala on registreeritud kristalse aluskorra kivimeis Lääne-Virumaal Viitna lähistel Sakussaares.

Omaette metalsete maakide ilmingute grupi moodustavad nn. polümetallide (Eestis põhiliselt plii ja tsink) ilmingud. Pliid sisaldavat mineraali galeniiti (PbS) ja tsinki sisaldavat mineraali sfaleriiti (ZnS) leidub Eesti alal aluspõhja kivimeis (nii settelise pealiskorra lubja-kivides - dolokivides kui ka kristalse aluskorra tard- ja moondekivimeis) hajusalt küllaltki laial-daselt, kuid vaid haruharva saavutab nende kontsentratsioon praktilist huvi pakkuva taseme. Viimastest väärivad esiletõstmist juba sajandeid teadaolevad maagiilmingud Viljandimaal Võhma ja Suure-Jaani ümbruses, kus Raikküla lademe mõningal määral purustatud ja dolomiidistunud lubjakivid kontaktil lasuvate devoni setenditega sisaldavad galeniiti ja kohati ka sfaleriiti. Maak esineb hajusate pesadena. Selgelt piiritletud maagikehi ei ole senini leitud. Lääne-Virumaal Haljala-Vanamõisa vahemikus on kümnekonnal ruutkilomeetril ca 200 m süga-vusel lasuvad Kotlini lademe Gdovi kihistu eriterised liivakivid kontaktil aluskorra kivimitega mitme meetri ulatuses tsementeerunud märkimisväärses koguses polümetalle (Pb, Zn) sisal-dava karbonaatse tsemendiga. Pb ja Zn sisaldus kõnealuses kihis küünib 1-2 %-ni. Ida-Viru-maal Uljaste piirkonnas sisaldavad kristalse aluskorra kivimid (nn. mustad kildad)) arvesta-misväärses koguses (1 % ja rohkemgi) polümetalle (Pb, Zn). Selgelt piiritletud maagikeha ei ole siingi leitud.

Üheks arvestamisväärsmaks polümetalsete maakide ilminguks on Hiiumaal Kärkla kraatri ringvalli välisnõlva piirkonnas täheldatu. Siin on 40-50 m sügavusel lasuv Vasalemma kihistu tugevasti dolomiidistunud biohermne lubjakivi kontaktil lamavate kambriumi liivakivide-savidega mitme meetri ulatuses lausaliselt polümetalle (Zn, Pb) kandvate sulfiididega läbi immutatud. Kraatri kirdenõlval, 4 puurauguga piiritletud alal küünib paarimeetrises kihis Zn sisaldus kuni 10 %-ni ja Pb sisaldus kuni 2 %-ni. Maagilasund ei ümbritse kraatrit katkematu vööna, vaid tegu on paljude, veel väljaselgitamata kuju ja ulatusega üksikkehadega. Seni teadaolevaist polümetalse maagistumise ilminguist võiks kõnealust pidada kõige perspektiivikamaks. Lisaks loetletuile väärib mainimist veel polümetalse maagistumise näht Järvamaal Oostriku piirkonnas, kus Pirgu ja Vormsi lademe dolomiidistunud ja poorsed lubjakivid sisaldavad hajusalt galeniiti. Siinse, Oostriku allikaga on seotud Eesti suurim hüdrokeokeemiline (Pb) anomaalia.

KOKKUVÕTE

Laiemale üldsusele mõeldud Eesti aluspõhja geoloogiline ülevaatekaart mõõtkavas 1:400 000 on koostatud Eesti Geoloogiakeskuse spetsialistide poolt mitmete varem (1964-1981) trükkis avaldatud keskmismõõtkavaliste (1:200 000 ja 1:500 000) ja suure hulga aastail 1960-1993 valminud käsikirjaliste suuremõõtkavaliste (1:50 000) aluspõhja geoloogiliste kaartide põhjal. Lisaks otsesele kaardimaterjalile on käesoleva kaardi ja selle lisade (seletuskiri, läbilõiked) koostamisel kasutamist leidnud väga ulatuslik geoloogilise suunitlusega informatsioon (andmed enam kui kümne tuhande puuraugu kohta), mis on kogutud mitmesuguste maavarade (põlevkivi, fosforiidi, lubjakivi jne.) ja põhjavee otsingute-uuringute ning keskmismõõtkavalise süvakaar-distamise (andmed ca 400 aluskorda avava puuraugu kohta) käigus.

Kaardil on kujutatud aluspõhja erivanuseliste kivimkomplekside (lademete) avamusi. Aluspõhi Eestis lausaliselt ei paljandu, vaid on kaetud (> 95 % territooriumist) õhema või paksema (mõnekümnest sentimeetrist kuni sajakonna meetrini) kvaternaarsest setetest koosneva pinnakatte kihiga. Sellest tulenevalt ei ole kivimkomplekside avamusi võimalik looduses otseselt jälgida ning seetõttu on kõik kaardil kujutatud avamusjooned mingil määral konstruksioonilised. Need on saadud harvade paljandite ja arvukate, seda eriti Põhja-Eestis, puuraukude andmetel konstrueeritud aluspõhja reljeefi ja kujutatava kivimkompleksi (lademe) struktuurpindade (tavaliselt lademete piiride) lõikejoonena. Kaardil on kujutamist leidnud ka aluspõhja struktuurielemendid: rikketsoonid, erosioonilised astangud ja orud, kerked ja langatused ning meteoriidikraatrid. Rikete ebaühtlane jaotumus territooriumi piires ei peegelda mitte niivõrd tegelikku olukorda, kuivõrd selle ebaühtlast uuritust. Parema ettekujutuse aluspõhja struktuuridest ja kivimkomplekside lasuvusest, seda eriti väijaspooli nende avamust, annavad kaardile lisatud läbilõiked. Kaardil on ära toodud aluspõhja kivimitega seonduvate maavarade (põlevkivi, fosforiidi, lubjakivi ja dolokivi, savi, liivakivi, mineraalvee) tähtsamad leiukohad. Ulatuslikumaid alasid hõlmavate põlevkivi ja fosforiidi leiukohtade puhul aga ka nende arvel oleva varuga osade piirid. Eesti kõige intensiivsemalt eksploateeritava maavara, põlevkivi puhul on traditsioonilisest vanuselisest järjestusest erineva värviga (pruuniga) ära märgistatud ka seda kandva lasundi (Kukruse lademe) avamusala. Ka huvipakkuvamate potentsiaalsete aluspõhjaliste maavarade nagu raud ja polümetallid (Pb, Zn) ilmingud on kaardile kantud. Tingmärgi ja vastava indeksiga on ära märgistatud lademete stratotüüpsed paljandid.

Kaardiga kaasneb rohkete fotodega illustreeritud ca 60 leheküljeline käesolev seletuskiri. Seletuskirja sissejuhatavas osas on antud lühiülevaade oma lätetega juba eelmise aastasaja algusesse ulatuvast Eesti ala aluspõhja geoloogilise kaardistamise ajaloost ja seni ilmunud vastava suunitlusega kaartidest. Samuti on käsitlemist leidnud kaardi koostamise metoodika ja selle aluseks oleva geoloogilise informatsiooni päritolu.

Põhiosa seletuskirjast hõlmav stratigraafia peatükk on pühendatud kaardil kujutatud strati-graafiliste üksuste (lademete) iseloomustamisele. Antakse ülevaade lademe levikust, strato-tüüpsetest läbilõigetest, avamusalast, tuntumatest paljanditest, paksustest ja lademes aset leidvatest fatsiaalsetest (kivimilistest) muutustest. Iseloomustatakse põgusalt lademe piires välja eraldatud kivimkomplekse - kihistuid, kihistikke, kihte ning mõningal määral ka nende rakenduslikku tähendust. On antud ülevaade kõigist Eesti alal avanevaist proterosoikurni ning paleosoikumi ladekonna koosseisu kuuluvast 50-st litostratigraafilisest üksusest (lademest,

kompleksist).

Aluspõhja struktuure käsitlev peatükk selgitab lühidalt Ida-Euroopa platvormi loodeosas Balti kilbi lõunanõlval asetseva Eesti ala aluspõhjale omast kahekorruselist ehitust. Paleo-proterosoilisel svekofennia lauskurutatud moondekivimeist koosneval ning paleo- ja mesopro-terosoiliste rabakivi ja sellelaadsete graniitide massiividest läbitud, sügavalt denudeeritud ja murenemiskoorikuga kaetud kristalse aluskorra pinnal lasub monoklinaalselt neoproterosoilistest ja varapaleosoilistest settekivimitest kate. Kristalse aluskorra (maakoore) paksus Eesti alal on ca 50 km, settekivimilise kate paksus 100 (Põhja-Eestis) - 800 m (Edela-Eestis). Suurematest struktuurielementidest peale Eesti monoklinaali väärivad veel mainimist Balti sünekliisi põhjanõlv Eesti edelaosas ja Valmiera-Lokno kerge Eesti äärmises lõunaosas Mõniste piirkonnas. Lisaks nimetatud suurtele struktuuridele esineb ka väikeseid mõne ruutkilomeetrise struktuure (kerkelaadsed struktuurid Virumaal Uljaste, Sonda ja Assamalla piirkonnas ning sama suurusjärku langatus Kabalas). Settelise pealiskorra kivimite horisontaalilähedast (lõunasuunaline kallakus keskmiselt 3 m kilomeetri kohta) monoklinaalset lasuvust häirivad rohked (ca 40) lasuvusrikked. Rikete vertikaalne amplituud on 10-40 m, horisontaalne ulatus 10-80 km ja rikketsooni laius 0.1-1 km. Omaette grupi jooneliste rikete seas moodustavad ringmurrangud, mis ümbritsevad Kärkla meteoriidikraatrit ja Märjamaa graniidimassiivi. Põhja-Eesti klindi läheduses esineb ka üksikuid väiksemaid pealenihkeid (Sinimäed, Lammasmägi). Aluspõhja kivimeid mõjutavaist maavälise päritoluga aluspõhjalistest struktuuridest on kaardile kantud 2 väikeste (>200 m läbimõõdus) kaasaegsete (ca 10 000 a) meteoriidikraatrite rühma (Kaali kraatrid Saaremaal - 9 tk ja Ilumetsa kraatrid Põlvamaal - 3 tk) ning 2 mattunud keskordoviitsiumivanuselise hiidkraatrit (Kärkla kraater Hiiuemaal - ca 458 Ma vana ja 4 km läbimõõdus ning Neugrundi kraater Loode-Eesti rannikul - ca 474 Ma vana ja 7 km läbimõõdus).

Peatükis "Arengulugu" antakse ülevaade Eesti ala geoloogilisest agengust ca 1500 Ma kestel alates paleoproterosoikumist kuni paleosoikumi hilisdevoni ajastikuni välja. Paleopro-terosoikumi (ca 1900 Ma) svekofennia mäetekke protsessi ja sellele paleo- ja mesopro-terosoikumis (1670-1540 Ma) järgnenud rabakivi ja sellelaadsete graniitide massiivide sissetungi läbi formeerus Eesti ala kristalne aluskord. Järgneva

ca 900 Ma kestel tekkinud mäed kulutati ja neoproterosoikumis vendi ajastul idast pealetunginud meri leidis ees juba tasandanud ala. Varakambriumis, pärast lühiajalist settekatkestust kordus uuesti idast lähtuva mere pealetung ja ulatuslik terrigeense materjali (savi, aleuriidi, liiva) settimine. Varakambriumi teisel poolel, seoses kaledoonia mäetekke protsessist ajendatud tektooniliste liikumistega, toimus ala arengus märgatav muutus ja uus mere pealetung lähtus juba läänest. Kesk- ning hiliskambriumis ja ka varaordoviitsiumi alul oli settimine Eesti ala madalas rannalähedases meres väga katkendlik. Varaordoviitsiumis formeerus rida meie alale iseloomulikke setendeid -oobolusliivakivi (fosforiit), diktüoneemakilt, glaukoniitliivakivi ja lubjakivi. Oluline muutus basseini arengus toimus varaordoviitsiumis Latorpi ea lõpul, kui seni vallanud terrigeenne sedimentatsioon asendus karbonaatsega. Viimane kestis lühemate ja pikemate katkestustega läbi kogu ordoviitsiumi ja siluri ajastu. Keskordoviitsiumi teisest poolest, seoses Eesti ala kandva Baltika mandrilaama jõudmisega ekvaatori lähistele, ilmuvad meie ala lubisetesse soojalembelised riffe moodustavad organismid. Siluri ajastu kestel taganes meri järk-järgult edelasse. Devoni ajastu alul, tingituna Baltika mandrilaama liitumisest Põhja-Ameerikaga ja sellest tuleneva Ida- Euroopa platvormi üldise kerkimisega, asendus mereline olustik Eesti alal mandrilisega. Eesti lõunaosa kujutas keskdevonis endast laialdast lauged nõgu, kuhu vooluveed kõrgele tõstetud Kaledoonia mägedelt ja Balti kilbi kulutusalt ohtrasti purdmaterjali (liiva, aleuoliiti, savi) kandsid. Hilisdevoni alul taastus Eesti äärmises kaguosas jälle mereline olustik ja karbonaatsete setete (lubimudade) kuhjumine. Keskdevoni Daugava lademe karbonaatsed setendid on Eesti aluspõhja noorimaiks moodustisteks.

Maavarasid käsitlevas peatükis on lühidalt iseloomustatud kaardil märgistatud aluspõhja kivimitega seotud maavarade (põlevkivi, fosforiit, lubjakivi, dolokivi, savi, liivakivi, kristallinne ehituskivi, mineraalvesi) riiklikku tähtsust omavaid leiukohti ja ära toodud nende tarbevaru seisuga 01.01.96. On antud lühiülevaade mõningatest huvipakkuvamatest maavarade (raud, polümetallid, nafta) ilmingutest.

KASUTATUD KIRJANDUS

- Aaloe, A. 1979. Meteoriidikraatrid Ilumetsas. Eesti Loodus, 12, 756-761.
- Einasto, R. 1995. "Liivi Keele" omapärast Baltika arenguloos. Liivimaa Geoloogia. Tartu, 23-32.
- Bekker, H. 1925. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. Koguteos "Eesti". Tartu. 32.
- Brangulis, A. (editor) 1980: Geological Map of the Soviet Baltic republics. Seale 1:500 000. With explanatory note. Leningrad, Nedra, 55.
- Harland, W.B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G. 1990. A geological time seale. Cambridge UK, Cambridge University Press, 263.
- Kajak jt. 1964. - Каяк К. Ф., Паульман В И. 1964. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XV. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kajak jt. 1966. - Каяк К. Ф., Ванамб В И. 1966. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XXI. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kajak jt., 1968a. - Каяк К. Ф., Лийвранд Х. И. 1968. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XIII. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kajak jt., 1968b. - Каяк К. Ф., Лийвранд Х. И. 1968. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XIV. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kajak, 1975 - Каяк К. Ф. 1975. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XVI. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kajak, K. 1976 - Каяк К. Ф. 1976. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XXII. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kajak, K. 1995. Eesti kvaternaarisetete kaart. Mõõtkava 1: 2 500 000. Seletuskiri. Tallinn. 21.
- Kala, E. 1966. - Кала Э. 1966. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-П. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kala, E. 1968. - Кала Э. 1968. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-VIII. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kala, E. 1971a. - Кала Э. 1971. Государственная геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-34-XI. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kala, E. 1971b. - Кала Э. 1971. Государственная геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-34-XI, VI. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kala, E. 1973a. - Кала Э. 1973. Государственная геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-34-XVI, XVII. Мин. гео. СССР. Москва.

- Kala, E. 1973b. - Кала Э. 1973. Государственная геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-34-XVIII. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kala, E. ja Vingisaar P. 1980. Aluspõhja geoloogia kaart keskkoolile 1:400 000. Moskva.
- Kala, E. 1993. Eesti geoloogiline kaart (mõõtkava 1: 2 500 000). Tallinn.
- Kaljo, jt. 1970. - Кальо Д. Л. (ред.). 1970. Силур Эстонии. Таллинн, Валгус, 343.
- Kattai V, Kala E., Suuroja K. 1990. The distribution of natural bitumens on the territory of Estonia. Proc. Estonian Sci. Acad. Geol., 39, 3, 115-122.
- Koistinen, T. (ed.). 1994. Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area. 1:1 miil. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Kirs jt. 1969. - Кире Э. Э., Лийвранд Х. И. 1969. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-X. Мин. гео. СССР. Москва.
- Kukk, M. 1996. - Eesti Vabariigi 1995. a. maavaravarude koondbilansid (seisuga 01. 01. 1996.a.)
- Kõrvel jt. 1964. - Кырвел В.Э., Кырвел Н.С. 1964 Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-IX. Мин. гео. СССР. Москва.
- Lindström, M., Floden, T., Puura, V. and Suuroja, K. 1992. The Kärddla, Tvären and Lockne craters - possible evidence of an ordovician asteroid swarm. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 41. 2. 45-53.
- Luha, A. 1946. Eesti NSV maavarad. Tallinn. 192.
- Masaitis jt. 1980 - Масайтис и др. 1980. Геология астроблем. Ленинград. Недра. 231.
- Mens, Pirrus. 1977. - Мене К., Пиррус Э. 1977. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллинн, Валгус. 68.
- Männil, R. 1966 - Мянниль Р.М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллинн, Валгус, 200 с.
- Nõlvak, J., Meidla, T. 1990. Paekna quarry. In: Field meeting Estonia, 1990. An Excursion Guidebook. Tallinn. 139-142.
- Orviku, K. 1959. - Орвику К. К. (ред.). 1959. Геологическая карта (карта дочетвертичных отложений) Эстонской СССР 1:600 000. Мин. гео. и охраны недр СССР. Москва.
- Perens, H. 1992. Raikküla lademest ja tema liigestamisest avamusalal. RE Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised. 2/1. 27-31.
- Polivko, J. 1965. - Поливко Ю. Л. 1965. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XX. Мин. гео. СССР. Москва
- Polivko, J. 1967. - Поливко Ю. Л. 1967. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XIX. Мин. гео. СССР. Москва

Puura, V. 1974. - Пуура В. А. 1974. Структура Южного склона Балтийского щита Авто-реферат дис. канд. наук. Таллинн. ИГ АН ЭССР. 28.

Puura jt. 1983. - Пуура В. А., Вахер Р. М. и др. 1983. Кристаллический фундамент Эстонии. Москва. Наука, 208.

Puura, V, Suuroja, K. 1992. Ordovician impakt craterat Kärđla, Hiiumaa Island, Estonia. Tectonophysics, 1/2, 143-156.

Põlma, L. 1982. - Пылма Л. 1982. Сравнительная литология карбонатных пород ордовика Северной Прибалтики. Таллинн. Валгус, 164.

Raukas, A., Pirrus, E., Rajamäe, R. and Tiirmaa, R. 1995. On the age of the meteorite craters at Kaali (Saaremaa island, Estonia). Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 44, 3, 177-183.

Reinwaldt, I. 1928. Bericht über geologische Untersuchungen am Kaalijärv (Krater von

Reinwaldt, I. 1928. Bericht über geologische Untersuchungen am Kaalijärv (Krater von Sall) aus Ösel.- Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, 11 (also in: Loodusuurijate Seltsi Aruanded, 35, 30-70.

Rõõmusoks, A. 1983. Eesti aluspõhja geoloogia. Tallinn, Valgus, 223.

Schmidt, Fr. 1958. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. - Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kuri., Ser. 1, 2, 248 S.

Stumbur, H. 1966.- Стумбур Х. А. 1966. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-1. Мин. гео. СССР. Москва.

Stumbur, H. 1967a.- Стумбур Х. А. 1967. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-III. Мин. гео. СССР. Москва.

Stumbur, H. 1967b. - Стумбур Х. А. 1967. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-IV. Мин. гео. СССР. Москва.

Stumbur jt. 1968a. - Стумбур Х. А., Йыги С. О. 1968. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1 :200 000, лист 0-35-VI. Мин. гео. СССР. Москва.

Stumbur jt. 1968b. - Стумбур Х. А., Йыги С. О. 1968. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-VII. Мин. гео. СССР. Москва.

Suuroja, K. ja Saadre, T. 1995. Loode-Eesti gneissbretšad senitundmatu impaktstruktuuri tunnistajaina. Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised, 5/1, 26-28.

Suuroja, K. 1996. - Eesti rauamaagist. Eesti Loodus, 6, 183 - 186.

Жмаенок, А.1963. - Жмаенок А. И. 1963. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист 0-35-XXIII. Мин. гео. СССР. Москва.

Žmaenok, A. 1969. - Жмаенок А. И. 1969. Геологическая карта СССР (карта дочетвертичных отложений) 1:200 000, лист Ö-35-V. Мин. гео. СССР. Москва.

Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., van der Voo, R., Trench, A., Abrahamsen, N. and Haliorsen, E., 1992. Baltica. A synopsis of Vendian - Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications. *Earth-Science Reviews*, 33, 133-152.

Tucker, R. D. and McKerrow. 1995. Early Paleozoic chronology: a review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32. 4.

BEDROCK GEOLOGICAL MAP OF ESTONIA 1:400 000

The bedrock geological map of Estonia at a scale of 1:400 000 has been compiled at the Geological Survey of Estonia on the basis of several medium-scaled maps (1:500 000 and 1:200 000) published in 1964 - 1981 and numerous large-scaled manuscript maps (1:50 000) compiled in 1960 - 1993. In addition to the mapping results, the authors have used the data of more than 20 000 boreholes drilled in the course of exploration works of several mineral re-sources (oil shale, phosphorite, limestone etc.) and groundwater, as well as the information collected during medium-scaled deep mapping of the crystalline basement (the data of 400 boreholes penetrating to the crystalline basement).

The map presents outcrop areas of rock complexes of different age (regional stages). In Estonia the bedrock is not directly exposed on the Earth's surface, more than 95 % of the territory is covered by Quaternary deposits, their thickness varying between some tens of centimetres and about hundred metres. Therefore the outcrops of the rock complexes cannot be directly followed in the field conditions and the border lines of the stages are always some-what conventional. They present the intersection lines of structural surfaces usually borders of the rock complexes (regional stages) bedrock surface, at which the bedrock surface has been constructed using the data of numerous (especially in Northern Estonia) boreholes, as well as the few data of the exposures. The map presents also bedrock structural elements, such as fault zones, erosional escarpments and buried valleys, uplifts, depressions and mete-orite (impact) craters. The faults are distributed areally rather irregularly, which probably does not reflect the real situation, but is due to the fact that some regions have been studied geo-logically more completely than others. Geological sections give a supplementary overview of the bedrock structures and bedding of rock complexes, especially outside their outcrop areas. On the map there are also presented major mineral deposits related to the bedrock (oil shale, phosphorite, limestone and dolostone, claystone, sandstone, mineral water). For the oil shale and phosphorite deposits distributed on wide areas, the boundaries of their proved reserves are given as well. Estonia's most widely used mineral resource is oil shale, on the map the outcrop area of oil shale bearing deposits (the Kukruse Regional Stage) has been coloured brown, the latter differing from the colours used for marking the traditional time sequence of the Ordovician rock complexes. On the map there are also given the occurrences of major potential mineral resources related to the bedrock, such as Fe and polymetallic ores (Pb, Zn). The stratotypical exposures of regional stages are marked by corresponding sign and indices.

The map is supplemented with explanatory notes illustrated with numerous photographs. Introduction gives a brief overview of the history of geological mapping works carried out on Estonian territory and

geological maps compiled. The first chapter About the methods of map compilation contains a brief survey of the map compiling works and the origin of geological information used.

The second chapter, Stratigraphy, forming the major part of the explanatory notes, characterizes the stratigraphical units (regional stages): distribution area, stratotypical sections, outcrop areas, main exposures, thicknesses and the facial (lithological) changes occurring within the stage are discussed. The rock complexes distinguished within the stage (formations, members, beds) and their usage are briefly characterized. An overview is presented about the 50 Proterozoic and Paleozoic lithostratigraphical units (regional stages, complexes) distributed on Estonian territory.

Estonia is located in the northwestern part of the East European Platform, on the southern slope of the Baltic Shield. In its bedrock two structural stages can be distinguished, which are briefly discussed in the next chapter Bedrock structures. The crystalline basement consists of strongly folded metamorphic rocks which are penetrated by Paleo- and Mesoproterozoic rapakivi and rapakivi-like granite intrusions. The basement rocks have been subjected to intense denudation and are covered by a crust of weathering. The crystalline basement is overlain by monoclinical Neoproterozoic and Early Paleozoic sedimentary rocks. On Estonian territory the thickness of the crystalline basement (Earth's crust) is about 50 km and the thickness of the sedimentary cover varies between 100 m in Northern Estonia and 800 m in Southwestern Estonia. In addition to the Estonian Monocline two major structural elements should be mentioned: the northern slope of the Baltic Syncline in Southwestern Estonia, and the Valmiera-Lokno Uplift in Southern Estonia near Mõniste. Besides bigger bedrock structures, there are also smaller ones covering some square kilometres, e.g. uplift-like structures in Northeastern Estonia in Uljaste, Sonda and Assamalla regions, and a depression at Kabala, having approximately similar dimensions. The bedding of the sedimentary cover is close to horizontal (southward inclination 3 m/km on the average), but there are numerous (ca 40) linear dislocations. The dimensions of the latter are as follows: vertical amplitude 10-40 m, horizontal spread 10-80 km and the width of the fault zone 0.1-1 km. Among the linear dislocations circular faults are distinguished, surrounding the Kärddla meteorite crater and Märjamaa granite massifs. In the North Estonian clint area also single small overlaps and are recorded. Among the bedrock structures of extraterrestrial origin, on the map there are presented two groups of small (<200 m in diameter) contemporary (<10 000 years) meteorite craters (nine craters at Kaali on Saaremaa Island and three craters at Ilumetsa in Põlva county), and two buried huge Early Paleozoic craters (Kärddla crater on Hiiumaa Island - ca 458 Ma, 4 km in diameter, and Neugrund crater in the mouth of Gulf of Finland - ca 474 Ma, 7 km in diameter).

The chapter Geological development gives an overview of geological situation on Estonian territory during approximately 1500 Ma, since Paleoproterozoic up to Late Devonian (Paleozoic). The crystalline

basement of Estonia was formed in the result of Svecofennian orogenic processes in Paleoproterozoic (ca 1900-1800 Ma) and the following intrusion of rapakivi and rapakivi-like granites in Paleo- and Mesoproterozoic (1670-1540 Ma). During the next 900 Ma the mountains were eroded, and by Neoproterozoic, when the transgression of the sea began, the area was already flattened. In Early Cambrian, after short sedimentation discontinuity, new transgression of the sea from the east began and extensive deposition of terrigenous material (clay, silt, sand) started. During the second half of Early Cambrian, in connection with tectonic movements caused by Caledonian orogenetic processes, remarkable changes took place in the development of the area and the following sea transgression occurred from the west. In Middle and Late Cambrian as well as in the beginning of Early Ordovician in the shallow coastal sea the deposition was extremely inconsequent. In Early Ordovician were formed several deposits which are characteristic of Estonian area - Obolus sandstone (phosphorite), Dictyonema shale and glauconitic sandstone. An important change in the basin's development took place in the end of Early Ordovician, when terrigenous sedimentation was replaced by carbonaceous sedimentation. The latter lasted, with shorter or longer breaks, through whole Ordovician and Silurian. Since the second half of the Ordovician, when the Baltic continental plate started to move towards the equator, the occurrence of thermophile reef-forming organisms can be recorded in the carbonaceous deposits in Estonia's area. During the Silurian Estonia's area reached the vicinity of the equator, and the sea retreated gradually to the southwest. In the beginning of the Devonian the Baltic continental plate linked up with the North American plate, which resulted in general uplift of the East European Platform. In the result of these processes marine environment was gradually replaced by terrestrial. During almost the whole Middle Devonian there was an extensive depression, where big amounts of clastic sediments (sand, silt, clay) were carried by running waters from the uplifted Caledonian mountains and Baltic Shield denudation area. In the beginning of Late Devonian in the southwesternmost part of Estonia the marine environment recurred and carbonaceous muds deposited in this area. The carbonaceous deposits of Upper Devonian Daugava Regional Stage are the youngest deposits of Estonia's bedrock.

The chapter Mineral deposits describes the deposits of mineral resources related to the bedrock (oil shale, phosphorite, limestone, dolostone, claystone, sandstone, crystalline building stone, mineral water) which are presented on the map and that are of state economic value. The proved reserves of the above-mentioned deposits (January 01, 1996) are also given. Some occurrences of interesting mineral resources (iron, polymetallic ores, oil) are shortly described.

Fotod

Foto 1. Põhja-Eesti klint Pakri poolsaare läänerannikul. Nii ta seal seisab, põhjamaiselt karge ja kaunina, eestimaiselt mõtlitkõsisena - meie rahvusliku iseolemise sümbolina. T. Saadre foto.

Foto 2. Pirita lademe ja selle koosseisu kuuluva Lükati kihistu stratotüüp Pirita jõe vasak-kaldal Lükati silla lähisel. Paljandi alaosas paljandub Lükati kihistu aleuroliidi vahekihtidega savi, ülaosas - Tiskre kihistu aleuroliit. T. Saadre foto.

Foto 3. Türisalu pank on Pakerordi lademe Türisalu kihistu stratotüübiks. Panga alaosas paljanduva aleuroliidi - liivakivilasundi alumine pool kuulub alamkambriumi Pirita lademe Tiskre kihistusse, ülemine - alamordoviitsiumi Pakerordi lademe Kallavere kihistusse. Lasundi keskosas on jälgitav nende vahelist lünka markeriv basaalkonglomeraat. Paljandi keskosas stratotrüüpse Türisalu kihistu diktüoneemakilt. Pangaastangu ülemise kolmandiku moodustavad alam- ja keskordoviitsiumi (Volhovi kuni Lasnamäe lade) lubjakivid. T. Saadre foto.

Foto 4. Kambriumi (Tiskre kihistu) ja ordoviitsiumi ladestu (Kallavere kihistu) piiri tähistav basaalkonglomeraat Pakri neemel. T. Saadre foto.

Foto 5. Pangaastang Pakri neemel (rootsi keeles Pakerort) on Pakerordi lademe stratotüübiks. Panga jalamil paljandub ca 3 m ulatuses alamkambriumi Pirita lademe Tiskre kihistu aleuroliit koos sellepealse basaalkonglomeraadiga. Lasuvad, ca 3 m paksune liivakivi (Kallavere kihistu) ja 5 m paksune diktüoneemakilda (Türisalu kihistu) kompleks kuuluvad stratotüüpsesse Pakerordi lademesse. T. Saadre foto.

Foto 6. Väike-Pakri saare põhjarannikul paljandub Latorpi lademe Leetse kihistu glauko-niitliivakivi iasund oma täies (ca 3,5 m) paksuses. T. Saadre foto.

Foto 7. Valaste - mitte üksnes Eesti kõrgeim juga, vaid ka kõrgeim (ca 28 m) aluspõhja paljand, mis ulatub (alt) kambriumi sinisavide (Lontova lade) pinnalt kuni keskordoviitsiumi Aseri lademe lubjakivideni. T. Saadre foto.

Foto 8. Kunda lademe Valgejõe kihistu ja Nõmmeveski kihistiku stratotüüp Valgejõe paremal kaldal Nõmmeveski kohal. Stratotüüpne lasund paljandub kaldajärsaku ülaosas ca 3 m ulatuses. Veepiiril paljandub alamkambriumi Pirita lademe Tiskre kihistu liivakivi. T. Saadre foto.

Foto 9. Tehislik paljand (veelask) Põhja-Eesti klindil Ida-Virumaal Saka lähisel. Paljand ulatub alamkambriumi Pirita lademe Lükati kihistu liivakividest-savidest (veepiiril) kuni keskordoviitsiumi Lasnamäe lademe lubjakivideni. Rohekassinine tase märgistab Latorpi lademe Leetse kihistu glaukonitliivakivi, selle alune pruun vöö aga diktüoneemakilt. Paljand on Volhovi lademe Toila kihistu Saka kihistiku stratotüübiks. T. Saadre foto.

Foto 10. Utria pank Ida-Virumaal. Panga jalamil paljandub Pirita lademe Lükati kihistu aleuoliidi vahekohtidega savi. Läbilõiget lõpetava lubjakivilasundi ülaosa on Kunda lademe Utria kihistiku stratotüübiks. T. Saadre foto.

Foto 11. Sügisese metsa rüppe peitunud Põhja-Eesti klint Ida-Virumaal Toila lähistel. See astang on Volhovi lademe Toila kihistu stratotüübiks. T. Saadre foto.

Foto 12. Põhiosa Suur-Pakri rannaastangust kuulub Lasnamäe lademe lubjakivile. Astangu jalamil paljandub Kunda lademe Pakri kihistu, milles esineb ka üksikuid väiksemaid Osmussaare tüüpi settesooni. Veepiiril Volhovi lademe Toila kihistu lõheline lubjakivi. T. Saadre foto.

foto.

Foto 13. Osmussaare kirdeosa rannaastangus jälgitava Kunda lademe Pakri kihistu bretšastunud liivalubjakivi pinnal olev tugev katkestuspind on ilmselt seotud Neugrundi sündmuse (meteoriidiplahvatuse) järgse kulutusega. T. Saadre foto.

Foto 14. Mäekalda paljand Tallinnas Lasnamäe nõlval. Siin paljanduvad keskordoviitsiumi Lasnamäe (läbilõike ülaosas), Aseri ja Kunda (läbilõike keskosas) ning alamordoviitsiumi Volhovi lademe lubjakivid. T. Saadre foto.

Foto 15. Harjumaal Kallaste panga teesüvendis paljandub Lasnamäe lademe Vão kihistu lubjakivi. T. Saadre foto.

Foto 16. Loode-Eestis Põõsaspea neemel paljandub Jõhvi lademe savikas lubjakivi. See on lademe läänepoolseim paljand. T. Saadre foto.

Foto 17. Kunda lademe Pakri kihistu kerogeenne liivakas mergel (pruun) liivalubjakivi mugulatega stratotüüpse Väike-Pakri saare rannaastangus. T. Saadre foto.

Foto 18. Rannaastang Väike-Pakri saare põhjarannikul sellele iseloomulike lubjakivi alla-langenud plaatidega. Nähtavas ca 10 meetrises läbilõikeosas paljanduvad (alt üles) Latorpi, Volhovi, Kunda, Aseri, Lasnamäe ja Uhaku lademe kivimid. T. Saadre foto.

Foto 19. Inimese ja looduse poolt loodu - justnagu teineteise tarvis. Lasnamäe lademe lubjakivi väljaulatuvad nukid Toompea tugimüüris. T. Saadre foto.

Foto 20. Põlevkivi - Eesti kõige intensiivsemalt eksplateeritava maavara tootuslasund Aidu karjääris Ida-Virumaal. T. Saadre foto.

Foto 21. Läänemaal Ristna neeme kaldaastangus paljandub Keila lademe savikas lubjakivi ja lademe alumise (Ristna) ning ülemise (Laagri) vöö piiri markeeriv metabentoniit (sisselõike tasemel). T. Saadre foto.

Foto 22. Harjumaal Ämari lennuvälja ääres väikeses paemurrus paljandub Keila lademe kihistu savikas (vasarast kõrgemal) ja mikroterine (allpool vasarat) lubjakivi. T. Saadre foto.

Foto 23. Biohermid Vasalemma kihistus samanimelise paemurru seinas. Ümbriskivimiks on kihiline lausjämedetritne tsüstiidlubjakivi nn. Vasalemma marmor. T Saadre foto.

Foto 24. Kadakalau rannaastangus paljandub ca 2.5 m ulatuses Vormsi lademe Kõrgessaare kihistu alaosa mikroterine lubjakivi. S. Suuroja foto.

Foto 25. Läänemaal Pusku paemurrus paljandub põhiliselt Raikküla lademe sama-nimelise kihistu teraline lubjakivi. Ülal õhuke (ca 0.5 m) kiht afaniitset lubjakivi. T. Saadre foto.

Foto 26. Jaani lademe (kihistu) ülaossa kuuluv lausdolomiidistunud bioherm Muhumaal Koguva paemurrus. Koguva leiukoha dolomiit on arvestatav maavara. H. Perensi foto.

Foto 27. Väljaprepareerunud Jaani lademe (kihistu) biohermid Muhumaal Rannaniidi pangal. H. Perensi foto.

Foto 28. Saaremaa loodeosas Jaagarahu lademe (kihistu) stratotüübiks olevas sama-nimelises, osaliselt veega täitunud paemurrus paljandub Vilsandi kihtide ülaosa organogeenne lubjakivi. G. Baranovi foto.

Foto 29. Ida-Saaremaal Kübassaare panga jalamil veepiiril paljandub Rootsiküla lademe plaatjas dolomiit. H. Perensi foto.

Foto 30. Saaremaal Ariste lahe äärsel Kaugatuma pangal, mis on samanimelise lademe ja kihistu stratotüübiks, paljandub Äigu kihtide ülaosa jämedetritne organogeenne lubjakivi nn. sõrmuspaas. H. Perensi foto.

Foto 31. Eesti ala Siluri ladestu noorimaks setendiks on Saaremaal Sõrve poolsaarel

Foto 32. Jaani lademe Mustjala kihistiku lainjaskihilise lubjakivi väike rändpangas Kõinastu laiul. H. Perensi foto.

Foto 33. Järvemaal Paide lähisel endise Mündi paemurru seinas paljandub Raikküla lademe primaarne (laguunne) plaatjas dolomiit on hinnatav ehituskivi. T. Saadre foto.

Foto 34. Pärnumaal Anelema paemurrus paljandub Jaani lademe Anelema kihistu dolomiit on kõlbulik nii kvaliteetse killustiku valmistamiseks kui ka kasutamiseks ehituskivina. T. Saadre foto.

Foto 35. Kaarma paemurd Saaremaal. Siin murtakse viimistluskivi valmistamiseks Paadla lademe Sauvere kihtide paksukihilist primaarset dolomiiti. H. Perensi foto

Foto 36. Devoni ladestu Gauja lademe liivakivisse rajatud käigud vanas Piusa kaevanduses. T. Saadre foto

Foto 37. Devoni ladestu vanimaks paljanduvaks setendiks Eestis on Tori lähisel Pärnu jõe vasakul kaldal stratotüüpses läbilõikes paljandub Pärnu lademe Tori kihistiku liivakivi. T. Saadre foto.

Foto 38. Tartus ürgoru nõlval asuv kalmistu paljand on Aruküla lademe ja samanimelise kihistu stratotüübiks. T. Saadre foto.

Foto 39. Salapäraselt kaunid on keskdevoni Burtneki lademe (kihistu) liivakivi paljandid Ahja jõe äärses Suur-Taevaskojas. T. Saadre foto.

Foto 40. Piusa liivakarjäär samanimelise jõe ja raudteejaama lähistel, kus kaevandatakse keskdevoni Gauja lademe (kihistu) kvartslüivakivi klaasi tootmiseks. T. Saadre foto.

Foto 41. Keskdevoni Plavinase lademe Snetogori (all) ja Pihkva kihtide (ülal) karbonaat-kivimite paljand Tiirhanna vanas paemurrus, Eesti-Vene kontrolljoone vahetus läheduses. T. Saadre foto.

Foto 42. Ilumetsa meteoriidikraatrite suurimaks (läbimõõt ca 100 m) on Gauja lademe liivakividesse süüvinud Põrguhaua kraater. A. Põldvere foto.

Foto 43. Kaali järv Saaremaal samanimelise meteoriidikraatri süvikus. T. Saadre foto.

Foto 44. Kunda ja Volhovi lademe purustatud lubjakividesse tunginud bretšalaadse lubiliivakivi sooned-kehad Osmussaare kirderannikul. T. Saadre foto.

Foto 45. Kunda lademe Pakri kihistu voolujälgedega bretšalaadne lubiliivakivi Kunda ja Volhovi lademe lubjakivi tükkidega Osmussaare idarannikul. T. Saadre foto.

Foto 46. Osmussaare kirderannikul paljanduv Kunda lademe Pakri kihistu bretša on ilmselt seotud Neugrundi struktuuri (meteoriidikraatri) tekkega. Bretšalasundi kulutatud pinnal lasuvad rõhtsalt Kunda lademe Loobu kihistu (kulutuspinnast kuni sulepeani) ja Lasnamäe lademe Vao kihistu (sulepeast kõrgemal) lubjakivid. Nende vahele jääva Aseri lademe (kihistu) kivimid antud läbilõikes puuduvad. T. Saadre foto.

Foto 47 ja 48. Neugrundi struktuuri (meteoriidikraatri) ringvallilt pärit bretšastunud kristalse aluskorra kivimi rahnud Loode-Eesti rannikul Põõsaspea neemel. T. Saadre foto.

Foto 49. Enamus aluspõhja geoloogilise kaardi koostamiseks vajalikust informatsioonist on saadud puursüdamikest. Hiiumaal Paluküla lähistel Kärkla kraatri välisnõlva piirkonnas puuritud puuraugu K-15 südamikus süg. 71.0-82.0 m on näha meteoriidiplahvatusel tekkinud kivimid. T. Saadre foto.

Foto 50. Tufilaadne impaktbretša Kärkla mattunud meteoriidikraatri süvikust. Vasakpoolne ja keskmine puuraugust K-12 vastavalt 411 ja 391 m sügavuselt, parempoolne - puuraugust K-18 395 m sügavuselt. S. Suuroja foto.

Joon. 51-54. Imeliselt kaunis on Põhja-Eesti pankrannik (klint) - meie aluspõhja kõige suursugusem ja ulatuslikum paljand, meie rahvuslikku iseolemist sümboliseeriv loodusmälestis. T. Saadre fotod.

Photos

Photo 1. North Estonian Klint on the western coast of Pakri Peninsula. Photo by T. Saadre.

Photo 2. Stratotype of the Pirita Regional Stage and the Lükati Formation on the left bank of Pirita River not far from Lükati bridge. In the lower part of the exposure crops out clay with siltstone intercalations of the Lükati Formation, in the upper part siltstone of the Tiskre Formation. Photo by T. Saadre.

Photo 3. Türisalu Cliff is the stratotype of the Türisalu Formation (Pakerort Regional Stage). The lower part of the siltstone-sandstone deposit cropping out in the lower part of the cliff belongs to the Tiskre Formation (Lower Cambrian, the Pirita Regional Stage), the upper part to the Kallavere Formation (Lower Ordovician, the Pakerort Regional Stage). In the middle of the exposure crops out the Dictyonema argillite of the stratotypic Türisalu Formation. The uppermost part of the cliff consists of Lower and Middle Ordovician limestones (the Volkhov to Lasnamägi regional stages). Photo by T. Saadre.

Photo 4. The basal conglomerate marking the boundary of the Cambrian (the Tiskre Formation) and the Ordovician (the Kallavere Formation) on Pakri Cape. Photo by T. Saadre.

Photo 5. The cliff on Pakri Cape ("Pakerort" in Swedish) is the stratotype of the Pakerort Regional Stage. On the foot of the cliff is exposed the siltstone of the Tiskre Formation (the Pirita Regional Stage) together with overlying basal conglomerate. The overlying sandstone (the Kallavere Formation) and the Dictyonema shale (the Türisalu Formation) beds belong to the stratotypic Pakerort Regional Stage. Photo by T. Saadre.

Photo 6. On the northern coast of Väike-Pakri Island the glauconite sandstone of the Leetse Formation (the Latorp Regional Stage) is exposed in its full extent. Photo by T. Saadre.

Photo 7. Valaste waterfall is not only the highest waterfall in Estonia, but also the highest (ca 28 m) bedrock outcrop reaching from the Cambrian blue clays (the Lontova Regional Stage) up to the Middle Ordovician limestones of the Aseri Regional Stage. Photo by T. Saadre.

Photo 8. The stratotype of the Nõmmeveski Member (the Valgejõgi Formation, the Kunda Regional Stage) on the left bank of Valgejõgi River at Nõmmeveski. The stratotypic member is exposed in the upper part of the bluff in the extent of 3 m. On the waterline is exposed sandstone of the Tiskre Formation (the Pirita Regional Stage, Lower Cambrian). Photo by T. Saadre.

Photo 9. Man-made exposure (spillway) on North Estonian klint near Saka village (Ida-Viru county). The extent of the exposure is from the sandstones and clays of the Lükati Formation (the Pirita Regional Stage, Lower Cambrian) cropping out on the waterline, to the Middle Ordovician limestones of the Lasnamägi Regional Stage. The greenish-blue level marks glauconite sandstone of the Leetse Formation (the Latorp

Regional Stage), the underlying brown rock is Dictyonema shale. The exposure is the stratotype of the Saka Member of the Toila Formation (the Volkhov Regional Stage). Photo by T. Saadre.

Photo 10. Utria Cliff in Ida-Viru county. On its foot are exposed silt- and sandstones of the Lükati Formation (the Pirita Regional Stage). The uppermost part of the overlying limestone deposit is the stratotype of the Utria Member (the Kunda Regional Stage). Photo by T. Saadre.

Photo 11. North Estonian Klint near Toila village (Ida-Viru county) is the stratotype of the Toila Formation (the Volkhov Regional Stage). Photo by T. Saadre.

Photo 12. Major part of the coastal escarpment of Suur-Pakri Island has been formed in the limestone of the Lasnamägi Regional Stage. On the foot of the escarpment is exposed the

Pakri Formation (the Kunda Regional Stage), which contains single small Osmussaar-type sedimentational veins. On the waterline is seen glauconitic limestone of the Toila Formation (the Volkhov Regional Stage). Photo by T. Saadre.

Photo 13. In the the coastal escarpment of northeastern Osmussaar Island can be observed discontinuity surface on the brecciated sandy limestone of the Pakri Formation (the Kunda Regional Stage) which has probably formed in the result of denudation which followed the Neugrund event (meteoritic explosion). Photo by T. Saadre.

Photo 14. Mäekalda exposure in Tallinn on the slope of Lasnamägi where are exposed the Lower Ordovician limestones of the Volkhov Regional Stage (in lower part), Middle Ordovician limestones of the Aseri and Kunda (in middle part), and Lasnamägi regional stages (in upper part). Photo by T. Saadre.

Photo 15. In the road excavation in Kallaste Cliff (Harju county) is exposed limestone of the Vão Formation (the Lasnamägi Regional Stage). Photo by T. Saadre.

Photo 16. The westernmost exposure of argillaceous limestones of the Jõhvi Regional Stage is Põõsaspea Cape in Northwestern Estonia. Photo by T. Saadre.

Photo 17. The coastal escarpment of Väike-Pakri Island is the stratotype of the Kunda Regional Stage, represented by kerogenous sandy marl (brown) with nodules of sandy limestone. Photo by T. Saadre.

Photo 18. Coastal escarpment of Väike-Pakri Island with characteristic collapsed limestone blocks. In the visible 10-m section the rocks of the following regional stages are exposed (from the base): Latorp, Volkhov, Kunda, Aseri, Lasnamägi, and Uhaku. Photo by T. Saadre.

Photo 19. From nature to people. Protruding edges of the limestone of the Lasnamägi Regional Stage in the supporting wall of Toompea Castle in Old Tallinn. Photo by T. Saadre.

Photo 20. Oil shale is Estonia's most widely used mineral reserve. The productive bed in Aidu quarry, Ida-Viru county. Photo by T. Saadre.

Photo 21. In the coastal escarpment of Ristna Cape (Harju county) is exposed the argillaceous limestone of the Keila Regional Stage. The metabentonite marking the boundary of lower (Ristna) and upper (Laagri) belts of the regional stage is observable as well. Photo by T. Saadre.

Photo 22. In a small limestone quarry not far from Ämari airfield (Harju county) is exposed the Keila Formation of the Keila Regional Stage. Limestone is argillaceous above the hammer and microcrystalline below it. Photo by T. Saadre.

Photo 23. Bioherms in the bedded coarse-detritic cystidal limestone of the Vasalemma Formation (the so-called Vasalemma marble) in Vasalemma limestone quarry. Photo by T. Saadre.

Photo 24. In the coastal escarpment of Kadakalaid Islet is exposed approximately 2 m of microcrystalline limestone of the lower part of the Kõrgessaar Formation (the Vormsi Regional Stage). Photo by S. Suuroja.

Photo 25. In Pusku limestone quarry (Lääne county) the limestone of the Raikküla Formation (the Raikküla Regional Stage) is represented mainly by crystalline limestone. The upper layer (about 0.5 m) consists of aphanitic limestone. Photo by T. Saadre.

Photo 26. The intensely dolomitized bioherm in the upper part of the Jaani Regional Stage (Formation) in Koguva quarry (Muhu Island). The Koguva dolomite is used as building stone.

Photo by H. Perens.

Photo 27. The bioherms in the Rannaniidi Cliff (Muhu Island) belong to the Jaani Regional Stage (Formation). Photo by H. Perens.

Photo 28. Jaagarahu limestone quarry (northwestern part of Saaremaa Island) partly filled with water is the stratotype of the Jaagarahu Regional Stage (Formation). The exposed organogenic limestone belongs to the upper part of the Vilsandi Beds. Photo by G. Baranov.

Photo 29. On the foot of Kübassaare Cliff (eastern Saaremaa Island) the plate-like dolomite of the Rootsiküla Regional Stage is exposed on water line. Photo by H. Perens.

Photo 30. Kaugatuma Cliff at Ariste Bay (Saaremaa Island) is the stratotype of the regional stage and formation of the same name. In the section is exposed the bioclastic limestone of the upper part of the Äigu Beds. Photo by H. Perens.

Photo 31. The wavy-bedded limestone of the Ohesaare Regional Stage exposed in the cliff of the same name is the youngest Silurian deposit on Estonia's territory. Photo by H. Perens.

Photo 32. An erratic boulder of wavy-bedded limestone of the Mustjala Formation (the Jaani Regional Stage) on Kõinastu Islet. Photo by H. Perens.

Photo 33. The plate-like primary (lagoonal) dolomite of the Raikküla Regional Stage is exposed in the wall of former Mündi quarry not far from Paide town (Järva county). Photo by T. Saadre.

Photo 34. The dolomite of the Anelema Formation, Jaani Regional Stage exposed in Anelema quarry (Pärnu county) can be used as building stone, as well as for making high-quality road metal. Photo by T. Saadre.

Photo 35. Kaarma limestone quarry on Saaremaa Island. The thick-bedded primary dolomite of the Sauvere Beds (the Paadla Regional Stage) is used as finishing stone. Photo by H. Perens.

Photo 36. Galleries excavated in the sandstone of the Gauja Regional Stage (Devonian) in the former Piusa mine. Photo by T. Saadre.

Photo 37. The stratotypic exposure of the sandstone of the Tori Member (the Pärnu Regional Stage) on the left bank of Pärnu River near Tori village. This sandstone is the oldest Devonian deposit exposed on the territory of Estonia. Photo by T. Saadre.

Photo 38. The Kalmistu exposure in Tartu on the slope of buried valley is the stratotypic exposure of the Aruküla Regional Stage and the formation of the same name. Photo by A. Pöldvere.

Photo 39. The sandstone of the Middle Devonian Burtneik Regional Stage (Formation) at Suur Taevaskoda on the bank of Ahja River. Photo by T. Saadre.

Photo 40. Piusa sand quarry is located not far from the river and railway station of the same name. The quartzose sandstone of the Gauja Regional Stage (Formation) excavated in the quarry is used for making glass. Photo by T. Saadre.

Photo 41. In the abandoned Tiirhanna limestone quarry located in the neighbourhood of Estonian-Russian economic border are exposed the carbonaceous rocks of the Snetogor (in the lower part) and the Pihkva (in the upper part) beds of the Plavinas Regional Stage (Middle Devonian). Photo by T. Saadre.

Photo 42. Among Ilumetsa meteorite craters the biggest is the Põrguhaud crater (ca 100 m in diameter) cut into the sandstone of the Gauja Regional Stage. Photo by A. Pöldvere.

Photo 43. Lake Kaali (Saaremaa Island) in the depression of the meteorite crater of the same name. Photo by T. Saadre.

Photo 44. The veins/bodies of breccia-like limy sandstone pressed into the crashed lime-stones of the Kunda and Volkhov regional stages on the northeastern coast of Osmussaar Island. Photo by T. Saadre.

Photo 45. The breccia-like limy sandstone of the Pakri Member (the Kunda Regional Stage) with flow traces, containing the pieces of limestone of the Kunda and Volkhov regional stages on the eastern coast of Osmussaar Island. Photo by T. Saadre.

Photo 46. The breccia of the Pakri Member (the Kunda Regional Stage) on the north-eastern coast of Osmussaar Island is probably related to the formation of the Neugrund structure (meteorite crater). On the abraded surface of the breccia lie horizontally the limestones of the Loobu Formation of the Kunda Regional

Stage (between the discontinuity surface and the pen), and the Vao Formation of the Lasnamägi Regional Stage (above the pen). The rocks of the Aseri Regional Stage (Formation) are missing in this section. Photo by T. Saadre.

Photos 47 and 48. A boulder of brecciated crystalline basement rock (amphibolite) originating from the rim wall of the Neugrund structure (meteorite crater) on Põõsaspea Cape, Northwestern Estonia. Photo by T. Saadre.

Photo 49. Bedrock maps are compiled mostly on the basis of drillcore data. In the drillcore from borehole K 15 performed near Paluküla (Hiiumaa Island) on the external slope of the Kärđla meteorite crater at a depth of 71.8–82.0 m are recorded the rocks formed in the result of meteorite explosion. Photo by T. Saadre.

Photo 50. Tuff-like impact breccia from the depression of the buried Kärđla meteorite crater. On the left and in the middle drillcore from borehole K 12, depths 411 and 391 m correspondingly, on the right borehole K 18, depth 395 m. Photo by S. Suuroja.

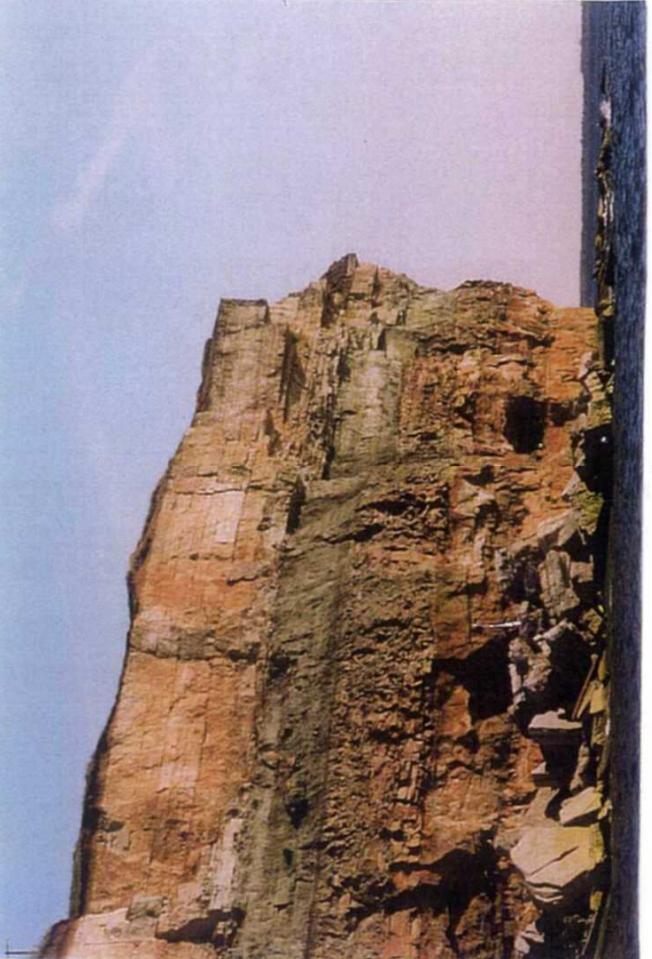
Photos 51–54. North Estonian cliffed shore (klint), the symbol of our national independence, is extremely beautiful. It is also the most majestic and extensive exposure of Estonia's bedrock. Photos by T. Saadre.

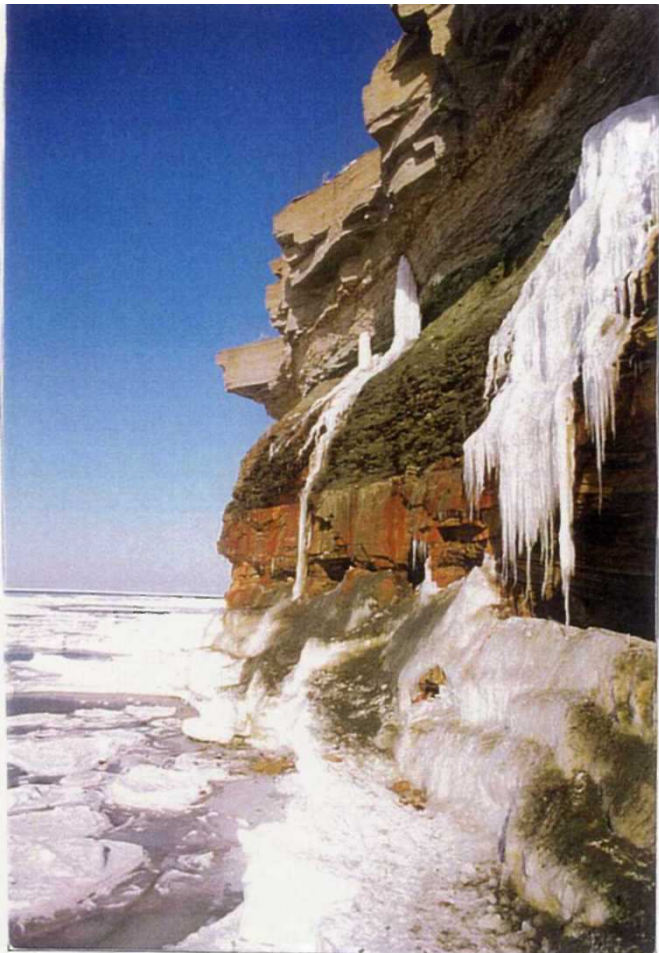


2 4

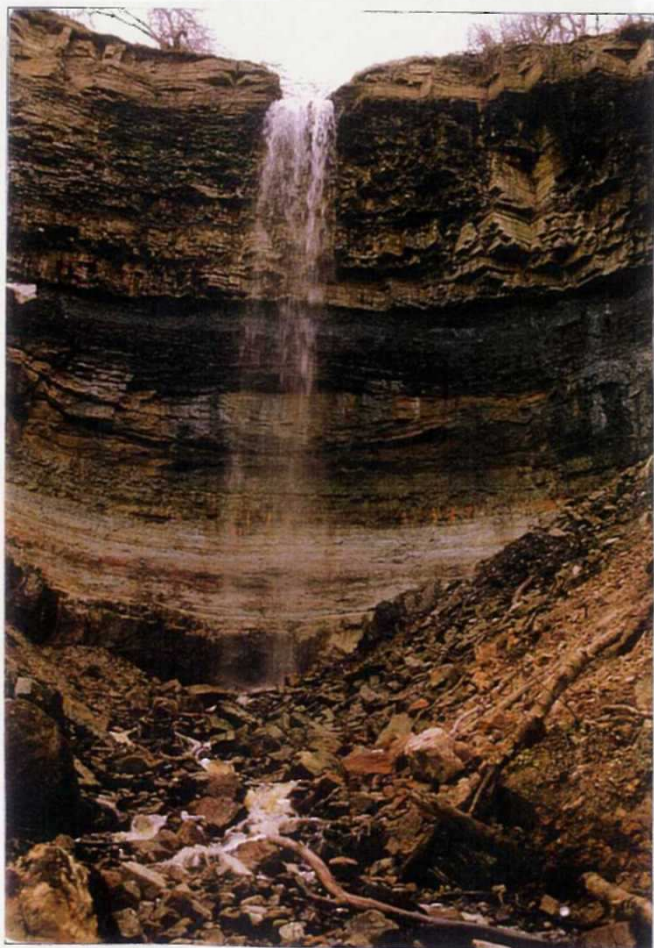


1 3



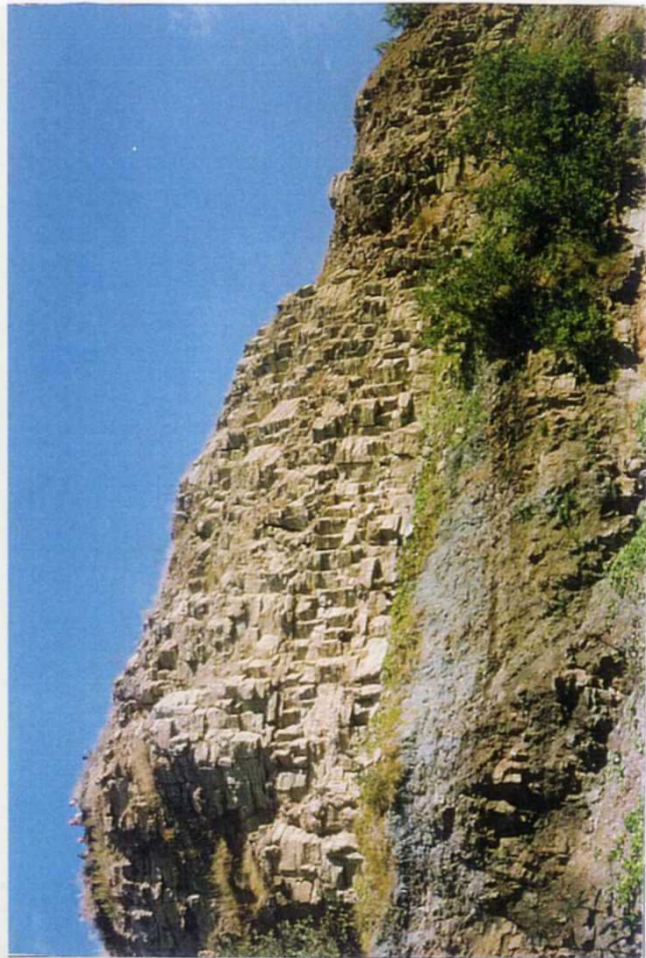


5 6

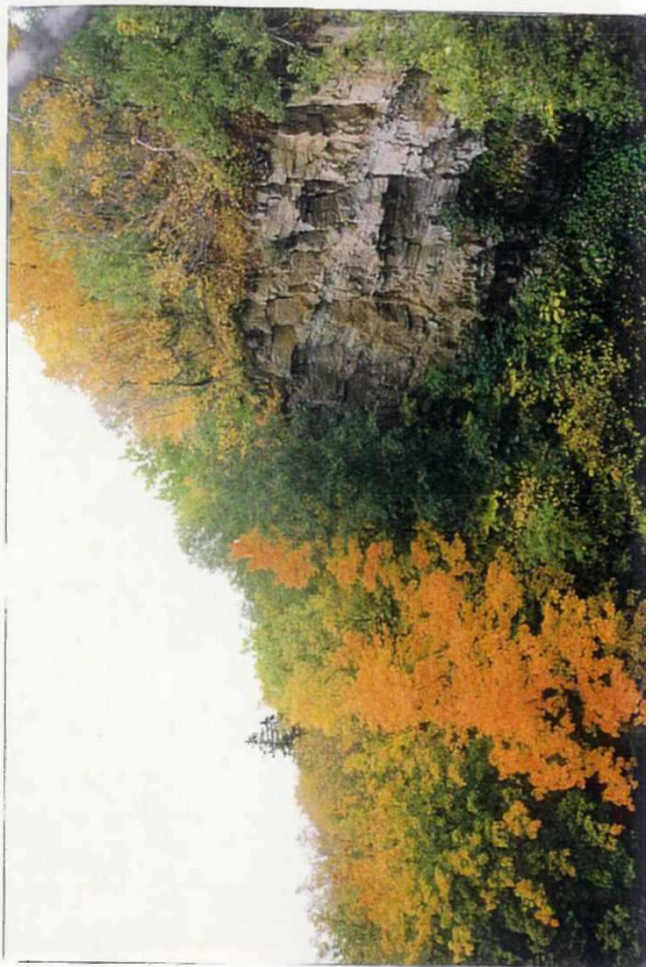


7 8

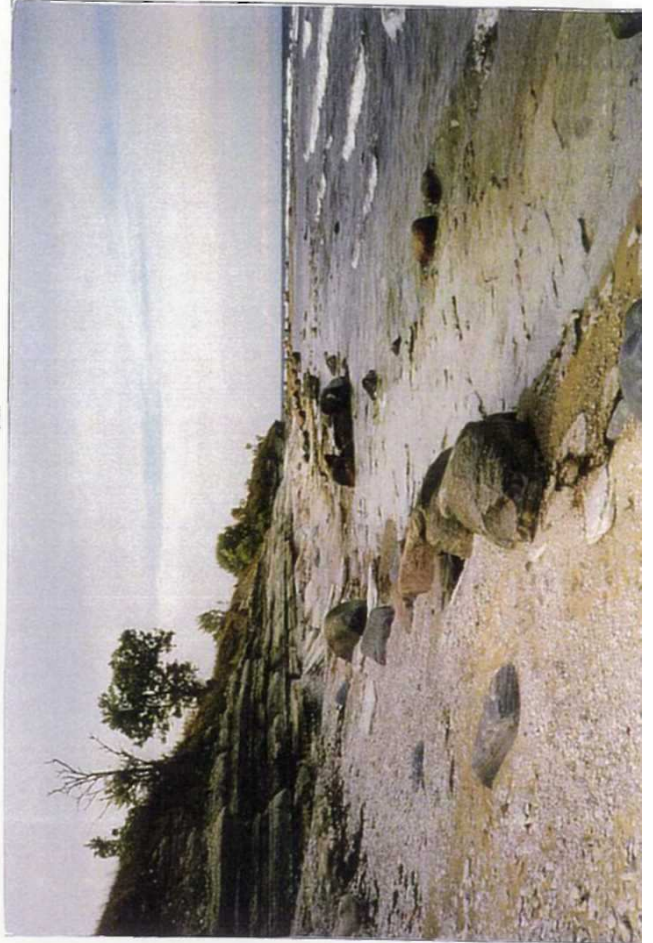




9
11



10
12

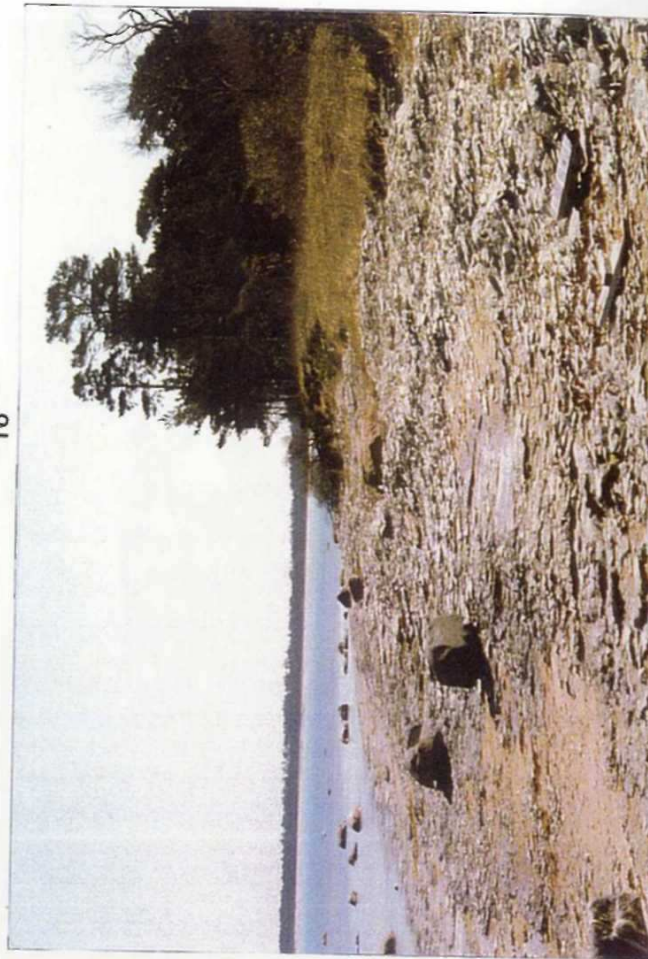
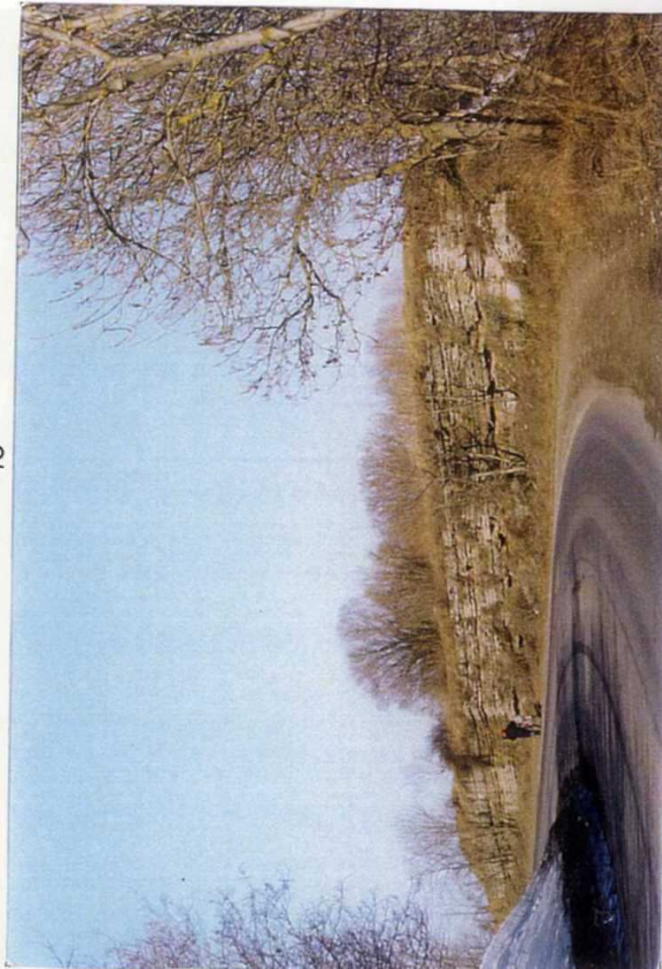




13
15



14
16





17
18



19
20

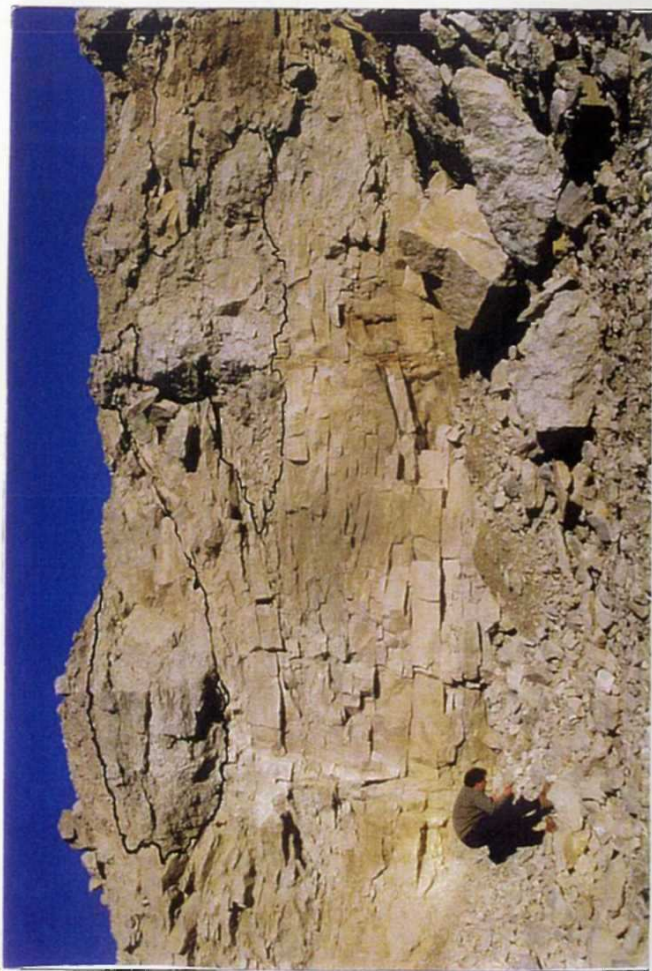




21
23



22
24

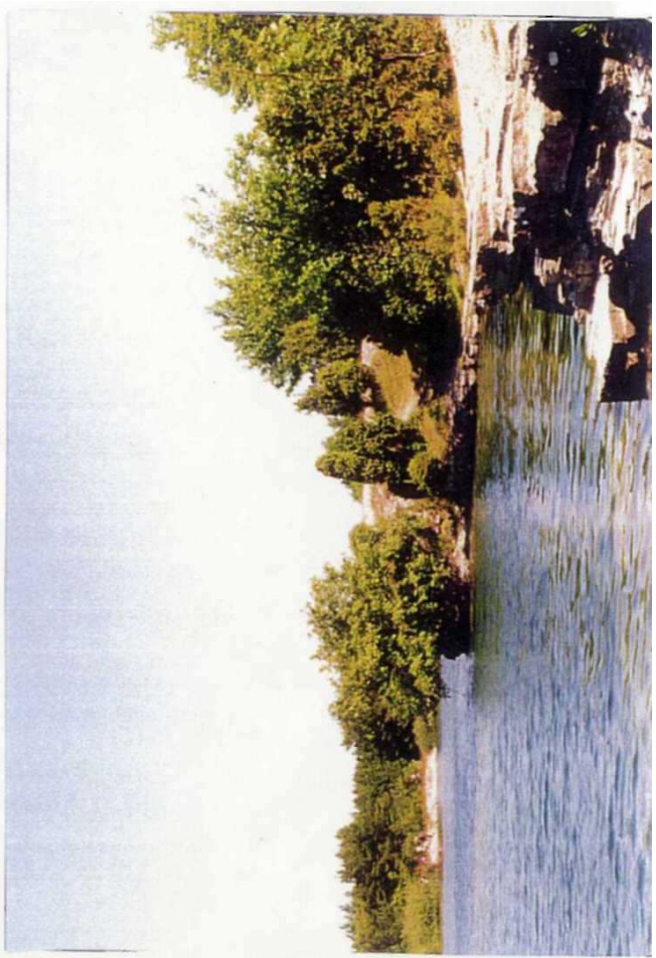
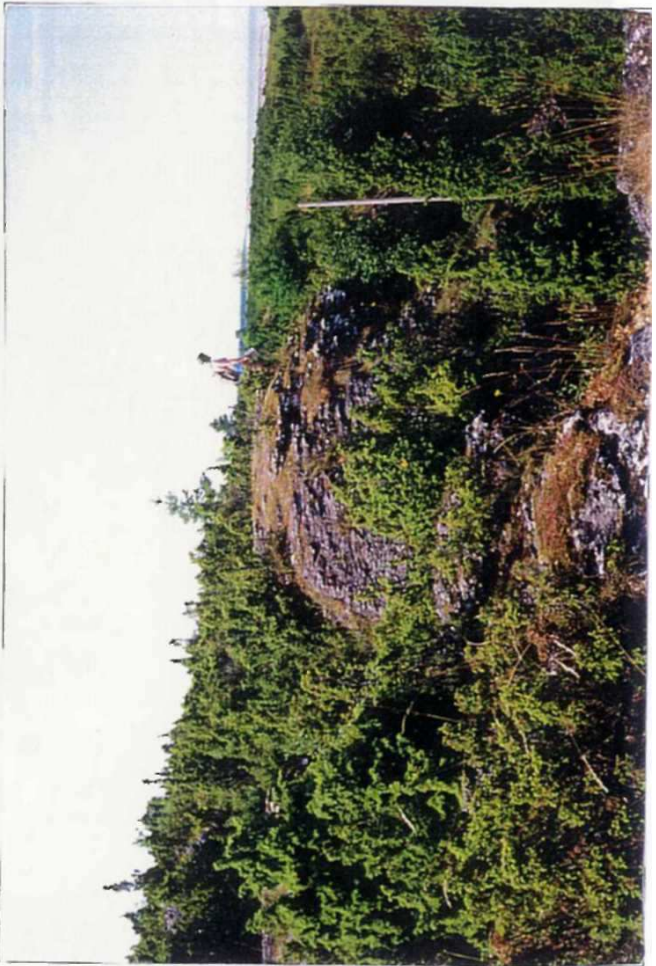




25
27



26
28





29
31

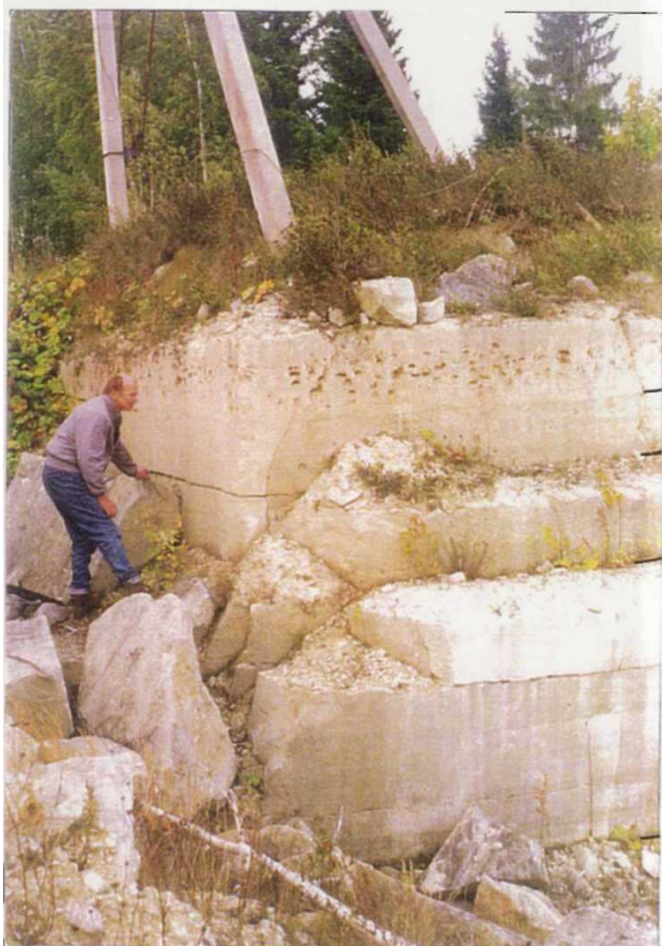


30
32

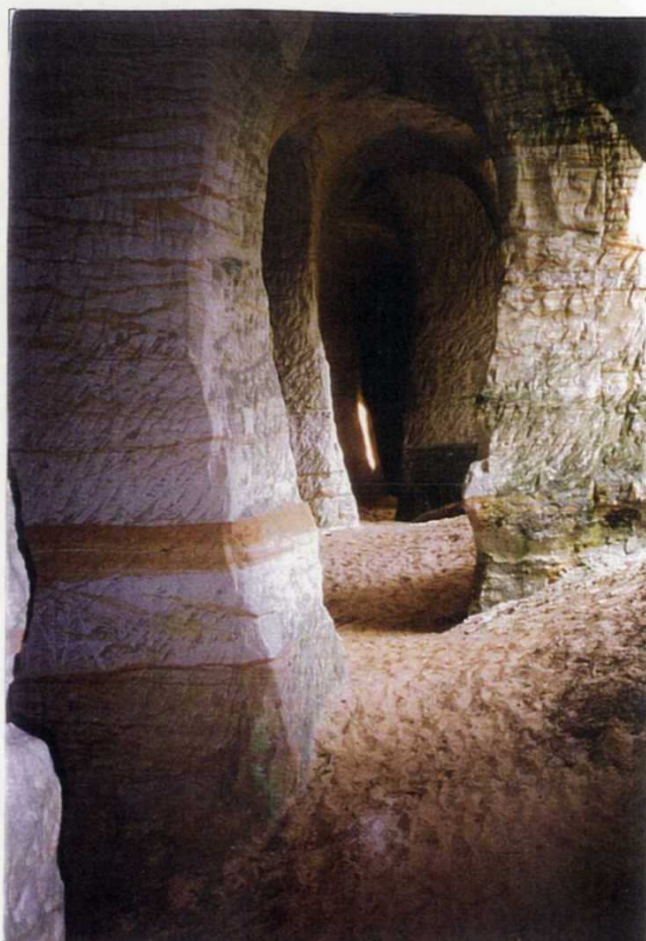


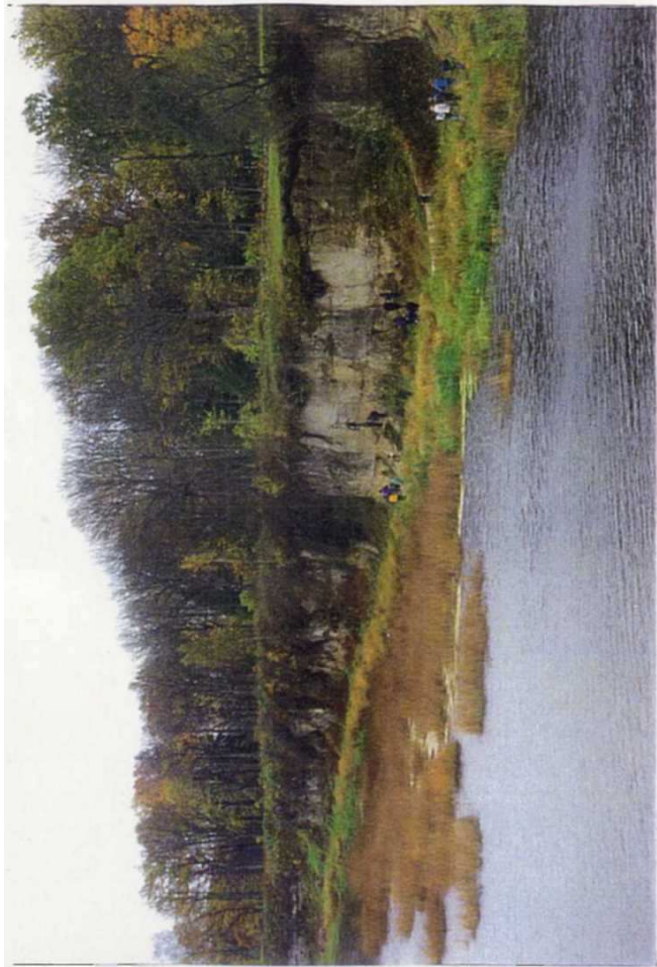


33
34

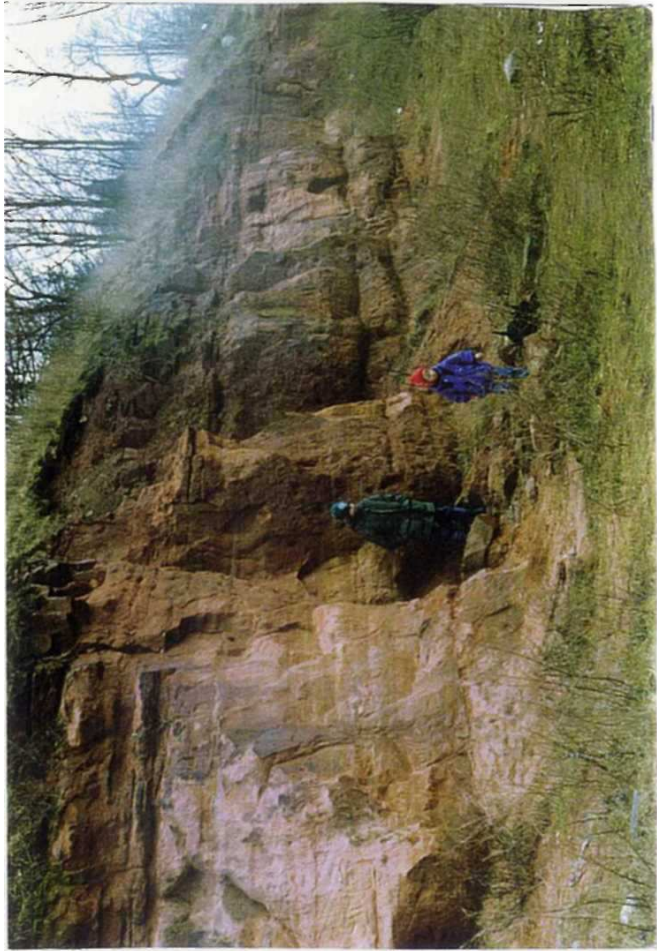


35
36

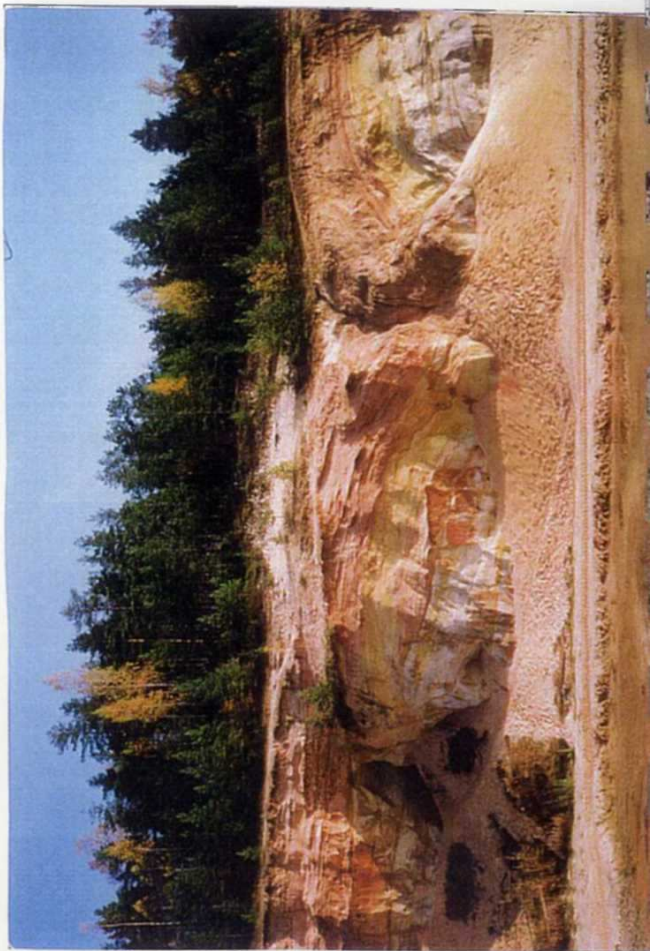
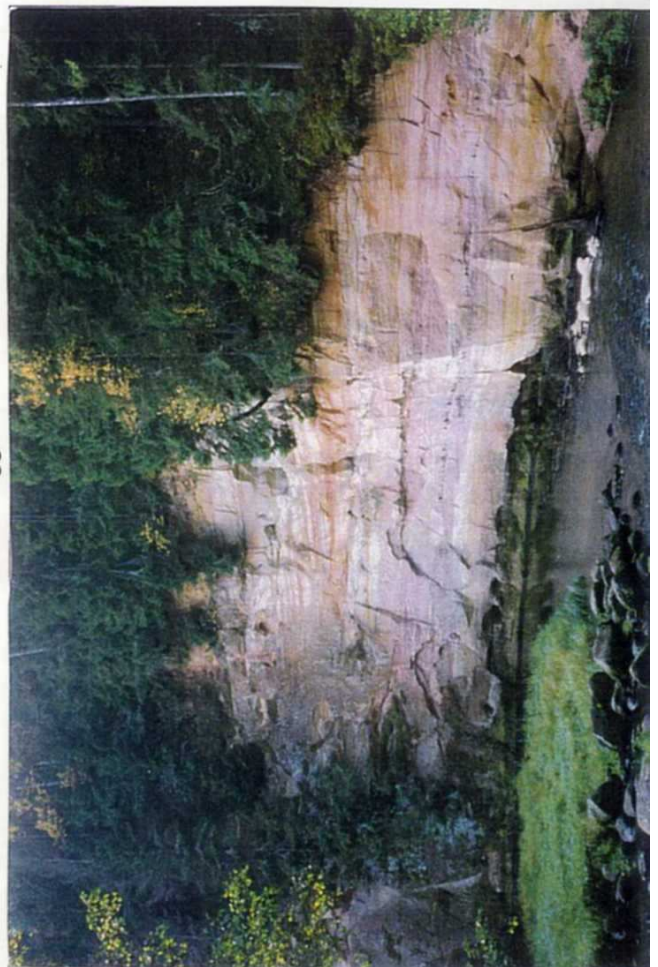




37
39

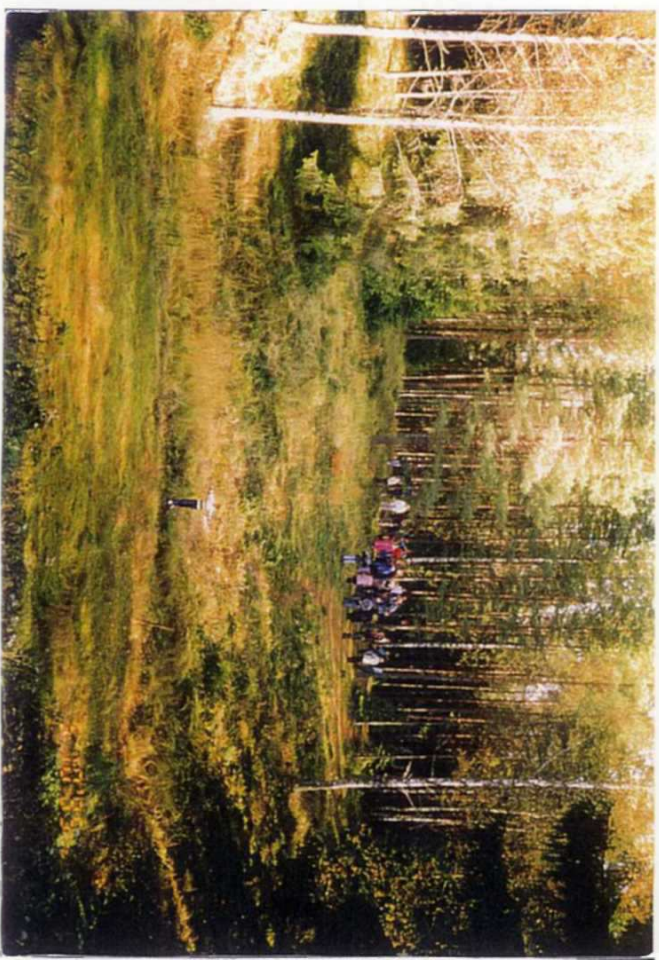


38
40





41
43



42
44





45
47



46
48





49



50



51
52



53
54

