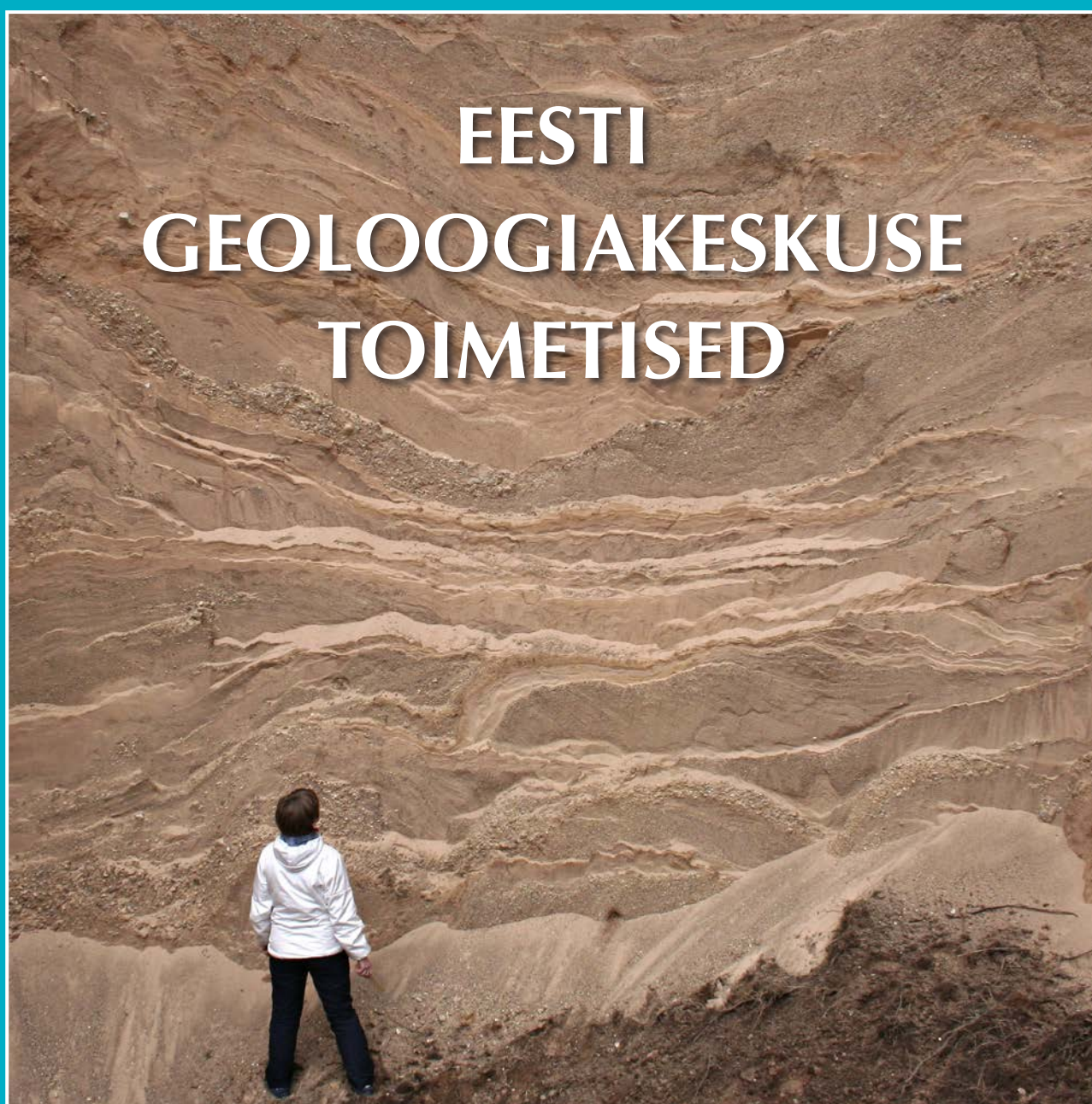




75 aastat Eesti geoloogiateenistust



Eesti Geoloogiakeskus
Geological Survey of Estonia



**EESTI
GEOLOOGIAKESKUSE
TOIMETISED
11/1**



**BULLETIN
OF THE GEOLOGICAL
SURVEY OF ESTONIA
11/1**

Eesti Geoloogiakeskus
Tallinn 2012

Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised
Ilmub 1991. aastast

Bulletin of the Geological Survey of Estonia
Published since 1991

Eesti Geoloogiakeskuse ajakiri, ilmub ebaregulaarselt.

Journal of the Geological Survey of Estonia,
published irregularly.

Toimetus: Kadaka tee 82, 12618 Tallinn
Tel 672 0094
Faks 672 0091
E-post egk@egk.ee

Editorial office: Kadaka tee 82, 12618 Tallinn
Tel. + 372 672 0094
Fax + 372 672 0091
E-mail egk@egk.ee

Toimetaja: Anne Põldvere
Keeletoimetaja: Mare Kukk

Editor: Anne Põldvere
Language editor: Mare Kukk

Toimetuskolleegium: Leho Ainsaar ja Kalle Kirsimäe
(Tartu Ülikooli Ökoloogia- ja Maateaduste Instituut);
Enn Pirrus (Tallinna Tehnikaülikooli Mäeinstituut);
Vello Klein, Anne Põldvere ja Kalle Suuroja (Eesti
Geoloogiakeskus)

Editorial board: Leho Ainsaar and Kalle Kirsimäe (Insti-
tute of Ecology and Earth Sciences at the University
of Tartu); Enn Pirrus (Department of Mining at Tallinn
University of Technology); Vello Klein, Anne Põldvere
and Kalle Suuroja (Geological Survey of Estonia)

Küljendus: Heikki ja Garmen Bauert

Layout: Heikki & Garmen Bauert

ISSN 1021-7428

© Eesti Geoloogiakeskus, 2012

Kaanepilt: Fluvioglatsiaalsed setted Kobilo karjääris, Konguta vallas Tartumaal 2009. aasta aprillis.
Ain Põldvere foto.

SISUKORD

75 aastat Eesti geoloogiateenistuse jalajälgedes. <i>Vello Klein</i>	5
Paluküla lugu ehk kuidas graniiti otsides leiti meteoriidikraater. <i>Kalle Suuroja</i>	15
Devoni stratigraafia Eestis: hetkeseis ja probleemid. <i>Elga Mark-Kurik ja Anne Põldvere</i> ...	31
Eesti turba kasutusvõimaluste uuring balneoloogia valdkonnas. <i>Mall Orru</i>	53
Kavandatavate lubjakivi karjääride mõju Tuhala nõiakaevu toitealale ja salajõgede valgalale. <i>Mihkel Štokalenko</i>	65
Kagu-Eesti karbonaatne Devon pakub geoloogile üllatusi. <i>Ain Põldvere</i>	69

ÜLEVAADE

Euroopa Liidu energia ja maavarade projekt 2010–2013. <i>Mare Kukk</i>	78
--	----

IN MEMORIAM

Kalju Kajak 1929–2011	80
Jaan Kivisilla 1941–2012	80

75 AASTAT EESTI GEOLOOGIATEENISTUSE JALAJÄLGEDES

VELLO KLEIN

Eesti Geoloogiakeskus, Kadaka tee 82, 12618 Tallinn; v.klein@egk.ee

Artiklis tutvustatakse Eesti geoloogiateenistuse ajalugu läbi kolme asutuse tegevuse: Eesti Geoloogiline Komitee (1937 – 1940), Eesti NSV Geoloogia Valitsus (1957 – 1991) ja Eesti Geoloogiakeskus (alates 1991. aastast). Geoloogiateenistuse erinevatel arenguetappidel käsitletakse geoloogilist kaardistamist, maavarade ja põhjavee uurimistöid ning teisi geoloogilisi uurimismeetodeid.

Märksõnad: Eesti geoloogiateenistus, geoloogiline kaardistamine, maavarad, hüdrogeoloogia, geofüüsika, geochemia, keskkonnageoloogia, meregeoloogia, laboratoorsed uuringud, geoloogiafond.

Geoloogiateenistuse mõiste on kasutusele võetud juba ülemöödunud sajandil, kui esimesed tänapäevani oma klassikalise sisu ja vormi säilitanud riiklikud geoloogiateenistused loodi Suurbritannias 1835. ja USA-s 1840. aastal. Ka lähinaabrite Rootsi (1858), Venemaa (1882) ja Soome (1886) esialgu geoloogia komiteede või komisjonide nime all moodustatud geoloogiateenistused on samuti auväärse eaga. Käesolevat ülevaadet alustame Eesti Geoloogilise Komitee moodustamisest, sest enne seda toimus Eesti Vabariigis geoloogia-alane ja geoloogiateenistusele omane uurimistegevus üsna killustatult Mäeameti ja mitmete väikeste ettevõtete vahel (Kajak 1998).

EESTI GEOLOOGILINE KOMITEE

Eesti Vabariik oli saanud iseseisvalt areneda juba ligi 20 aastat, kui põhjanaabri Soome mudelit järgides otsustati moodustada Majandusministeeriumi juurde Eesti Geoloogiline Komitee, mille ingliskeelne nimevariant oli kohe Geological Survey of Estonia. Komitee asutati 3. juunil 1937 presidendi dekreedil alusel – Mäeseadusele lisati §§ 13/1 – 13/7, mis moodustasid eripeatüki pealkirjaga Geoloogiline Komitee. Komitee üheksaliikmeline koosseis kinnitati lõplikult 6. augustil ja esimene eelarve majandusministri poolt 18. oktoobril 1937. Esialgses tegevuskavas oli rõhutatud kaht põhieesmärki: (1) Eesti pinnakatte geoloogilist kaardistamist ja (2) Eesti fosforiiditavara täpsemat määramist. Nende ümber Geoloogilise Komitee tegevus aastatel 1937 – 1940 ka peamiselt koondus, kolme aastaga suudeti uurida 7 fosforiidi leiukohta (Maardu, Iru, Ülgase, Valkla, Tsitre, Saka, Aseri) ja viia

läbi pinnakatte kaardistamine kokku 650 km² suurusel alal (Võru ja Põlva ümbrus) (Aruanne... 1940). Tihe kontakt loodi Soome, Rootsi ja Venemaa geoloogia komiteedega, kust otsiti eeskujude trükiste, kaardilehtede aruannete, juhendite ja tingmärgitabelite näol. Geoloogilise Komitee tegevust toetasid igati Tartu Ülikool ja Tallinna Tehnikaülikool, kelle tööruume, kolleksioone ja raamatukogusid oli võimalus kasutada. Lõuna-Eesti kaardistamisaladel kasutati võimalust pakkuda Tartu Ülikooli üliõpilastele praktikavõimalust pinnakatte geoloogilisel kaardistamisel. Kahjuks sai Eesti Geoloogilise Komitee tegevus kesta vaid 1940. aasta augustini, kui nõukogude okupatsioonivõim komitee likvideeris.

Mingil moel jätkus Geoloogilise Komitee algatatud tegevus siiski ka II Maailmasõja ja Saksa okupatsiooni ajal Majandusministeeriumi "Tööstuslike Uurimiste Instituudi Geoloogia Osakonnas", kus jätkuvalt ametlikult kasutati Geoloogilise Komitee säilinud pitsatit jms (Jaanusson 1994). Ka peale sõda nõukogudepäraseks muudetud nimega Eesti NSV Tööstuse Teadusliku Keskinstituudi maavarade osakond jätkas piiratud mahus geoloogiateenistusele omaseid uuringuid. Kui 1947. aastal vastloodud Eesti NSV Teaduste Akadeemia juures alustas tööd Geoloogia Instituut (TA GI), siis kandis see organisatsioon tervelt 10 aasta jooksul edasi Geoloogilise Komitee järjepidevust, tegeledes ka geoloogiateenistusele omaste töösuundadega nagu maavarade otsingud-uuringud, hüdrogeoloogilised uurimistööd, geoloogiliste ülevaatekaartide koostamine jms. Erilist esiletõstmist väärivad sel perioodil TA GI poolt koostatud nii Eesti aluspõhja kui pinnakatte geoloogilised kaardid mõõtkavas 1:200 000, mille

baasilt oli geoloogiateenistusel hea jätkata juba plaanipärase ja konditsioonile vastava geoloogilise kaardistamisega järgnevatel aastakümnetel.

RIIGI GEOLOOGIATEENISTUS NÕUKOGUDE PERIOODIL (1957 – 1991)

8. augustil 1957. aastal moodustati Eesti NSV Ministrite Nõukogu (MN) määrusega nr 273 Eesti NSV MN juurde Geoloogia ja Maapõue Kaitse Valitsus (edaspidi lühendatult Eesti Geoloogia Valitsus), millest alates on tänase Eesti Geoloogiakeskuse (EGK) tegevus, ehkki erinevate alluvussuhete ja nimemuutustega, olnud tervikuna järjepidev.

Tänu olukorrale, et Tartu Ülikool suutis õige pea pärast II Maailmasõda taastada geoloogide koolituse, jätkus ka geoloogiateenistusele rahvuslikku kaadrit. 35 aasta jooksul – kuni Eesti Vabariigi iseseisvuse taastamiseni 1991. aastal suudeti läbi viia mitmetasemelist geoloogilist kaardistamist, laiahaardelisi hüdrogeoloogilisi ja maavarade-alaseid uurimistöid. Kuna EGK trüki- ja „Geoloogilise kaardistamise poolsajand“ (Vingisaar, Kukk 2007), „Turbauuringute poolsajand“ (Oru jt. 2008), „Hüdrogeoloogia poolsajand“ (Perens jt. 2008), „Süvakaardistamise veerandsajand“ (Vingisaar, Niin 2008) ja „Ehitusmaterjalide uuringute poolsajand“ (Vingisaar, Rändur 2009) sisaldavad ülevaateid ülalnimetatud perioodist, on järgnevas piiratud vaid valikulise valdkonna tutvustamisega. Geofüüsika, meregeoloogia, geochemia ja keskkonnageoloogia, eelkõige aga põlevkivi ja fosforiidi uurimist käsitlevad ülevaated on veel trükiks ettevalmistamata.

Püüdes siinkohal ikkagi kirjeldada põgusalt geoloogiateenistuse tegevust nimetatud 35 aasta jooksul, tuleb alustada geoloogilisest kaardistamisest, mis loob alati aluse ja eeldused kõigile teistele uuringutele ja uurimistöödele. Vaatamata nõukogude süsteemile oma seale kõrgele salastatuse astmele suudeti rahvuslikule kaadrile toetudes läbi viia Eesti territooriumi keskmisemõõtkavaline (1:200 000) kompleksne geoloogiline kaardistamine. Ajavahemikus 1958–1975 koostati ja avaldati käsikirjaliselt väikeses tiraažis kõik Eestit hõlmavad O-seeria kaardilehed ning nendega koos 38 aruannet, neist 15 originaalsel välitöömaterjalil põhinevat. Vaid kolm Põhja-Eesti kaardilehte (O-35-I; O-35-III ja O-35-IV) koostati varasema ja osalt ka detailsemate põlevkivi, fosforiidi ja hüdrogeologi-

liste uurimistööde põhjal kogutud materjali alusel. Need lehed kujutasid Tallinna, Kunda, Kohtla-Järve, Sillamäe ja Narva ümbrust. Ligi pool sajandit tagasi koostatud kaardilehed, küll hilisemate täienduste ja kaasaegsema vormistusega, on tänaseni aluseks kõigi Eesti geoloogiliste ülevaatekaartide koostamisel. Täielik ülevaade komplekskaardistamise mõõtkavas 1:200 000 geoloogilistest aruannetest ja kaartidest on toodud ülevaates „Geoloogilise kaardistamise poolsajand“ (Vingisaar, Kukk 2007).

Pea samaaegselt keskmisemõõtkavalise kaardistamisega alustati 1959. aastal valikuliselt ka suuremõõtkavalist kaardistamist (1:50 000) maavarade uurimise eesmärgil, eelkõige Kirde-Eestis ning põhjaveevarude kindlakstegemiseks Tallinna jt suuremate linnade ümbruses.

Kuna Nõukogude Liidu territooriumil tervikuna ei nähtud ette plaanipärast suuremõõdulist geoloogilist kaardistamist, siis ei saanud seda loomulikult planeerida ka liiduvabariigis. Seda enam on hinnatav, et esialgu maavarade otsingu-uuringutöödega seotuna, hiljem 1970–1980-ndatel aastatel hüdromelioratiivsete uurimistööde kontekstis õnnestus Eesti geoloogiateenistusel koostada järk-järgult Põhja-Eesti, Hiiumaa, Saaremaa ja osaliselt ka Kesk-Eesti kohta kompleksed geoloogilised kaardilehed mõõtkavas 1:50 000. Viimased täiendused tehti järelekaardistamise korras veel 80-ndate teises pooles Rakvere fosforiidiala ja kogu põlevkivirajooni kaardilehtedel. Kokkuvõtteks oli nõukogude perioodi lõpuks kogunenud 40 täieliku kompleksusega ja 28 osalise kompleksuse või kaetusega käsikirjalist kaardilehte. See moodustas hea platvormi, millelt uuesti Eesti Vabariigi tingimustes sai edasi minna.

Kui 1960-ndate alguses hakati Nõukogude Liidus maagimaardlate otsingu eesmärgil propageerima nn **süvakaardistamist** ja sellega seotud sügavpuurimist, tõstatus aluskorra uurimisvõimalus ka Eesti Geoloogia Valitsuses. Tolleaegse juhtkonna nõusolekul alustati uurimiserühma komplekteerimist ning enne süvakaardistamise kava koostamist jõuti kirjeldada peamiselt keskmisemõõtkavalise kaardistamise käigus aluskorda jõudnud puuraukude südamik ning aastatel 1965–1968 koostada kaks ülevaatekaarti: Eesti territooriumi tektooniline kaart ja Eesti metallogeenia kaart.

1967. aastal algas plaanipärane süvakaardistamine paralleelselt kahe objektiga (Tallinn – Loksa ja Jõhvi kaardilehed) ning lõppes Hiiumaa tervikkaardilehega 1991. aastal. Kokku koostati kaheksa süvakaardistamise ala kaardikomplekti mõõtkavas 1:200 000 ning nende piires neli detailiseerimist. Lisaks Põhja-Eesti aluskorra üldpildi selgitamisele võib süvakaardistamise olulisteks tulemusteks lugeda veel Jõhvi, Uljaste ja Assamalla – Haljala maagistumisnähtude, Maardu (Neeme) graniidimassiivi ning Kärddla (Paluküla) meteoriidikraatri avastamist ja täienduurimist. Informatsioon perioodil 1966 – 1991 koostatud aruannete ja kaartide kohta on esitatud raamatus “Süvakaardistamise veerandsajand” (Vingisaar, Niin 2008).

Maavarade otsingud, maardlate uurimine ja hindamine on olulisel kohal kõikide geoloogiateenistuste tegevusplaanides. Kui põlevkivi ja fosforiiti uuriti Eestis aktiivselt juba II Maailmasõja eelsel perioodil, siis turba ja ehitusmaterjali uurimistööde tippaeg langeb kindlasti nõukogude-aegsesse perioodi. Siiski on vaieldamatult Eesti kõige uuritum maavara põlevkivi ning tänu intensiivsele otsingu-uuringutegevusele aastatel 1970 – 1980 võib teisenäimeta ka fosforiiti. Küll aga on nende maavarade endi saatused diametraalselt erinevad – tänu põlevkivile on Eesti läbi aja ja erinevate riigikordade olnud energeetiliselt sõltumatu, fosforiit aga sattus põlu alla tänu nõukogude perioodi majanduslikule ekspansivpoliitikale, mis ähvardas Eestit nii keskkonnakahjude kui demograafiliste häädadega. Kahjuks ei ole neist hirmudest üle saadud ka juba 20 aastat taasisesesivas Eesti Vabariigis, mis täna sel päeval on viinud koguni üsna naeruväärsete põhjendustega uurimiskeeluni.

Vahetult peale II Maailmasõda kuni 1957. aastani tegid **põlevkiviuringuid** Leningradis paiknevad Venemaa geoloogilised asutused. Kui 1957. aastal asutati Eesti Geoloogia Valitsus, siis selle koosseisus loodi kohe ka Kohtla-Järve geoloogia töökond, kellel läbi kogu nõukogude perioodi lasus põlevkivi-alaste uurimistööde raskus. Lisaks geoloogiateenistusele uurisid tehnoloogilist põlevkivi tol perioodil veel ka Eesti Põlevkivi eelkäijate omad uurimisrühmad. Vastavalt sellele, kuidas suurenes energeetilise tooraine vajadus ja hakkasid tööle kaks suurt põlevkiviküttel elektri jaama 1966. ja 1973. aastal, uuriti varu kindlustamiseks juurde uusi reservvälju ja 1987. aastaks oli uuringutega jõutud juba Peipsi põhjarannikule üsna

lähedale. Põlevkivi uurimise ajalugu nii enne Geoloogia Valitsuse loomist kui ka hiljem on käsitletud mitmes temaatilises monograafias (Kattai jt. 2000; Kattai 2003; Varb, Tambet 2008).

Fosforiidi uurimise ajalugu nõukogude perioodil on mahukas ja vastuoluline. Sel põhjusel on käesoleva artikli lühivorm selle käsitlemiseks sobimatu. Nagu juba ka eespool mainitud, ootab fosforiidi uuringute põhjalik ja erapooletu käsitlemine veel oma aega, kuid kindlasti on see üks huvipakkuv, värvikas ja töörohke etapp Eesti geoloogiateenistuse ajaloos. Nii 1970-ndate aastate geoloogilised uuringutööd erakordselt suure puurimistööde mahuga kui ka 1980-ndate aastate varu hinnangud ja kaevandamisvõimaluste prognoos andis olulist lisateavet mitte ainult fosforiidi leviku, kvaliteedi, varude jms kohta, vaid rikastas Eesti regionaalgeoloogilist andmestikku tervikuna.

Turbauuringuid ei alustatud 1957. aastal mitte eriti intensiivselt, sest soode ja turbavarude uurimine oli killustunud mitme põllumajandusliku kallakuga ametkonna ja instituudi vahel. Turvast uuriti nii kütteks, aga ka loomakasvatuse ja aianduse tarbeks. Kui 1966. aastal leiti, et senised andmed turbavarude kohta on väga ebaühtlased, loodi tolleaegse Geoloogia Valitsuse Keila ekspeditsiooni juurde turbauuringute salk. Esialgu oli selle ülesandeks turba fondi ja katastri korrastamine, kuid juba järgmisest aastast alustati ka eel- ja detailuuringutega. 1971. aastal alustati rajooniti (maakonniti) nn revisjonitöödega, mis aga sisuliselt tähendas kõigi soode uuesti hindamist. Pingeline tegevus kestis tervelt 16 aastat, lõppedes 1987. aastal ja seda perioodi võib vist nimetada oma tööst rõõmu tundvate turbauurijate kuldajaks. Kokku üllitati sel perioodil 15 koondaruannet (tolleaegsete rajoonide kaupa), mis sisaldasid hinnangut 1626 soo kohta ning on tänase päevani nõutav andmestik EGK geoloogiafondis. Täielik loetelu nõukogude perioodil tehtud tööddest ja käsikirjalistest aruannetest on toodud trükises “Turbauuringute poolsajand” (Orru jt. 2008).

Aasta peale Geoloogia Valitsuse moodustamist avaldati nii eesti- kui venekeelne ülevaade **ehitusmaterjalide** leiukohtadest Eesti NSV-s, milles loetleti ja kirjeldati tollal teadaolevad 1170 maardlat (Informatsiooniline... 1959). Et kohalikke ehitusmaterjale oli uuritud enne ja ka vahetult pärast II Maailmasõda, oli vajadus sellise ülevaate järele olemas ja selle

põhjal kavandati geoloogiateenistuse uurimistööd järgmiseks seitsmeks aastaks. Seejuures moodustasid ehitusmaterjalide uuringud pea poole kõigi planeeritud tööde üldmahust. Peagi aga rahastamine vähenes ja enne kui kuulusrikas seitseaastak jõudis lõppeda, kulutati geoloogiateenistuse eelarvest vaid napp kümnendik ehitusmaterjalide uurimistöödele. Selline langus aastatel 1963–1972 oli tagantjärele hinnates mõistetamatu, sest nii teede- kui elamuehitus vajas sellal üha enam toormaterjali. Võimalik, et lihtsalt puudus ammendav ülevaade majanduse varustuskindlusest aastate lõikes. See lünk likvideeriti 1971. aastal, kui Geoloogia Valitsus koostöös TA Majanduse Instituudiga avaldas aruande liiva ja kruusa varudest koos varustuskindluse hindamisega. Peeter Vingisaare arvates sai tõenäoliselt just see ehitusmaterjalide uurimistöö uue rahastamise tõusu põhjuseks aastatel 1973–1976 (Vingisaar, Rändur 2009). Paari aastaga kasvas ehitusmaterjalide uurimistööde finantseerimine kahe-, veel mõne aasta pärast kolmekordseks. Siitpeale selle töösuuna osatähtsus enam ei vähenenud vaatamata vahepeelsele fosforiidibuumile jms. Päris nõukogude perioodi lõpus, 1990. aastal, koostati massiivne koondaruanne 17 köites 933 liiva- ja kruusamaardla kohta ning esmakordselt koostati ka prognooskaardid rajoonide (maakondade) kaupa.

Hüdrogeoloogia oli tähelepanu all kohe peale Eesti Geoloogia Valitsuse asutamist ning üsna pea moodustati struktuuriüksus nimega Eesti Hüdrogeoloogia Jaam, mis juba 1958. aastal asus tegelema põhjavee seire korraldamise ja põhjavee kaitse probleemidega. Hiljem, 1960. aastal loodi eraldi veel hüdrogeoloogiline temaatiline töörühm ning 1968. aastal ka Hüdrogeoloogia töökond Keilas. Põhjaveeseire, põhjaveevarude otsingud ja hinnangud, põhjavee kasutamise arvestamine ja kaitse korraldamine, hüdrogeoloogiline kaardistamine, temaatilised uurimistööd, mineeraalvee otsingud jms tegevus oli pikka aega jagatud nende kolme struktuuriüksuse vahel paljudest reorganiseerimistest sõltumata ja toimis rahuldavalt peaaegu nõukogude-aja lõpuni. Selle perioodi uurimistööde intensiivsust iseloomustab EGK geoloogiafondis olev säilikute arv – üle 300 mitmesuguse aruande ja kaardilehe, millest ligi poole moodustavad põhjaveeseire, varu hinnangute ja põhjaveekatastri-alased tööd (Hüdrogeoloogia poolsajand, 2008). Aga nagu ka teistes töösuundades vastavalt nõukogude-aja vaimule – ülevaatlikke trükiseid õnnestus avaldada vähe.

Geofüüsikalisi uurimismeetodeid asuti kasutama samuti kohe 1957. aastal, katsetades eelkõige elektro-meetrilisi meetodeid põlevkivi lõhelisuse uurimiseks. Sama meetoodikaga uuriti hiljem Põhja-Eesti mattunud orge, aluspõhjakiivimite lõhelisust ja murranguvööndeid. Alates 1968. aastast on geoloogiateenistuse üks olulisemaid geofüüsikalisi uurimissuundi olnud gravimeetiline kaardistamine, mis on alati astunud sammukese eespool aluskorra süvakaardistamist. Mõõtkavas 1:50 000 on gravimeetriselt kaardistatud kogu Põhja-Eesti, Lääne-Eesti saared ning mõned väiksemad alad Kesk- ja Lõuna-Eestis. Vähemal määral on nõukogude perioodil Eestis kasutatud magnetomeetrilisi uurimismeetodeid. Eelkõige tehti maapealseid mõõdistusi Uljaste ja Jõhvi anomaaliate uurimiseks aastatel 1963–1965 ning 1985. aastal uuriti veel Virtsu anomaaliaid. Küll aga tehti Eesti Geoloogia Valitsuse tellimisel Eesti territooriumi aeromagnetilist kaardistamist mõõtkavas 1:25 000 ja ka akvatooriumi kaardistamist mõõtkavas 1:50 000. Uurimislende tegid siin Venemaa ja Valgevene geofüüsikaettevõtted ning viimased tööd tehti veel vahetult enne Eesti Vabariigi taaskehtestamist. Tänu sellele on peaaegu kogu Eesti territooriumi kohta olemas ka aeromagnetiline kaart.

Kuna nõukogude perioodil toimus geoloogilise-, hüdrogeoloogilise- ja süvakaardistamise, põlevkivi ja fosforiidi uuringute eesmärgil intensiivne geoloogiline puurimine, siis arenes ka puuraukude geofüüsikaline uurimine – karotaaž. Alates 1963. aastast sai peamiseks uuringumeetodiks gamma-karotaaž, mis andis täiendinfot aluspõhja ja aluskorra läbilõigete liigestamiseks. Mitmesugustel teistel eesmärkidel kasutati ka vooluhulga-, elektrilist- ja magnetkarotaaži ning nn kavernomeetriat.

Geokeemia-alaseid uurimismeetodeid hakati Eesti Geoloogia Valitsuses kasutama mõnevõrra hiljem ning algselt, nagu ka geofüüsikalisi meetodeid, juurutati neid eelkõige metalsete maavarade otsingutel. Katsetati metallomeetria, hüdrogeokeemia ja biokeemia meetodeid ning uuriti polümetallide väikseid anomaaliaid aluspõhja settekiivimites Uljastes, Viivikonnas, Oostrikul, Vakis ja Võhmas. Eesti aluspõhjakiivimite süstemaatilise proovimise ja analüüsi tulemuseks oli 1980. aastal Eesti settekiivimite geokeemiline kaart mõõtkavas 1:500 000. Seejärel koostati tollase põllumajandusministeeriumi tellimisel aastatel 1981–1987 Eesti mullageokeemiline kaart mõõtkava-

vas 1:500 000. Viimane kujunes hiljem väärtuslikuks alusmaterjaliks viimasel sajandivahetusel koostatud mullaatlastele (Petersell jt. 1994, 1997, 2000).

Olulise tõuke geokeemilise uurimissuuna arengule andis aastatel 1967–1991 toimunud Põhja-Eesti süvakaardistamine. Selle tulemusel on praeguse EGK andmebaasides ligi 28 000 aluskorra ja 10 000 sette-kivimi proovi keemilise koostise andmed.

Võimalus **meregeoloogilisteks** uurimistöödeks avanes Eesti Geoloogia Valitsusel 1981. aastal oma uurimislaeva “Marina” saamisega. Kaardistustöödega kaeti Soome lahes peaaegu kogu Eesti territoriaalmere ala Vormsi – Porkkala joonest kuni Eesti idapiirini. Kümne aastaga (1981–1991) koguti kaardistusala meregeoloogiline andmestik, mis vastab konditsioonilt 1:200 000 kaardi mõõtkavale. Nõukogude perioodi lõpus tuli majanduslikel kaalutlustel oma laevast loobuda, küll aga sai edasi tegeleda kogutud andmete töötlemisega.

Eesti Geoloogiakeskuse labor alustas tööd 1959. aastal seoses vajadusega analüüsida nii põhjavee kui tahkete maavarade järjest enam kogunevaid proove. Labor on arenenud silmas pidades eelkõige geoloogiateenistuse enda vajadusi, kuid on pea kogu oma olemasolu jooksul teenindanud ka teisi asutusi ja eraisikuid. Labori veeanalüüsimisel on oluline osa põhjaveeseire järjepidevuses, aga vastavalt geoloogiateenistuse tööde varieerumisele ja nende raskuskeskme muutumisele tegeletakse ka kivimite ja setete nn klassikalise keemia, mineraloogia, emissioonspektraalanalüüsi, karbonaatkivimite keemilise analüüsi jt meetoditega.

Eesti Geoloogiafond, praegu EGK geoloogiafond, loodi vahetult peale Geoloogia ja Maapõuevarade Kaitse Valitsuse asutamist 1957. aastal juhataja esimese käskkirjaga. Eespooltoodud geoloogilise temaatika kirjeldamine ja ajaloolise järjepidevuse jälgimine poleks võimalik ilma EGK geoloogiafondi varamuta. Juba novembris 1957 anti NSVL Loode Geoloogia Valitsuse poolt Eesti Geoloogiafondile üle 777 erineva sisuga Eesti territooriumi puudutavate tööde materjalid: aruanded, maardlate ja puurkaevude passid, protokollid jms. Lisaks laekus materjali veel Leningradi Ehitusmaterjalide Trustilt, asutuselt Lengeolnerud, Eesti NSV Teaduste Akadeemialt ja ka teistelt geoloogilisi materjale omavatelt organisatsioonidelt Eestis.

Samaaegselt hakkas geoloogiafondi laekuma ka vastloodud geoloogiateenistuse enda materjal, mis täna-seks moodustabki valdava osa EGK geoloogiafondi varamust. Ainuüksi kaardimaterjali sisaldavaid aruandeid oli EGK geoloogiafondis 2007. aasta seisuga 242, sealhulgas geoloogilisi kaarte 3052 lehel (koos täiendavate graafiliste lisadega 8932 lehel). Nendest aruannetest 140 koos juurdekuuluvate kaartide ja muu materjaliga on koostatud perioodil 1957–1991. Põhjaliku ülevaate EGK geoloogiafondi ajaloost ja tegevusest annab käsikiri “Geoloogiafond 1957–2007” (Kukk 2007).

Geoloogiateenistuse tegevus nõukogude perioodi tingimustes oli kõigele vaatamata edukas. Suudeti luua tugev alusmüür edasistele töödele juba Eesti Vabariigi tingimustes – valmisid geoloogilised kaardikomplektid aluskorra, aluspõhja, pinnakatte, põhjavee ja maavarade leviku kohta. Detailsemate uurimistööde planeerimiseks loodi andmebaasid ja registrid ning hoiustati muu ülevaatlik geoloogiline informatsioon. Põhiliseks arengupiduriks oli vaid olukord, et nn suletud süsteemis ei olnud võimalik suhelda teiste geoloogiateenistustega väljaspool Nõukogude Liitu ning praktiliselt puudus võimalus geoloogiateenistuse materjali publitseerimiseks ja trükiste vahetamiseks. Ka oli Eesti Geoloogia Valitsuse palju kordi reorganiseeritud struktuur oluliselt kohmakam muu Euroopa klassikaliste geoloogiateenistustega võrreldes ning Eesti territooriumi silmas pidades ebaproportsionaalselt suur.

20 AASTAT GEOLOOGIATEENISTUST EESTI VABARIIGIS (1991–2011)

Eesti Vabariigi (EV) taassünniga 1991. aastal algas uus periood ka Eesti geoloogiateenistuse ajaloos. EV Valitsuse määrusega nr 182 likvideeriti 01.07.1991 üleliidulises alluvuses olev Tootmiskoondis “Eesti Geoloogia” ning moodustati Eesti Vabariigi Riigiettevõtte (RE) Eesti Geoloogiakeskus Tööstus- ja Energeetikaministeeriumi (1993. aastast Majandusministeerium) valitsemisalas. Eesti Geoloogiakeskus loobus uutes tingimustes abistavatest tehnilistest, eelkõige puurimise üksustest, eraldades need iseseisvateks aktsiaseltsideks, muutudes samas ise enam sarnaseks Euroopa teiste klassikaliste geoloogiateenistustega. Täpselt kaks aastat hiljem, 01.07.1993 reorganiseeriti

EV Valitsuse määrusega nr 73 RE Eesti Geoloogiakeskus riigieelarveliseks geoloogia uurimisasutuseks Eesti Geoloogiakeskus Keskkonnaministeeriumi (KKM) valitsemisalas. Kahjuks jäi periood, mil EGK staatus oli analoogne valdava osa tänase Euroopa geoloogia-teenistustega lühikeseks. Juba 01.03.1997 muudeti EGK EV Valitsuse määruse nr 195-K alusel taas riigi äriühinguks OÜ Eesti Geoloogiakeskus. Kuigi sellest muutusest alates on EGK kui riigi geoloogia-teenistuse tegevusvälja üritatud oluliselt piirata, ülesandeid ja õigusi-kohustusi teistele ametkondadele jagades, on ometi õnnestunud säilitada EGK tegevuse kompleksus. Vaatamata erinevale riigisisesele staatusale võrreldes teiste Euroopa riikide geoloogia-teenistustega on EGK alates 01.07.2003 täieõiguslik Euroopa Geoloogia-teenistuste Ühenduse (EuroGeoSurveys) liige, osaledes selle töös ja temaatilistes uurimiserühmades. Allpool on taasiseseisvunud Eesti Vabariigi aegset perioodi vaadeldud ühe killustamata tsükliina.

Geoloogilise kaardistamisega alustati ülemineku-aastatel uuesti pärast põgusat pausi aastatel 1989–1991. Alustati Põhja-Eesti seni baaskaardi (1:50 000) tasemel uurimata alade käsikirjaliste kaartide koostamist. Tööd tehti seni nõukogude armee käsutuses olnud ja seega juurdepääsupiirangutega aladel Aegviidu, Vaida, Tapa, Paldiski jt kaardilehtedel. 1997. aastal kinnitati keskkonnaministri poolt “Geoloogiliste uurimistööde programm aastateks 1997–2010”, milles nähti ette vajadus üle minna digitaalsetele kaardikomplektidele ning paralleelselt alustatigi nõukogude perioodi käsikirjaliste kaartide üleviimist digitaalsesse vormi. Kaardikomplektide koostamine mõnevõrra aktiveerus, kui 2002. aastal määrati tellijaks ja kaardistustegevuse koordineerijaks Maa-amet. Kahekümne aastaga on EGK koostanud kompleksed 19 baaskaardi lehte mõõtkavas 1:50 000, osaliselt teemakaartidega kaetuid lehti on 6. Kokku on 25 kaardilehe jaoks koostatud 211 teemakaarti. Viimasel ajal on aga geoloogilise baaskaardistamise tellimuste arv kahetusväärselt kahanenud, seades EGK kaardistamisüksuse spetsialistid ebakindlasse olukorda.

Kaardistamisprogramm nägi ette ka **geoloogiliste ülevaatekaartide koostamise**, mille järgi oli selge vajadus, sest nõukogude perioodil oli avalikult kasutatavat kaardimaterjali äärmiselt vähe. Viie aastaga (1997–2001) koostati ja avaldati Eesti aluspõhja, pinnakatte, põhjavee kaitstuse ja hüdrogeoloogia

ülevaatekaardid mõõtkavas 1:400 000, mille alusmaterjal vastab sisult mõõtkavale 1:200 000. Nende kaartide baasilt on hiljem (2004–2008) koostatud ka seeria Eesti aluspõhja ja pinnakatte maavarade kohta (kokku 5 kaarti). Süvakaardistamise materjali üldistusena koostati aastal 2000 Põhja-Eesti kristalse aluskorra ja aastal 2002 Eesti kristalse aluskorra kaardid mõõtkavas 1:400 000 (Koppelmaa, Kivisilla 2000; Koppelmaa 2002). Enamus neist kaartidest on täna kasutatavad nii Eesti Geoloogiakeskuse kui ka Maa-ameti kaardiportaalides. Põhja-Eesti klindivööndi temaatilise kaardistustöö tulemusena valmis ka sellekohane monograafia (Suuroja 2005).

Maavarade-alased uurimistööd lähtusid teisest keskkonnaministri poolt 1997. aastal kinnitatud dokumendist “Eesti Geoloogiakeskuse maavarade uurimise programm 1997–2010”. Suurem osa selles kavandatud töödest on tänaseks lõpule viidud, osa tegevusest katkes küll seoses maavarade registri (nimistu) ja bilansi töötluse üleandmisega Maa-ametile. Üheks olulisemaks tööks aastatel 1993–2006 oligi maavarade katastri (hiljem keskkonnaregistri maardlate nimistu) koostamine. Maa-ametile üleandmise hetkel seisuga 01.01.2006 oli koostatud 771 maardla või maardlaosa registrikaarti, tänaseks on Maa-ameti portaalil andmestik 872 kaardi kohta.

Põlevkivi uurimisel tehti Eesti Maavarade Komisjoni (EMK) korraldusel aastatel 1994–1995 tervikuna Eesti põlevkivimaardla varu ümberhindamine ja bilansi korrastamine seisuga 01.01.1995. Peale EMK poolt uute hindamiskriteeriumide kinnitamist 1997. aastal ja mitmete kaitsealade piiride täpsustamist võeti uuesti ette põlevkivivarude ümberhindamine uuringu- ning kaeveväljade kaupa. Töö tehti aastatel 1998–2002 ning lisaks 24-le geoloogilisele aruandele ilmusid ka kaks monograafiat (Kattai jt. 2000; Kattai 2003). 2006. aastal täpsustas EGK Maa-ameti tellimusel veel kõik Eesti põlevkivimaardla maardlaosade registrikaardid. Nende töödega ammendus põlevkivitemaatika EGK-s ning viimase 5 aasta jooksul ei ole see uuesti päevakorda kerkinud.

Turba uurimisel on EGK viimase 20 aasta jooksul teinud nii uuringuid firmadele ja eraisikutele, riigitellimuslikke töid turbavarude hinnangu ja revisjoni osas kui ka spetsiifilisi (temaatilisi) uurimistöid. Aastatel 1992–1996 võeti ette riigitellimuslik töö turbatootmisalade jääkvarude määramiseks, mille käigus koos-

tati 39 aruannet 66 turbatootmisala kohta. Aastatel 1998–2001 viidi läbi neljaetapiline töö soosetete lamamis oleva järvemuda ja -lubja uurimiseks eelnevalt perspektiivseks hinnatud 62 uuringualal. Viimane olulisem etapp turbauuringutes hõlmas mahajäetud turba(frees)väljade revisjoni aastatel 2005–2008. Tulemuseks on kõiki maakondi iseloomustav andmestik 81 ala kohta. Teemaatilistes töodes on käsitletud kahjulike elementide esinemisvorme Eesti turbas ja turba kasutamise võimalusi balneoloogias. Lisaks geoloogilistele aruannetele ja käsikirjalisele materjalile on Eesti Vabariigi perioodil avaldatud mitu monograafiat väärtusliku kaardimaterjaliga (Orru 1995; Orru, Orru 2003). Koostöös firmaga "Regio" valmis 1993. aastal ka ülevaatekaart "Eesti sood" mõõtkavas 1:400 000. Loetelu ilmunud trükistest on esitatud raamatus "Turbauuringute poolsajand" (Orru jt. 2008).

Ehitusmaterjalide uurimine on jäänud üheks juhtivaks uurimissuunaks EGK-s ka taasiseseisvunud Eesti Vabariigis. Mitmed tekkinud eraettevõtted on pakkunud uuringutes küll olulist konkurentsi, ometi on EGK ajavahemikus 1991–2011 koostanud enam kui 350 ehitusmaterjalide uuringuaruannet. Ülekaalus on valdavalt pinnakatte maavarade, kruusa ja liiva uuringud, vähem, kuid oluliselt töömahukamad on olnud lubjakivi ja dolomiidi objektid. EGK tegevuses on ehitusmaterjalide uurimisel jälgitav tendents – järk-järgulise riigitellimuse vähenemisega (ülevaatehinnangud, revisjoni- ja registritööde lõppemine) on oluliselt suurenenud tellimustööde osa eraettevõtetelt. Viimasel kolmel aastal on pidevalt olnud töös ca 35 projekti aastas.

Eraldi esiletõstmist väärib EGK-s Helle Perensi uurimistöö "Üksikute paekihtide ehituslike omaduste hindamine" aastatest 1997–2010, mis tänaseks on peetud 5 sisuka monograafiaga (Perens 2003, 2004, 2006, 2010, 2012).

Põhjavee-alased uurimistööd, seire ja varude hindamine, on kõigil tegevusetappidel olnud EGK töömahtude oluline osa. Põhjaveeseirega alustati Eestis juba 1960. aastal, 1961. aastal oli vaatluskaevude hulk 216. Nõukogude perioodi lõpuks oli neid juba 760, seejärel Eesti Vabariigi tingimustes järgnes mitmekordne seireprogrammide reformimine ning täna on põhjaveeseire võrgustikus kasutusel 345 vaatluskaevu. Täienduseks riiklikule põhjaveeseireprogrammile on EGK teinud EV perioodil alates 1991. aastast ka kohalikku ja ettevõtteseiret, lisades EGK fondi enam kui 150 seirearuannet.

Põhjaveevarude uuringud, mis olid EGK tegevuses olulised nõukogude perioodil, vähenesid erafirmade tekkega Eesti Vabariigis ning käesoleval sajandil on tellijateks vaid suuremad ettevõtted. Põhjavee katastri tööd (alustatud aastal 1979), kohandatuna keskkonnametrite registri praegusele struktuurile, on jätkunud viimaste aastateni registripidaja, Keskkonnateabe Keskuse tellimusel.

Uus suund EGK põhjavee-alases tegevuses on maavarade kaevandamisega kaasneva mõju uurimine põhjaveele ja protsesside modelleerimine. On koostatud juba mitmeid mudeleid põlevkivikaevanduste sulgemisega seotud protsesside prognoosimiseks. Samuti on viimase 20 aasta jooksul tähelepanu all olnud põhjavee kvaliteet ning selles sisalduvate mikrokomponentide ja radionukliidide uurimine.

Hüdrogeoloogilistest kaartidest oli põgusalt juttu kaardistamise kontekstis. Tellimuse korras on EGK kaartide koostamisega tegelenud tänaseni. Tavapärased hüdrogeoloogilised ja põhjavee kaitstuse kaardid mõõtkavas 1:50 000 kuuluvad Eesti digitaalse baaskaardi komplekti. Lisaks on veel koostatud põhjavee kaitstuse kaardid Harju, Pärnu, Viljandi, Tartu ja Saare maakondade ning Tallinna kohta.

Geofüüsika-alaseid uurimistööd on Eesti Vabariigi perioodil tehtud varasemaga võrreldes märksa tagasihoidlikumas mahus. Seda enam on aga töödeldud käsikirjalist materjali digitaalsesse vormi, millel tulevikus on kindlasti oma väärtus. 1992. aastal alustati Põhja-Eesti gravimeetria materjali revisjoni ja täiendamist Kirde-Eestist ning lõpetati 1997. aastal Loode-Eestis. Aastatel 1998–1999 tehti samalaadne revisjon ka Saaremaal ning edasi jätkati etapiliste töödega neil baaskaardistamise kaardilehtedel, kus geofüüsikaline andmestik oli puudulik või kattis vaid osa kaardilehest: aastatel 2000–2005 tehti täiendkaardistamist Kesk-Eestis, Tartu piirkonnas ja Vaida–Aegviidu–Tapa piirkonnas. Viimased geofüüsikalised täienduurimised tehti aastatel 2007–2008 Sillamäe–Narva ja Võru lehtedel. Uurimismeetoditeks olid gravimeetria ja elektromeetria ning eesmärgiks täpsustada tektooniliste struktuuride ja mattunud orgude levikut.

Ajavahemikus 1994–1998 viidi läbi aeromagnetomeetria kaardistamise käigus kindlaks tehtud lokaalsete magnetanomaaliade uurimistöö, mille eesmärgiks oli täpsustada nende anomaaliade iseloom ja võimalusel selgitada anomaaliade põhjust.

Puuraukude karotaaži, mis oli levinud uurimismeetod nõukogude perioodil, kasutati EGK-s aktiivselt aastatel 1995–2000 sügavate puuraukude sondeerimiseks. Sel perioodil uuriti kokku üle 70 puuraugu, mille karotaaži diagrammid hoiustati EGK geoloogiafondis.

1994. aastal alustati tööd riikliku keskkonnaseire programmi alamprogrammi järgi seismoseirega. Esialgu paiknes üks seisomojaam Tallinnas Toompeal ja teine Tartus Toomemäel. Õige pea viidi Tartu jaam uude asupaika Vasulas ja seejärel ka Tallinna jaam Suurupisse. Tänapäevaks on viimane veel kohta vahetanud ja asub nüüd EGK välibaasis Arbaveres. 2007. aastal paigaldati kolmas seirejaam Matsalu rahvusparki keskusesse.

Geokeemilisele uurimissuunale osutati taasiseseisvunud Eesti Vabariigi algusaastatel vähe tähelepanu. Uuesti päevakorda kerkis see 1993–1994, kui avanes uus tegevussuund – keskkonnageoloogia. Seoses nõukogude armee lahkumisega jäi maha hulgaliselt reostatud territooriume, endiseid sõjaväebaase, mille reostusastet ja puhastusvõimalusi asus koos teiste asutuste ja firmadega uurima ka EGK. Samal ajal õnnestus osaliselt taastada ka geokeemilise mullaseire vaatlusvõrk ja selles valdkonnas tegutses EGK viis aastat (1993–1997). Seirearuannete kõrval õnnestus sel perioodil trükkida ka kaks mulla geokeemilist atlast (Petersell jt. 1994; Petersell jt. 1997). Hiljem lisanud neile veel käsikirjaline Eesti mulla lähtekivimite geokeemiline atlas (Petersell jt. 2000). Keskkonnageoloogia tegevussuunale andis uue hoo vajadus hinnata arendustegevuse keskkonnamõju pärast maavarade, mere(sadama)alade jt uuringuid. Alates 2002. aastast on sellelaadsete geokeemiliste uurimistööde osakaal olnud märkimisväärne.

2000. aastal kerkisid tänu Rootsi Geoloogiateenistuse ja Rootsi Kiirguskaitse Instituudi abile päevakorda radooniuuringud – nii loodusliku kiirguse uuringud erinevatel objektidel kui ka radooni pindalaline (kiirgusfooni) kaardistamine. Kui eelkõige avalike hoonete (koolid, lasteaiad jne) radooniohutuse hindamine oli tollase KKM Kiirguskeskuse huvifääris, siis EGK on tänu Rootsi Geoloogiateenistuse kogemusele olnud teedrajav just radooni looduskiirguse hindamisel ja kaardistamisel. 2004. aastal ilmus esimene Eesti radooniriski kaart mõõtkavas 1:500 000 (Petersell jt. 2004). Sama meetodika alusel on seejärel koostatud

2006. aastal Ida-Virumaa ja 2008. aastal Harjumaa radooniriski kaartide käsikirjaline ja digitaalne variant.

Meregeoloogilised tööd Eesti Geoloogiakeskuses aktiveerusid uuesti 1994. aastal, kui riikliku keskkonnaseire programmi allprogrammina käivitus mere- ja rannikute seire. Töid tehakse kokku 25-l seirealal, igal aastal vastavalt aastaülesandele. Samal aastal jätkati koostöös Taani Geoloogiateenistusega Riia lahe projekti, mille lõpptulemuseks olid geoloogilised teemakaardid mõõtkavas 1:200 000. Väiksemahuliste meregeoloogiliste uurimistööde arv suurenes oluliselt, kui Eestis alustati väikesadamate rajamist või taastamist. Perioodil 1998–2003 osales EGK 15 väikesadama geoloogilises uurimistöös.

Meregeoloogilist kaardistamist on viimase 20 aasta jooksul tehtud vaid geoloogilise baaskaardi tarbeks Põhja-Eesti Riguldi, Pakri ja Paldiski kaardilehtedel, Loode-Eesti Neugrundi kraatrala ümbruse akvatööril ja Kirde-Eesti Kohtla-Järve, Sillamäe ning Narva kaardilehtedel.

Et meregeoloogia on enim rahvusvahelist tähelepanu pälvinud tegevussuund, on EGK viimase 15 aasta jooksul osalenud ja osaleb hetkelgi mitmes rahvusvahelises uurimisprojekti.

Ehkki **EGK laboril** on EV perioodil volitus 28 analüüsimetodi kasutamiseks kivimite, setete, pinnase ja maavarade (sh turba) uurimiseks ning 43 analüüsimetodit põhja-, pinna- ja joogivee uurimiseks, kuulub eriline tunnustus läbi aja põhjavee analüüsidele. EV tingimustes on laborit akrediteerinud RAS “Metroser”, Eesti Standardiamet ja alates 2002. aastast Eesti Akrediteerimiskeskus. Alates 2004. aastast on EGK labor referentlaboriks põhjavee valdkonnas ning viimase akrediteerimise järgselt aastast 2012 omab labor võrdluskatsete korraldaja tunnustust põhjavee valdkonnas. Samas osaleb EGK labor ka ise kõigis vabariiklikes võrdluskatsetes põhja-, pinnase- ja heitvee osas. Alates 1997. aastast osaleb labor rahvusvahelises pinnaseproovide võrdluskatsetes WEPAL-i ISE programmis, mida juhitakse Hollandist.

EGK geoloogiafondi tegevus on saanud jätkuda katkematuult hoolimata kõigist ümberkorraldustest nii riigi kui ka asutuse tasandil. 1996. aastast asub geoloogiafond Mustamäel ajakohastes ruumides. Kohe taasiseseisvunud Eesti Vabariigi algusaastatel koostati fondi kartoteegi asendamiseks mõeldud elektrooniline and-

mebaas "Fond", mis ajakohaste täiendustega on kasutusel tänaseni (<http://www.egk.ee/info/fond/>). Fondi kasutajate soovidele vastu tulles on aga paralleelselt kasutusse jäetud ka kartoteek. Lisaks tavapärastele geoloogiliste aruannete ja kaartide koopiatele on EGK geoloogiafondis 2002. aastast alates ka CD-kolleksioon, mis dubleerib uuemat materjali ning võimaldab teha kiireid ja kvaliteetseid koopiaid. Fondi varamu baasil on alates 1991. aastast koostatud EGK aastaraamatuid. 1994. aastast on nende koostajaks ja toimetajaks geoloogiafondi juhataja Mare Kukk.

Puursüdamike uurimine ja korrastamine hõlmab Eesti territooriumile nõukogude perioodil ja hiljem puuritud puuraukude ja puurkaevude puursüdamikke. Palju on räägitud sellest, kui palju puurauke on puuritud, vähem aga sellest, kui hästi-halvasti nad omal ajal uuritud on ja kui palju või väärtuslikku neist säilinud on. Aastal 1997 käivitas EGK maavarade sihtprogrammi toel projekti, mille käigus ajavahemikus 1997–2002 ilma suurema bürokraatliku kärata korrastati ja katalogiseeriti 1446 osalise või täieliku puursüdamiku 12 516 säilituskasti. Aastast 2003 finantseeritakse seda jätkuprojekti Maa-ameti kaudu ja seisuga 01.01.2012 on täiendavalt korrastatud ja arvele võetud veel 740 puuraugu materjal 10 413 säilituskastis.

Ülalkirjeldatud tööd planeerides hinnati juba 1996. aastal sihtprogramme koostades, et Eesti geoloogilise ehituse iseloomustamiseks olulisi tugiläbilõikeid on ca 500. Nendest selekteeriti välja 30, mille täienduurimise põhjal koostati detailsed geoloogilised aruanded ja omakorda valiti igal projektietapil ühe struktuurpuuraugu materjal publitseerimiseks. Nii sündis aastatel 1998–2010 EGK tugipuuraukude kirjelduste seeria "*Estonian Geological Sections*" (<http://www.egk.ee/2011/07/30/estonian-geological-sections-2/>) Eesti ja välismaa erinevate geoloogia-asutuste koostööna. Seni on ilmunud Eesti kümne enamuuritud ja esinduslikuma puursüdamiku materjalid, igaüks eraldi bülletàänina. Töö alustajaks ja seeria koordineerijaks on olnud Anne Põldvere.

Nagu eespool rõhutatud, sai Eesti Geoloogiakeskus riigi geoloogiateenistusena Eesti Vabariigi tingimustes jätkata tegevust toetudes Eesti territooriumi geoloogilise uurituse tugevale alusmüürile. Enamus geoloogiateenistusele omastest tegevussuundadest on suudetud säilitada ja kompetentsi erinevates geoloogia valdkondades edasi arendada. Probleemiks on olnud ja

on sujuv geoloogide põlvkondade vahetus, mida Eesti Vabariigi maapõuepoliitika kuidagi ei soosi. EGK tugevuseks on olnud soov anda tehtud uuringud ja saadud teadmised võimalikult rohkem ühiskonna kasutusse – see on viinud suure osa geoloogilise materjali avaldamiseni trükis monograafiate, raamatute, ajakirjade, atlaste ja kaartidena. Geoloogia-spetsialistide nimesid on käesolevas ülevaates toodud väga vähe, rõhuasetus on geoloogiateenistuse 75 aastat kestnud tegevusel. Küll aga on loodetavasti suudetud viie aasta eest ilmunud viies raamatus seeriast "Eesti Geoloogiakeskus 70/50" nimetada kõiki, kes Eesti geoloogiateenistuse koosseisus läbi aja Eesti territooriumi maapõueuurimisele oma õla on alla pannud (Vingisaar, Kukk 2007; Orru jt. 2008; Perens jt. 2008; Vingisaar, Niin 2008; Vingisaar, Rändur 2009). Käesolevas ülevaates on autor paljuski tuginenud just eelnimetatud seeriale ja Eesti Geoloogiakeskuse aastaraamatutele aastatest 1991–2011. Täieliku loetelu Eesti Geoloogiakeskuse viimase 20 aasta trükistest võib leida EGK kodulehelt www.egk.ee.

KIRJANDUS

- Aruanne Geoloogilise Komitee tegevusest 18.VIII 37–1.IV 39. 1940. Tallinn, 17 lk.
- Informatsiooniline bülletàän 1. 1959. Eesti NSV MN Geoloogia ja Maapõue Kaitse Valitsus, Tallinn, 47 lk. [Vene keeles].
- Jaanusson, V. 1994. Lisähuomautuksia Eestin geologian tutkimuksen organisaatiosta. *Geologi*, 46, lk. 80.
- Kajak, K. 1998. Geoloogiateenistuse ajalooost Eestis. Eesti Geoloogiakeskuse aastaraamat 1997, 12–20.
- Kattai, V. 2003. Põlevkivi – õlikivi. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 170 lk.
- Kattai, V., Saadre, T., Savitski, L. 2000. Eesti põlevkivi: geoloogia, ressurss, kaevandamistingimused. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 248 lk.
- Koppelmaa, H. (koostaja) 2002. Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart (mõõtkava 1:400 000). Tallinn, 32 lk.
- Koppelmaa, H., Kivisilla, J. (koostajad) 2000. Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart (mõõtkava 1:400 000). Tallinn, 4 kaarti, 33 lk.
- Kukk, M. 2007. Geoloogiafond 1957–2007. Käsikiri. Tallinn, 28 lk.

- Orru, M. 1995. Eesti turbasood. Teatmik. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 240 lk.
- Orru, M., Orru, H. 2003. Kahjulikud elemendid Eesti turbas. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, CD, 144 lk.
- Orru, M., Ramst, R., Rändur, M., Salo, V., Halliste, L., Vingisaar, P. 2008. Eesti Geoloogiakeskus 70/50. Turbauringute poolsajand. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 74 lk.
- Perens, H. 2003. Paekivi Eesti ehitistes I. Üldiseloomustus. Lääne-Eesti. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 132 lk.
- Perens, H. 2004. Paekivi Eesti ehitistes II. Harju, Rapla ja Järva maakond. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 144 lk.
- Perens, H. 2006. Paekivi Eesti ehitistes III. Lääne-Viru, Ida-Viru ja Jõgeva maakond. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 144 lk.
- Perens, H. 2010. Paekivi Eesti ehitistes IV. Tallinn. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 147 lk.
- Perens, H. 2012. Looduskivi Eesti ehitistes. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 168 lk.
- Perens, R., Savitskaja, L., Savitski, L., Vingisaar, P. (koostajad) 2008. Eesti Geoloogiakeskus 70/50. Hüdrokeoloogia poolsajand. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 78 lk.
- Petersell, V., Ressar, H., Möttus, V., Olsson, A., Unt, L., Võsu, M. 1994. Kirde-Eesti mulla huumushorisoni ja turbalasundite ülemise kihi geokeemiline atlas. Eesti Geoloogiakeskus, Sveriges geologiska undersökning, Tallinn–Uppsala, 54 kaarti, 45 lk. [Eesti ja inglise keeles].
- Petersell, V., Ressar, H., Carlsson, M., Möttus, V., Enel, M., Mardla, A., Täht, K. 1997. Eesti mulla huumushorisoni geokeemiline atlas. Eesti Geoloogiakeskus, Sveriges geologiska undersökning, Tallinn–Uppsala, 37 kaarti, 75 lk. [Eesti ja inglise keeles].
- Petersell, V., Möttus, V., Enel, M., Täht, K., Võsu, M. 2000. Eesti mulla lähtekivimite geokeemiline atlas. Eesti Geoloogiafond, 6833.
- Petersell, V., Akerblom, G., Ek, B.-M., Enel, M., Möttus, V., Täht, K. 2004. Eesti radooniriski kaart. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn – Stockholm, 9 kaarti, 52 lk.
- Suuroja, K. 2005. Põhja-Eesti klint. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 220 lk.
- Varb, N., Tambet, Ü. (koostajad) 2008. 90 aastat põlevkivi kaevandamist Eestis. Tehnoloogia ja inimesed. Eesti Mäeselts, Tallinna Tehnikaülikooli Mäeinstituut, Eesti Põlevkivi, Tallinn, 766 lk.
- Vingisaar, P., Kukk, M. (koostajad) 2007. Eesti Geoloogiakeskus 70/50. Geoloogilise kaardistamise poolsajand. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 46 lk.
- Vingisaar, P., Niin, M. (koostajad) 2008. Eesti Geoloogiakeskus 70/50. Süvakaardistamise veerandsajand. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 78 lk.
- Vingisaar, P., Rändur, M. (koostajad) 2009. Eesti Geoloogiakeskus 70/50. Ehitusmaterjalide uuringute poolsajand. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, CD, 70 lk.

PALUKÜLA LUGU EHK

KUIDAS GRANIITI OTSIDES LEITI METEORIIDIKRAATER

KALLE SUUROJA

Eesti Geoloogiakeskus, Geoloogilise kaardistamise osakond, Kadaka tee 82, 12618 Tallinn; k. suuroja@egk.ee

Paluküla lugu algas Hiiumaal 1967. aastal, kui kaevu puurimisel avastati juhuslikult tookord plakantiklinaliiks nimetatud kristalse aluskorra kerge. Järgnevatel aastatel keskmisemõõtkavalise geoloogilise kaardistamise käigus puuritud kümnekond puurauku lisasid küll olulist teavet Kärddla ümbruses olevate aluskorra kergete ja alangute kohta, aga ei selgitanud nende olemust. Olulise pöörde kerkealade struktuuri selgitamiseks tõid kristalse ehituskivi otsingute eesmärgil toimunud puurimised ja geofüüsikalised tööd. Otsingutööde lõppedes, 1974. aastal, öeldi esimest korda välja, et tegu on kraatriga, mis on tekkinud ilmselt gaasiplahvatuse käigus (nn krüptovulkanism).

Oletatavasse kraatri põhja puuriti 1981. aastal Lääne-Eesti keskmisemõõtkavalise geoloogilise struktuurkaardi koostamise käigus puurauk K12. Puursüdamiku enam kui 400 m sügavusel paiknevatest bretšadest tehtud õhikutest leiti kvartsiteri, millel olid meteoriidi või tuumaplahvatuse tagajärjel tekkivad planaarsed elemendid. Kraatri arvatavasse keskossa 1983. aastal käivitunud NSVL Toitlustusprogrammi raames puuritud puurauk K18 kinnitas meteoriidikraatritele ainuomase keskkõrgendiku olemasolu. Meteoriidikraatri ehituse ja arengu kohta lisandus teavet aastatel 1988 – 1991, kui Hiiumaa süvakaardistamise käigus avati aluskord 31 puurauguga. Nendest Soovälja (K-1; esialgne number F373) on tänaseni Eesti kõige sügavam puurauk.

Süvakaardistamise ja aastatel 1992 – 1994 puuritud suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise puuraukude põhjal piiritleti kuni 50 km raadiuses ka plahvatusega kraatrist väljapaisatud kivimipurru kihi levik ning plii ja tsingi maagikeha kaatri välisnõlval, Palukülas.

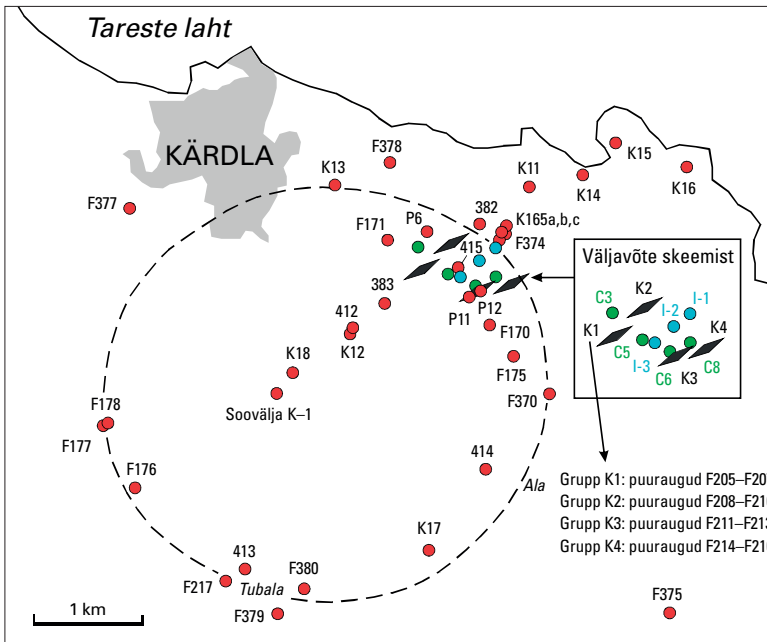
Märksõnad: aluspõhi, maavarade uuringud, geoloogiline kaardistamine, meteoriidikraater, Hiiumaa.

Seda, et Hiiumaal Paluküla kandis on aluspõhja kivi- mitega midagi juhtunud, kahtlustasid juba saare geoloogia esmauurijad E. Eichwald (1840), A. Ozersky (1844) ja A. Schrenk (1854) enam kui 150 aasta eest. Uurijate tähelepanu äratas eelkõige Paluküla paemurd ja seal nähtud kaldu olevad lubjakivi kihid. Eestis, kus aluspõhja kivimite kihid lasuvad enamasti horisontaalselt, olid ligi paarikümne kraadi võrra kallutatud kivimikihid lausa sensatsioon. H. Winkler (1922) ja H. Scupin (1927) kirjutasid seeltsamast leitud asfaldist ning seejärel H. Palmre (1961, 1967) galeniidist ja kiviõlist (asfaldist).

Tõeline “pomm” lõhkes aga 1967. aastal kui koon- dise Eesti Kolhoosiehituse Ehitus- ja Montaaživalitsuse puurijad Paluküla mäe paelasundisse töökoja jaoks kaevu puurides sattusid umbes 20 m sügavusel min- gile väga kõvale kivile. Kohe nii kõvale, et tavaline rataspuur sellest jagu ei saanud. Asja lähemaks uuri- miseks tõsteti puursüdamikku. Selgus, et kõvaks kiviks olid Eesti kristalsest aluskorrast tuntud moondekivi-

mid – graniidistunud gneiss ja amfiboliit. Rahvakeeles nimetatakse selliseid kivimeid enamasti graniidiks, kuigi tõelise Eesti kristalse aluskorra tardkivimi, graniidiga on tegemist haruharva. Enamasti on nendeks “graniitideks” moondekivimid. Sensatsiooni tõeline põhjus oli aga selles, et “graniit” oleks sellel kohal pidanud olema kusagil 250 m sügavusel, aga nüüd järsku leiti ta millegipärast enam kui 200 meetrit kõr- gemalt (Viiding jt. 1969).

1968. aasta suvel hakkasid asja uurima Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi geoloogid. Saladuse lahendamiseks puuriti eelmisel aastal raja- tud kaevu lähedusse kolm puurauku: I-1, I-2 ja I-3 (joonis 1), mis jäid kaevust vastavalt 200, 400 ja 100 meetrit põhja poole. Ei I-1 (sügavus 100 m) ega ka I-2 (sügavus 46 m) ei avanud kristalse aluskorra kivimeid, kuid see-eest I-3 puurauk Paluküla kiriku juures (joo- nis 2), jõudis 18,4 m sügavusel graniidistunud gneis- side ja amfiboliitideni, mis jätkusid kuni puuraugu lõpuni (sügavus 40 m).



Joonis 1. Tekstis viidatud puuraukude (ring) ja hüdrogeoloogiliste puuraukude grupi (romb; K1–K4) asendi skeem Kärđla meteoriidikraatri piirkonnas. Kraatrit ümbritseva maetud ringvalli (läbimõõt 4 km) asukoht on märgitud katkendjoonega.

Umbes samal ajal jõudsid Hiiumaale ka Eesti NSV Geoloogia Valitsuse Keila Geoloogiaekspeditsiooni geoloogid-kaardistajad tulihingelise kaardistaja Elmar Kala juhtimisel. Kuigi geoloogide eesmärgiks oli esmajoones saare keskmisemõõtkavaline (mõõtkava 1:200 000) geoloogiline kaardistamine (Kala jt. 1971), ei suutnud nemadki salapärasest struktuurist rahu meeli mööda minna. Kaardistajad, kelle võimalused olid suuremad ja puuragregaadid võimsamad, puurisid Paluküla plakantiklinaaliks ristitud struktuurile (Viiding jt. 1969) ja selle ümbrusesse 13 puurauku. Kümme neist paiknesid umbes 6 km pikkusel profiilil, mis algas Paluküla lähistelt mere äärest (puurauk 382; joonis 1) ja ulatus Tubala mäeni (puurauk 413). Soovälja uudismaal, st tulevase kraatrisüviku kohal asunud puurauk 412 oli neist sügavaim (345 m). Paluküla kerke laele puuritud auk 415 (sügavus 192 m) kulges 176 m ulatuses kristalse aluskorra kivimeis, ilma neist välja jõudmata. Sellega sai tõestatud, et tegu on kristalse aluskorra kivimitest kerkega, aga mitte rahnude kuhjatiseaga nagu mõned olid arvanud. Lisaks Palukülale avastati sarnased kerked Tubalas (puurauk 413) ja Lõppes (puurauk 414). Kergete vahelisel alal tehti gravimeetrist mõõdistamist, millest selgus, et seal on negatiivne gravitatsiooniline anomaalia, millest võis omakorda järeldada, et kristalse aluskorra kivimid

lasuvad seal tunduvalt sügavamal. Kuigi tulevase kraatri piirjooned olid juba selgelt hoomatavad, prooviti kaardistamisaruande seletuskirjas (Kala jt. 1971) struktuuri olemust ikka veel seletada mitmete rike ja tõusnud ning vajunud plokkide keerulise süsteemiga.

Puuraugust 412 (joonis 1), enam kui 250 m sügavuselt leitud moreeni meenuvatat kivimit nimetatigi tilliidiks ehk enam kui 600 miljoni aasta eest Vendi ajastul (Rahvusvahelise Stratigraafiakomisjoni otsuse järgi alates 2004. aastast Ediacara) toimunud jäätumisel tekkinud moreeniks. Mikropaleontoloogilistest uuringutest selgus, et süviku põhjas olevad lubjakivid ja

merglid on tekkinud Ordoviitsiumi ajastu Idavere eal ehk enam kui 455 miljoni aastat eest. Kuid seda aega ei sõandatud tollal veel otseselt ega kaudselt struktuuri enda vanusega siduda, sest arvati, et sügavamal võib veelgi vanemaid kivimeid olla.

Kraatrit meenutavast struktuurist kümnekonna kilomeetri kaugusel asuvate puuraukude läbilõigetest leiti Ordoviitsiumi lubjakivilasundist Idavere ja Kukruse



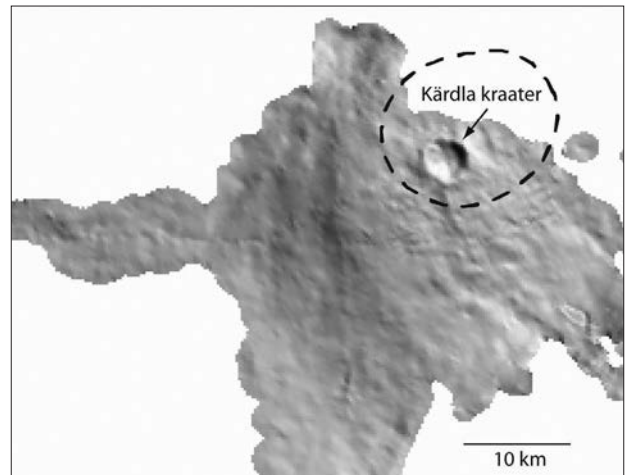
Joonis 2. Paluküla kiriku lähistelt sai 1967. aastal alguse sündmuste ahel, mis viis lõpuks Kärđla meteoriidikraatri avastamiseni. *Kalle Suuroja foto.*

lademe piirilt kuni 0,5 m paksune kiht lubiliivakivi. Selle kohta ei osatud esialgu midagi öelda ega seda kuidagi Paluküla kergetega siduda. Alles kümnekonna aasta pärast ehk siis kui oli selgunud struktuuri meteoritne päritolu, leiti, et tegu on kraatrist plahvatusega väljapaisatud kivimipurruga (ingl *ejecta*).

GRANIIDIOTSINGUTE ALGUS

Tollal, nii nagu tänapäeval, tundsid Eesti ehitajad puudust kvaliteetsest killustikust. Teade, et Hiiumaal Paluküla kandis on kristalse aluskorra kivimid maapinnast vähem kui paarikümne meetri sügavusel, äratas ehitusmaterjalide otsimise-uurimisega tegelevate geoloogide huvi. Geoloogide poolt tehtud ettepaneku alusel väljastas Eesti NSV Ministrite Nõukogu 1971. aasta lõpul tellimuse kvaliteetse killustiku valmistamiseks sobiliku graniidi otsingute alustamiseks Palukülas, mille alusel Geoloogia Valitsuse juhtkond omakorda väljastas geoloogilise ülesande otsestele töötajatele.

1972. aasta alguses hakati Paluküla mäel puurima ja ümbruskonnas geofüüsikalisi uuringuid (gravi- ja magnetomeetiline kaardistamine) tegema. Kaardistajate andmete (Kala jt. 1971) põhjal väljaeraldatud perspektiivala piires puuriti 12 kuni 50 m sügavust puurauku. Neist 8 avasid kristalse aluskorra kivimeid maapinnast 15–25 m sügavusel. Kristalsed kivimid olid neis puuraukudes esindatud Lääne-Eesti vööndi kristalsele aluskorrale iseloomulike moondekivimitega, milleks olid enamasti migmatiidistunud gneisid ja amfiboliidid. Kuigi maavarana välja pakutud kivimid olid sageli lõheline ja kohati ka veidi murenenud, kinnitasid nendest tehtud proovikehade survetugevuse (1200 kg/cm^2) ja külmakindluse (kõik pidasid vastu 25 tsükli) katsete määrangud, et need sobivad kvaliteetse killustiku valmistamiseks (Barankina, Gromov 1973). Muutliku geoloogilise ehituse tõttu otsustati siiski edasised uuringutööd Paluküla ümbruses lõpetada. Kuid geoloogid-kaardistajad, kes olid salapärase struktuuri uurimisest huvitatud, soovitasid nüüd mõnevõrra murenenud graniidi ülemised 5 meetrit maavaralasundi hulgast väljaarvata ning katva, ligi 20 m paksuse killustiku valmistamiseks ja lubja põletamiseks kõlbulike lubjakivide osas mitte kasutada madalama kvaliteediga Paekna kihistu savi- ja lubjakive.



Joonis 3. Oleg Gromovi koostatud Hiiu- ja Saaremaa gravitatsioonijõu Bouguer' anomaaliade kaart viitab 4 km läbimõõduga Kärdla kraatritele. Ringmurrangu (katkend-joon) asukoht selgus alles hilisemate uuringute käigus.

GRANIIDI OTSINGUD JÄTKUVAD

Ettepanek äratas huvi ja nii väljastatigi 1972. aastal geoloogiline ülesanne kristalsete kivimite kerkealade otsimiseks Hiiumaal Paluküla ümbruses ja nende perspektiivsuse hindamiseks graniitse ehituskivi nõuetest lähtuvalt. Samuti tuli hinnata katvaid lubjakive nii killustiku kui ka tehnoloogilise lubjakivi seisukohalt.

Nüüd kaasati uuringutesse ka kristalse aluskorra kivimite uurimise kogemustega süvakaardistajad. Otsingute käigus puuriti 11 puurauku ja koostati uuringuala suuremõõtkavalised (mõõtkava 1:25 000) geofüüsikalised gravi- ja magnetvälja kaardid. Just viimased näitasid selgelt, et tegu on kraatrikujulise struktuuriga, mille läbimõõt on 4 km (joonis 3). Kuna Paluküla kerge kujutas endast vaid kraatrit ümbritseva ringvalli üht, kuigi kõige kõrgemat osa, siis K. Suuroja jt. (1974) tegid ettepaneku nimetada kraatrit meenutav struktuur Kärdla ringstruktuuriks ehk kraatriks. Sõna "meteoriidikraater" väljaütlemiseni veel ei jõutud, kuigi tõdeti, et tegu on plahvatustekkelise struktuuriga. Plahvatuse all peeti silmas gaasiplahvatust ehk krüptovulkanismi (Puura 1974).

Uute kerkealade otsimiseks puuriti eelnevalt geofüüsikaliste mõõdistamistega kindlaks tehtud raskuskiirrenduse positiivsete anomaaliade kohal Mäavli soo idapiiril Tubala ja Prählamäe vahemikus 3 puurauku (F176–F178; joonis 1). Kuna kristalse aluskorra kivimid lasusid neis kohtades enam kui 140 m sügavusel, siis see piirkond arvati maavaralist huvi pakkuvate alade

seast välja. Eriti huvitav oli puuraugu F176 läbilõige, milles plahvatusjärgsete lubjakivide ja tugevasti deformeeritud Kambriumi liivakivide ja savide vahel, sügavusel 84.3–98.2 meetrit oli kiht peenpurustatud kristalse aluskorra kivimeid ehk impaktbretšat (joonis 4).

Palukülas puuritud seitsmest puuraugust viis avasid kristalse aluskorra kivimeid maapinnast 21–43 m sügavusel. Nende puuraukude küllalt sarnase koostisega kivimitest võeti proovid nii kristalse ehituskivi kui sellest valmistatud killustiku füüsikalise-mehaaniliste omaduste uurimiseks, aga prooviti ka katvate lubjakivide sobivust nii killustiku valmistamiseks kui lubja põletamiseks.

Kristalsetest kivimitest killustiku katsetamiseks valiti 13 proovi. Igast proovist valmistati kolm erineva suurusega fraktsiooni: 5–10 mm, 10–20 mm,

Joonis 4. Kraatrist väljapaiskunud impaktbretša puuraugu F176 intervallis 81–147 m. Kalle Suuroja foto.



20–40 mm. Otsingute tulemusel piiritleti 40 ha suurune ala, kus katendi paksus oli alla 25 m. Kristalse ehituskivi prognoosvaruks arvutati 20 mln m³, kusjuures kasuliku kihi paksuseks oli 25 meetrit. Katva tehnoloogilise lubjakivi prognoosvaruks arvutati 8 mln m³.

Killustik vastas üldjoontes tollal kõrgekvaliteedilisele killustikule esitatavatele nõuetele, kuigi mõningaid probleeme valmistas killustiku külmakindlus. Tollal kehtinud GOST 8269 nõuete kohaselt ei tohtinud kaalukadu olla peale ettenähtud külmumis- ja sulamistsükleid üle 5%. Näiteks, külmakindluse mark 100 järgi oli kaalukadu pärast sajakordset külma-sulatsükli alla 5%. Enamik katsetatud proovidest vastas külmakindluse mark 100 nõuetele, aga fraktsioonil 5–10 mm oli kaoprotsent sageli lubatust suurem. Nii kujuneski selle fraktsiooni garanteeritud külmakindluse margiks vaid 25. Samas selgus, et madalama külmakindluse margiga proovid olid võetud reeglina lasundi pindmisest ja mõnevõrra murenenud osast.



Killustiku purunemiskindlus silindris tehtud katsetel vastas mark 1200 nõuetele.

TEHNILIS-ÖKONOOMILISE PÕHJENDUSE KOOSTAMINE

Otsingutööde tulemustest innustatuna asuti kohe eeluuringute alustamiseks vajaliku tehnilis-ökonoomilise põhjenduse tarvis seletuskirja koostama (Kala jt. 1974). Kuid siis selgus, et napib andmeid potentsiaalse maardla hüdrogeoloogiliste tingimuste kohta. Nii hakatigi kiirkorras hüdrogeoloogilisi uurin-
guit tegema. Selleks puuriti Paluküla perspektiivala äärealale 14 puurauku (F205–F218), mis jagunesid kolmest puuraugust koosneva nelja grupi (K1–K4) vahel (joonis 1). Neile lisandus veel kaks eraldiseivat puurauku Tubalas (F217 ja F218).

Hüdrogeoloogiliste puuraukude grupi (kõnekeeles põõsa) kesksest puuraugust pumbati. Lubjakivilasund



oli seal torudega manteldatud ja kristalse aluskorra kivimid olid avatud kuni 50 m ulatuses. Settekivimitesse puuritud vaatluspuuraukud asusid kesksest puuraugust 10 m ja 5 m kaugusel. Põhjavee staatiline tase puuraukudes oli maapinnast 15–20 m sügavusel ehk ligikaudu kristalse aluskorra kivimite pealispinna tasemel. Katsepumpamiste tulemuste põhjal tehtud arvutustest selgus, et põhjavee sissevool tulevase karjääri oleks olnud üsna tagasihoidlik ja seda isegi 75 m sügavusel (kattekihi paksus 25 m, kristalseid kivimeid 50 m). Põhiline osa sissevoolust oleks langenud sadevee arvele. Perspektiivala äärele puuritud augud näitasid, et kraatrivalli välisnõlv on kohati väga järsk või siis on kristalse aluskorra kivimid seal tugevasti murenenud. Nii jõudis puurauk F208 (grupp K2) 35 m sügavusel tugevalt murenenud kristalse aluskorra kivimiteni ja jäi nendesse kuni puuraugu lõpuni 81 m sügavusel (joonis 5). K2 grupi puurauk F210, mis oli puuritud august F208 10 m kaugusele ringvalli välisnõlva poole, jõudis pärast lubjakivilasundi läbimist 36 m sügavusel tugevalt deformeeritud Kambriumi liivakividesse ja jäi neisse kuni puuraugu lõpuni 40 m sügavusel. Katvad lubjakivid olid selles puuraukus kaldu kuni 30° nurga all. Ringvalli siseküljel asuvate gruppide K3 ja K4 puuraukudes (F211–F216) oli 40–42 m paksuse lubjakivilasundi kihid kaldu 20–30° nurga all.

E. Kala jt. (1974) koostatud seletuskirja alusel töötati Ehitusmaterjalide Ministeriumis Moskvast välja esialgsed soovitusel Eesti NSV killustikuvajaduse rahuldamiseks (Stepuda, Litvinov 1975). Samalaadne töö valmis ka Tallinnas (Aader 1975). Viimatimainitud töös tehti mõned ettepanekud, mis hirmutasid hiidla-
seid tõsiselt. Nii soovitati tulevases karjääris kasutada töötajana vange ning karjääri kattekivimeid kasutada Hiiumaad üle Vormsi ja Harilaiu mandriga ühendava tammi ehitamiseks.

EELUURING

Eeluuring algas 1975. aastal. Lähteülesande kohaselt kuulusid tööde kavva kristalse ehituskivi füüsikalismehaaniliste omaduste ja kattekihi kõrge CaO sisaldusega lubjakivide uurimine. Geoloogid olid aga rakenduslikest eesmärkidest lähtuvasse uuringuprog-
Joonis 5. Katvate lubjakivide kontakt murenenud kristalse aluskorra kivimitega puuraukus F208 sügavusel 35,1 m. *Tõnis Saadre foto.*

rammi "peitnud" mõned puuraugud kraatri ehituse ja olemuse uurimiseks. Näiteks, puurauk K11 (sügavus 214 m) rajati kraatri välisõlva tundmaõppimiseks, puurauk K12 (459 m) kraatrisüviku põhja ja puurauk K13 (183 m) ringvalli madalama osa ehk nn Põhjaväila uurimiseks (joonis 1).

Huvitavam oli puuraugu K12 (puuraugust 412 ligi 100 m kraatri keskosa poole) rajamise käik Soovälja uudismaale. Puuraugu 412 puurimine lõpetati 345 m sügavusel, peale esimesele graniiditükile sattumist, mis pidi märgistama tookordse ettekujutuse järgi kraatri põhja. Selle ja puuraugust 383 (sügavus 255 m) tõstetud graniidist lähtuvalt joonistasidki mõned uurijad (Žukov jt. 1987) struktuuri keskossa ringikujulise graniidimassiivi.

Nii oletasidki puuraugu K12 projekteerijad, et kindla kõva kraatri põhjani jõudmiseks on 400 m sügavusest puuraugust küll. Kuid kurva tõsiasi selgus, et sel

Joonis 6. Südamik puuraugust K12, sügavus 453,0–458,6 m. *Tõnis Saadre foto.*



sügavusel järgnes esimestele graniiditükkidele sadakond meetrit Kambriumi liivakivi ja sinisavi pankasid. Alles 440 m sügavusel jõuti tugevalt purustatud kristalse aluskorra kivimiteni, mida mööda puuriti veel ligi 20 meetrit (joonis 6). Kuigi purustamata kivimiteni ei jõutud, tuli puurimine tehnilistel põhjustel lõpetada. Puurimise jätkamiseks oleks tulnud puurauk 440 m ulatuses manteldada, et isoleerida varisemisohhtlikud liivakivi ja sinisavi pankad vahemikus 360–440 m. Projekti tehes oli arvestatud, et 350 meetrist torudest jätkub ja just nii palju torusid saarel oligi. Puudu jäi sadakond meetrit ja neid ei olnud võimalik nii kiiresti kusagilt saada. Puurauk vajab aga kohest manteldamist, sest seistes oleks sinisavi hakanud punduma ja pudedad liivakivid varisema. Nii tuligi puurimine avariiohu tõttu lõpetada. Puuraugust K12 tehtud katsepumpamisel saadi keemiliselt kloriidset naatriumi ja kaltsiumi sisaldavat mineraalvett, mille mineraalainete sisaldus oli kuni 2,0 g/l. Seejuures torudega oli isoleeritud üksnes vahemantelduse käigus suletud paelasund 270 m ulatuses.

Kristalse ehituskivi uurimise otstarbel puuriti 16 umbes 80 m sügavust puurauku ja seda tehti arvestusega, et need avaks potentsiaalset maavara ca 50 m ulatuses. Mõnes puuraugus, eriti perspektiivala (kraatri ringvalli) välisõlva läheduses kristalsete kivimite murenemise sügavuse suunas isegi kasvas. Mõnes puuraugus (P6, P10) jõuti pärast kümnekonna või enama meetri paksuse kristalsete kivimite lasundi läbimist hoopis Kambriumi liivakividesse. Ka perspektiivala keskel avati siin-seal puuraukudega (P11, P12; joonis 1) murenenud või tugevalt lõhelisi kivimeid. Geoloogia Valitsuse juhtkond reageeris sellele kiiresti ja peagi saabus käsk puurimine lõpetada ning asuda laboratoorsete tööde ja lõpparuande koostamise juurde.

PALUKÜLA KRISTALISE E HITUSKIVI KVALITEEDIST

Paluküla kristalse ehituskivi kvaliteeti hinnati tollal kehtinud GOST 8267-64 nõuete järgi. Kuna eeluuringud lõpetati kiirustades, siis ei peetud ka vajalikuks kristalse ehituskivi ega sellest valmistatud killustiku füüsikalisi-mehaanilisi omadusi täiendavalt uurida ja seetõttu toetatakse aruandes (Kala jt. 1976) toodud järeldustes üksnes varasematele uuringutele (Barankina, Gromov 1973; Suuroja jt. 1974).

Tabel 1. Paluküla kristalse ehituskivi füüsikalisi-mehaanilised omadused

Proovi liik	Mõõtühik	Min.	Max.	Keskmine
Survetugevus kuival	kg/cm ²	595	2230	1369
Survetugevus veega küllastunult	kg/cm ²	280	1765	1168
Survetugevus (külmakindluse mark 25)	kg/cm ²	487	2452	1020
Survetugevus (külmakindluse mark 50)	kg/cm ²	382	1582	1106
Veeimavus	%	0,1	1,42	0,44
Mahukaal	g/cm ³	2,56	2,88	2,76
Erikaal	g/cm ³	2,66	2,93	2,84

Paluküla kristalse ehituskivi füüsikalisi-mehaanilisi omadusi uuriti kolmest puuraugust (C3, C5, C8A; joonis 1) võetud katsepaldade alusel ja killustiku omadusi uuriti kuuest puuraugust (C5A, C6, C8, F170, F171, F175) võetud 13 proovi, kokku 39 fraktsiooni alusel (tabel 1).

Silindris tehtud survekatse tulemuste kohaselt oli killustiku purunemiskindluse mark 1200, mis eeldas kaalukadu alla 16%. Kõigi fraktsioonide kaoprotsent oli 8,2–9,7% ehk keskmiselt 9,0%. Kui seda tinglikult võrrelda tänapäeval kasutatava Los Angelese purunemiskindluse katse kaoprotsendiga (Siht 2011) ja kasutades üleminekutegurit 2,2, siis saame tulemuseks 20% ehk LA 20, mis vastab ehituses kasutatava I klassi killustiku nõuetele (LA <20).

Vastupidiselt tavapärasele määrati killustiku purunemiskindluse margiks 1200 ja kivimist tehtud katsekeha margiks 1000. See on seletatav sellega, et kuna Paluküla kristalne ehituskivi on olnud meteoriidiplahvatusel mõjuväljas, siis on kivimimassiiv lõheline ja kohati ka plahvatusjärgsete protsesside tagajärjel murenenud. Killustiku valmistamisel puruneb kivim sageli mikro- ja makrolõhede pindu pidi ning seetõttu osutubki killustikuosiste survetugevus kõrgemaks esmapilgul monoliitsena näiva kivimonomoliidi omast.

Killustiku külmakindlust uuriti külmumis- ja sulamistsükli meetodil 13 proovist tehtud kolmes fraktsioonis (5–10 mm, 10–20 mm, 20–40 mm). Katsetatud 39 fraktsioonist 14 (36%) vastasid külmakindluse margile 100, 6 (15%) margile 50 ja 19 (49%) mar-

gile 25. Eraldi võttes vastas fraktsioon 5–10 mm margile 25; fraktsioon 10–20 mm margile 50 ja fraktsioon 20–40 mm margile 100. Kui perspektiivala jagati vastavalt kivimi rikutuse astmele kolmeks plokiks, siis I ploki kivimist valmistatud killustiku külmakindluse mark oli 100 (kõige vähem rikutud kivim), II ploki (kõige rikutum kivim) 25 ja III ploki (vahepealne) 50.

Killustiku kulumiskindlust trumlis uuriti vaid ühe koondproovi kolmes fraktsioonis (Barankina, Gromov 1973) ja need vastasid margi I-1 nõuetele. Selle järgi ei tohtinud kaalukadu riultrumlis tehtud katsel, mis oli nõukogudeaegne variant tänapäeval tunnustatud Los Angelese purunemiskindluse katsest (Aigro, Jürgenon 2011), ületada 25%. Konkreetset juhul oli see 18,5–20,0% ehk killustik vastas kõige kõrgema, st I klassi nõuetele. Nõeljate ja plaatjate terade sisaldus killustikus oli 3–12%, keskmiselt 7%. GOST 8267-64 nõuete kohaselt ei tohtinud see ületada 15%.

Mõningaid probleeme oli killustiku väljatuleku ehk saagisega, mis kuue proovi andmetel oli 58,6–76,4% (keskmiselt 65,5%). Kuna killustik valmistati puursüdamikust, mille väljatulek oli ligi 95%, siis saadi killustiku saagiseks kivimist ca 60%. Seda oli muidugi vähevõitu.

Vaatamata loetletud puudustele leiti, et Paluküla I ja III ploki kristalsest ehituskivist valmistatud killustik on kõlbulik kasutamiseks nii asfaltbetooniteede ülemises kui alumises kihis, II ploki oma aga üksnes alumises kihis. Kui tänapäeval esitatavatest nõuetest lähtuda, siis kogu Paluküla ehituskivi (migmatiidistunud amfiboliidid ja gneisid), kui rikketsoonid välja arvata, on kõlbulik kõrgeklassilise (I ja II klass) killustiku valmistamiseks. Varu mahuks arvatati 20 mln m³. Suuremate plokkide murdmiseks Paluküla kristalne kivim oma suure lõhelisuse tõttu ei sobinud. Pärast neid uurinuid ei ole Paluküla kristalse ehituskivi vastu keegi huvi tundnud ja maardlate nimistustki on Paluküla kristalse ehituskivi varu kustutatud.

MIKS EI SAANUD ASJA KALJUKIRIKU IDEEST?

Eeluuringute projekt nägi ette mitme tonni suuruste proovide võtmise kristalsetest kivimitest, et valmistada tööstuslikel purustitel killustikku nende füüsikalismehaaniliste omaduste määramiseks. Selleks oli projektis ette nähtud Paluküla mäe kirdenõlvale (joonis 7), lennuvälja teest sadakond meetrit loode poole rajada ca 200 m pikkune, 20 m laiune ja kuni 20 m sügavune tranšee. Teadaoleva informatsiooni kohaselt oleks kristalse aluskorra kivimite pealispind pidanud olema tranšee lõpus vaid 16–18 m (= 6–8 m üle merepinna) sügavusel maapinnast (kuni 24 m üle merepinna). Tranšee oleks sellisel juhul avanud kristalseid kivimeid 2–4 m ulatuses. Põhjavee staatiline tase sealkohal oli kuni 4 m üle merepinna ehk teisisõnu, põhjavee olulist sissevoolu kaevandisse ei olnud karta. Sadevee ja suurveeaegse põhjavee oleks saanud ca 300 m pikkuse kraaviga juhtida mäe jalamile, mille kõrgus oli ca 6 m üle merepinna. Tranšee avamisest saadava materjali kasutuse üle ei olnud vaja pead murda, sest nõudlus paest killustiku järele oli saarel suur.

Kohalikult omavalitsuselt ja maavaldajalt saadi luba kiiresti. Tänapäevaga võrreldes, kus geoloogiliste uuringute loa saamine kujutab endast tõelist bürokraatia Kolgata teed, realiseerusid sellised asjad tolaaegsel Hiiumaal lihtsalt ja parema arusaamise vaimus. Geoloogid töötasid Hiiumaal lühemate ja pikemate vaheaegadega ligi 30 aastat ja ei ole kuulnud, et hiid-

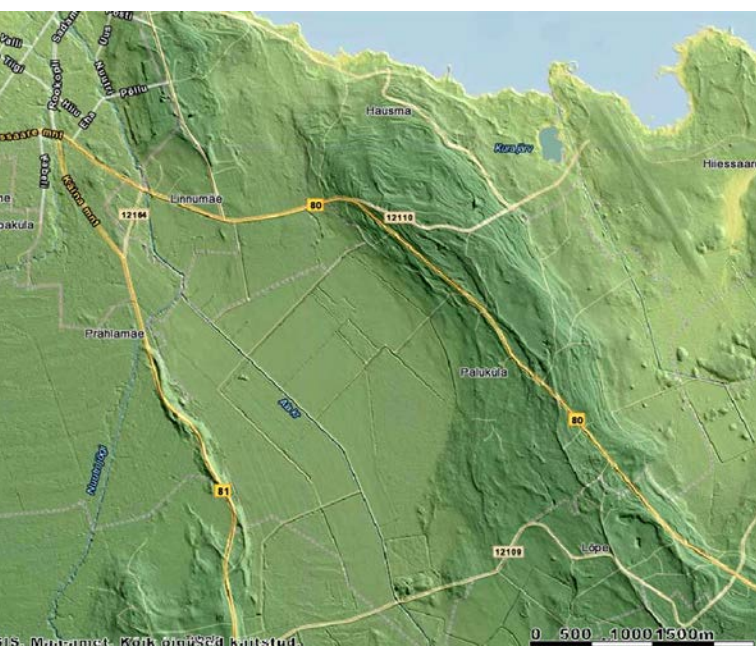
lased selle üle eriti oleks pahandanud. Hea läbisäämise juures mängis olulist rolli ka see, et koostöö oli mõlemale osapoolle kasulik. Hiidlaste kasu seisnes ligi paarisajast neile rajatud puurkaevus ja geoloogide kasu puurkaevu aukudest tõstetud südamikus, mille põhjal sai täpsustada saare geoloogilist ehitust. Ei, neid kaevu ei rajatud haltuura korras ega tasuta, vaid täitsa ametlikult ja lepingulises korras, tellijale soodsas hinnaga.

Eriti meeldis tranšee rajamise idee maavaldaja esindajale, *Rahu Eest* kolhoosi esimehele Tõnu Otsasonile. Ärkasa vaimuga esimees, kelle eestvedamisel kolhoosi territooriumile rajati dendropark ja koguti esinduslik daaliate kollektsioon, nägi vaimusilmas juba tranšees hiidlaste oma Kaljukirikku seinu kerkimas. Kaljukirik ehk Tempeliaukio kirkko ehitati 1969. aastal Helsingisse kaksikvendade Timo ja Tuomo Suomalaineni projekti järgi. Graniidist (migmatiidist) künka nõlva sisse murtud Kaljukirik on looduslikust kivist murtmisjärgsete seintega ja oivalise akustikaga. Sellest on kujunenud loodusläheduse sümbol ja ülemaailmselt tähelepanu pälvinud kirik-kontserdisaal. Kas hiidlastel oleks õnnestunud ehitada oma Kaljukirik, aga üks õpetlik vaatamisväärsus ning imetusobjekt oleks sellest kindlasti saanud.

Ülemaailmselt tähelepanu pälvinud vaatamisväärsus on ka Nördlingen Riesi meteoriidikraater Saksamaal, milles paljanduvad meteoriidiplahvatuse käigus tekkinud kivimid: süeviidid, impaktbretša jt. Riesis on eriti tähelepanuväärne meteoriidiplahvatuse käigus tekkinud osaliselt sulanud kivim – süeviit, mis püüab pilku arvukates karjäärides ning Nördlingeni linnamüüri, kirikute ja elamute seintes. Paluküla tranšeel oleks olnud välja pakkuda isegi midagi enam. Peale meteoriidiplahvatuse imede oleks see olnud ainuke vaadeldav kristalse aluskorra paljand Ida-Euroopa platvormil koos katva aluspõhja paelasundiga ja nende omavahelise kontaktpinnaga. Lisaks veel võimalikud maagisooned ja naftailmingud...

Lõpetamata jäänud Paluküla eeluuringute ohvriks langes ka proovitranšee. Kui arvestada seda, et tranšee rajamine oleks projekti kohaselt maksma läinud vaid mõnikümmend tuhat rubla, siis on tuliselt kahju, et nii väärt ettevõtmine lõpetamata jäi.

Joonis 7. Kärkla kraatri keskosa Maa-ameti maapinna reljeefi kaardil. "Kaljukirik" oli kavandatud Paluküla mäe kirdenõlvale.



GRANIITI OTSITI, METEORIIDIKRAATER LEITI

Uus võimalus Kärdda kraatri uurimiseks leiti 1979. aastal Lääne-Eesti aluspõhja struktuurikaardi (mõõt-kava 1:200 000) koostamise käigus (Suuroja jt. 1981). Kraatri kirdenõlva ehituse uurimiseks puuriti 3 puur-
auku (K14–K16) ja ringvalli lõunaosasse, gravitat-
siooni miinimumi ehk nn Lõunaväila kohale veel
165 m sügavune puurauku K17 (joonis 1).

Kuid uutest puurtöödest veelgi olulisemaks osutus puurangu K12 alaosa bretšast tehtud õhikute uurimise resultaat. Õhik on klaasile kleebitud 0,02–0,04 mm paksune kivimi preparaati mineraalide optiliste oma-
duste uurimiseks polarisatsioonimikroskoobi all. Kuigi ka Eestis osati õhikuid valmistada, siis kristalse alus-
korra uurijad tegid neid kolleegide juures Leningradis Üleliidulises Geoloogia Instituudis (VSEGI). Sinna saa-
deti ka puurangu K12 võetud kivimipalad. VSEGIst töötas tollal NSV Liidu üks tuntumaid meteoriidikraat-
rite uurijaid Viktor Masaitis, kelle esimesed uurimused olid ilmunud juba 1970-ndate algul. Saanud teada, et nende juures on tegemisel õhikud Hiiumaal asu-
vast salapärasest kraatrikujulisest struktuurist, tahtis ta loomulikult neid õhikuid näha. Tema juhtiski Eesti geoloogide tähelepanu sellele, et kõnealuste õhikute kvartsi terades on näha planaarseid elemente (ingl *planar deformation features* ehk lühendatult PDF; joonis 8), mis on vastuvaidlematuks tõendiks sellest, et neid sisaldavast kivimist on läbi käinud meteoriidi-
plahvatusega kaasnev ühelikiirusega lööklaine.

Ajalugu armastab grimasse ja nii juhtuski, et esimene teade Kärdda kraatri meteoriitsest päritolust jõudis enne V. Masaitise jt. (1980) raamatusse astrobleemide geoloogiast ja alles siis Eesti geoloogide aruandesse (Suuroja jt. 1981).

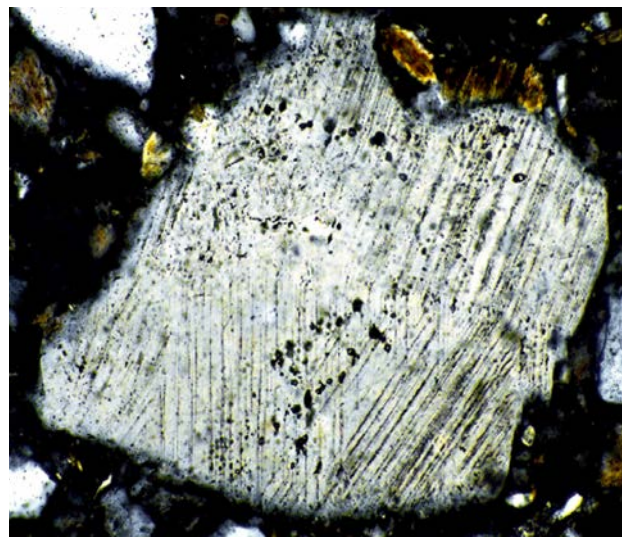
PLANAARSED ELEMENDID KUI METEO- RIIDIPLAHVATUSE JÄLJED

Planaarsed elemendid ehk PDFid on löögimoonde tagajärjel mineraalides (enamasti kvartsis) tekkivad ja loomuliku lõhelisuse suundi eiravad tihedad (üle 100 lõhe 1 mm kohta) paralleelsete lõhede süstee-

Joonis 8. Planaarsete elementidega kvartsi tera (läbi-
mõõt ca 1 mm) Kärdda kraatri impaktbretšast. *Kalle Suuroja foto.*

mid. PDFid annavad tunnistust sellest, et neid sisal-
dav kivim on olnud meteoriidi- või tuumaplahvatuse mõjuväljas ja allunud ülirkõrgele rõhule. Sellest olid kirjutanud nii E. Shoemaker (1960) kui ka NSV Liidu kraatriuurija V. Masaitis (1970), kuid suure teaduse peavooludest eemale jäänud Eesti geoloogideni ei olnud see teave veel jõudnud.

1962. aasta 6. juulil lõhati USAs Nevada tuuma-
polügoonil 194 m sügavuses šahtis trotüülekvalen-
tides ca 100 kilotonnise võimsusega tsiviilotstarbeline tuumaseadeldis. Storax Sedani nime kandnud tuuma-
plahvatus paigutas ümber ca 11 mln tonni pinnast ja selle tagajärjel tekkis ca 100 m sügavune ja 390 m läbimõõduga kraater. Kui geoloogid siis kraatrisüvikus plahvatusest mõjustatud liivakivide õhikuid polaris-
atsioonimikroskoobi all uurima hakkasid, leidsid nad sealt PDFe. Seni oli neid leitud üksnes oletatavate meteoriidiplahvatuste mõjuväljas olnud kivimites. Katseliselt oli kindlaks tehtud, et PDFide tekkeks kvartsis on vaja enam kui 1 000 000 atmosfäärilist (ca 10 gigapaskalit, seejuures $GPa = kN/mm^2$) rõhu-
muutust. Aga sellist rõhumuutust Maal esineb üksnes tuuma- ja meteoriidiplahvatuste puhul. See on tõsiasi, mida ei ole seni kummutada suutnud ükski oponent. Võidakse muidugi väita, et Maa tuumas tõuseb rõhk kuni 3 mln atmosfäärini, aga ei mingeid PDF-e. Kuid kõikvõimalikud rõhust tingitud purustused ja muutused kivimites, lihtsast lõhenemisest kuni aurustumise-
ni välja, ei toimu mitte kuitahes suure rõhu juures, vaid siis kui rõhu all oleva kivimi rõhk kiiresti langeb. Maapõue suurtes sügavustes võib rõhk kuitahes kõrge olla, kuid ükski sulami või kivimitükk ei jõua sealt hetkega maapinnale ca 1 atmosfäärise rõhu kätte.



TOITLUSTUSPROGRAMM, MINERAALVESI JA METEORIIDIKRAATER

1983. aasta alguses käivitus NSV Liidus Toitlustusprogramm, mis pidi plaanimajanduse raskustes vaevleva impeeriumi toiduainete ja tarbekaupade nappusest päästma. Toitlustusprogramm nägi ette, et kõik mittepõllumajanduslikud ettevõtted ja asutused teevad midagi elanikele vajalike toiduainete ning tarbekaupade tootmiseks. Kalurikolhoosi *Hiiu Kalur* esimehele, Peeter Vohule ja Eesti NSV Geoloogia Valitsuse Keila Geoloogiatöökonna peainsenerile Priit Rauale meenus toitlustusprogramm siis, kui nad otsisid vahendeid kalurikolhoosi rajatavale noorkala kasvatusesele puhta põhjavee ja puhkekodule mineraalvee leidmiseks. Aga nagu tellitult meenus Kärddla kraatri uurimisest huvitunud geoloogidele, et nad olid puuraugust K12 saanud pea et mineraalvee nõuetele (lahustund mineraalainete sisaldus ca 2 g/l) vastavat põhjavett (Kala jt. 1976). Nii tegidki geoloogid ettepaneku, et juhul kui magedamat põhjavett andvad veekihid kuni 360 m sügavuseni mantelkorudega isoleerida, siis võiks sügavamatest kihtidest saada veelgi kõrgema soolsusega mineraalvett.

Ettepanek, mida sai serveerida kui kaasaaitamist toitlustusprogrammiga seatud ülesannete täitmisele, pälvis nii Geoloogia Valitsuse kui Moskva juhtkonna toetuse. 1983. aasta algul valmis projekt, mis nägi ette Öngu noorkala kasvatusesele mõeldud mitmete madalamate magevee kaevude kõrval ka 450 m sügavuse mineraalvee otsingupuuraugu rajamise kraatri keskele. Sinna seepärast, et geoloogid, kes olid jõudnud end juba meteoriidikraatrite ehitusega mõnevõrra kurssi viia, lootsid kraatri keskelt leida suurematele meteoriidikraatritele iseloomulikke keskkerget.

Ja nad ei eksinud, sest puurauk K18 (joonis 1) jõudis eeldatud 450 m asemel juba 400 m sügavusel küllaltki monoliitsete kristalse aluskorra kivimiteni (amfiboliidid, graniitgneisid) ja jäi nendesse kuni puuraugu lõpuni 431 m sügavusel (Tassa, Perens 1984). Katsepumpamisel sügavuselt 340–431 m saadi keemiliselt kloriidset naatriumi ja kaltsiumi sisaldavat mineraalvett, milles lahustunud mineraalainetes sisaldus oli kuni 4 g/l. Bioaktiivsetest elementidest sisaldas see märkimisväärses koguses broomi ja joodi.

Moskva Kurortoloogia Kesklaboratoriumis tehtud uuring näitas, et see nn Druskininkai tüüpi mineraal-



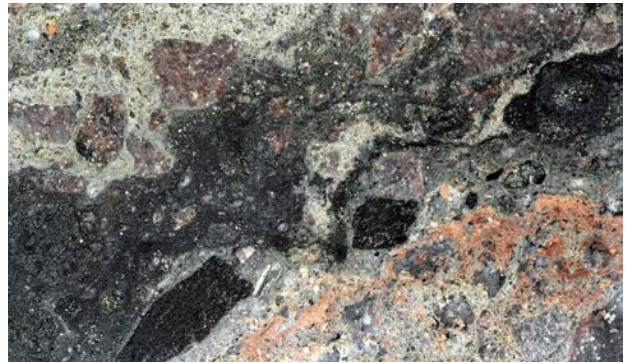
Joonis 9. Kraatri keskkerke kohal paiknevas mineraalvee majas on puurkaev K18, kust ammutati aastail 1986–1996 Kärddla mineraalvett. *Tõnis Saadre foto.*

vesi on kasutatav raviotstarbelise lauaveena. 1984. aasta juulis, kalurite päeval, anti puurkaev koos selle juurde kuuluva aruandega kalurikolhoosile pidulikult üle. 1985. aastal kerkis puurkaevu kohale hoone (joonis 9) ja *Hiiu Kalur* hakkas sealt väljapumbatavat mineraalvett pudelitesse panema ja *Kärddla* nime all turustama. Geoloogid soovitasid tootele küll veidi eksootilisemat nime – *Täheveri*, sest Nõukogude meteoriidikraatrite uurijad nimetasid tollal vanu ja suuri meteoriidikraatriteid astrobleemideks (kreeka keeles tähehaav) ja mis see tähehaavast voolav vedelik siis ikka muud on kui täheveri.

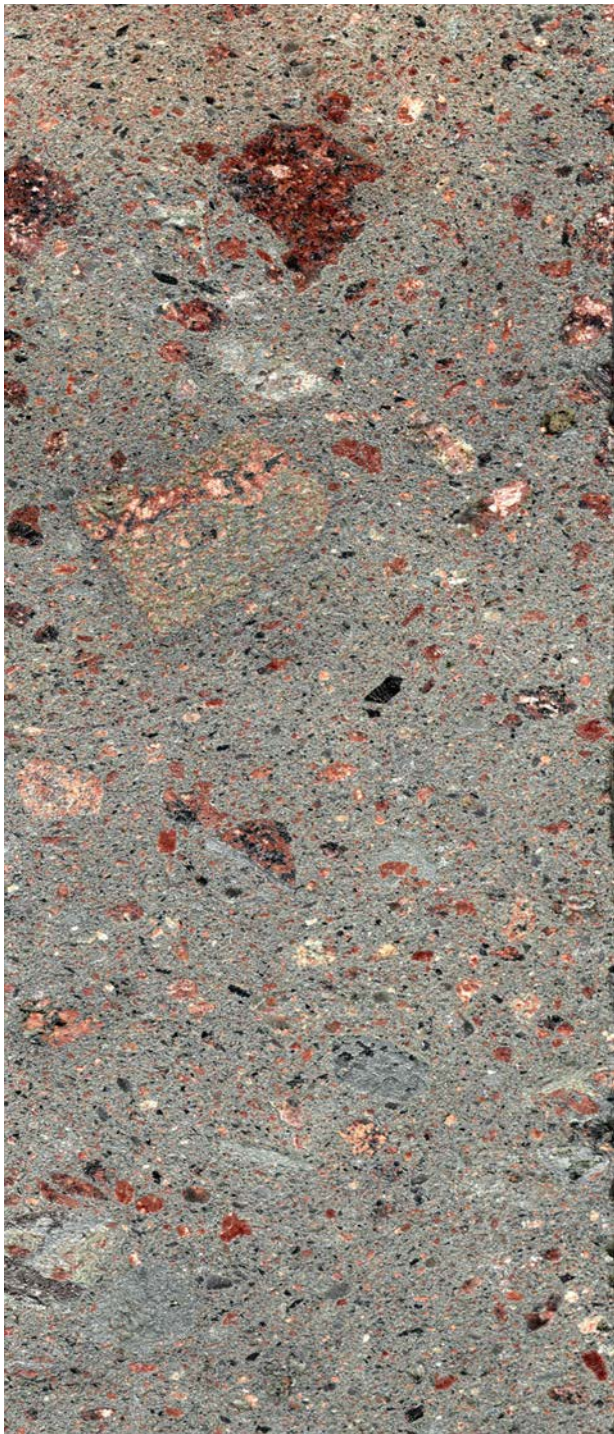
METEORIIDIKRAATER JÕUAB TEADUSESSE

Kui senini oli Kärddla meteoriidikraatri alal põhiliselt puuritud, siis 1984. aastast alates ehk 15 aastat pärast esimese Paluküla mõistatusele pühendatud artikli ilmumist (Viiding jt. 1969), hakati kraatriga seotud uurimistöde materjale laialdasemalt publitseerima. E. Kala jt. (1984), V. Puura ja K. Suuroja (1984), H. Bauert jt. (1987) arutlesid oma artiklites struktuuri ehituse ja vanuse üle ning seostasid seda enamasti umbes 455 miljoni aasta eest Ülem-Ordoviitsiumi Idavere eal toimunud meteoriidiplahvatusega. Sellele tulemusele oli jõutud esmajoones kraatri põhjas olevate lubjakivide vanuse järgi. E. Pirrus (1976), kes toetus kraatri vanust määrates kraatrivalli välisõlval puuritud aukude I-1 ja I-2 läbilõigete materjalile, on oma väljaütlemistes tagasihoidlikum: Kambriumi ajastu järgne aeg. A. Kleesment jt. (1987), uurinud plahvatusjärgsel ajal tekkinud liivakive kraatri kirdenõlval, eristavad nende seas kahte erimit: kraatrist väljapaisatud kivimipurdu ja ringvalli kulutusel tekkinud kris-

talse aluskorra kivimite materjali. R. Gailius jt. (1987) tutvustavad Kärkla meteoriidikraatrit teiste Baltimaade meteoriiditekkeliste struktuuride seas Vilniuses peetud tektoonikaalase nõupidamise kogumikus ja V. Puura jt. (1989) avaldavad Kärkla meteoriidikraatrit tutvustava artikli NSVL juhtivas meteoriitika-alases teadusajakirjas *Meteoriitika*. Kui eelnevates trükistes ei seadnud üksi kahtluse alla Kärkla kraatri meteoriitset päritolu (joonis 10, 11), siis teevad seda F. Žukov jt. (1987), kes tõlgendavad meteoriidiplahvatusel tekkinud sulami leide kui tõendit kraatri vulkaanilisest päritolust.



Joonis 10. Kärkla bretša, lihv puuraugust K18, sügavus 378,5 m. Kalle Suuroja foto.



KRAATRIT UURIVAD SÜVAKAARDISTAJAD

1988. aastal asusid geoloogid Hiiumaa kristalset aluskorda kaardistama. Selle töö käigus puuriti 31 aluskorra kivimeid avavat puurauku (F351–F382) ja pea kõik need andsid mingil määral teavet ka Kärkla kraatri kohta (Suuroja jt. 1991, Koppelmaa jt. 1996).

Kraatrisüviku keskosas, puuraugust K18 350 meetrit edela poole puuriti Eesti sügavaim (815,2 m; joonis 12) Soovälja puurauk K-1 (esialgne number F373). Selle puurauguga kavatseti väljaselgitada meteoriidiplahvatuse mõju sügavus (joonis 13). Puurimiseks kasutati tollal Eesti võimsamat puuragregaat UKB 800, mis oli mõeldud kuni 800 m sügavuste väikse diameetriga uuringupuuraukude puurimiseks. Agregaat oli tellitud spetsiaalselt sügavate puuraukude puurimiseks. Puuritoid juhatas vanempuurmeister Vassili Kilin.

Puurauk K-1 jõudis pärast juba puuraukudest K12 ja K18 teadaolevate kivimikihtide läbimist 530 m sügavusel kraatri põhjani, kus olid impaktiitide (meteoriidiplahvatusel tekkinud kivim) sooni sisaldavad lõheline migmatiidistunud gneissid ja amfibliidid. 590 meetri sügavusel olid kivimid küll vähem purustatud, kuid plahvatuse jäljed säilisid ja seda kuni puurimise lõpetamiseni 815,2 m sügavusel. Nii läbis puurauk purustatud kivimeid umbes 285 m ulatuses, ilma et oleks neist välja jõudnud. Geoloogid tahtsid küll puurimist jätkata, kuid puuragregaaadi tehnilised näitajad ei lubanud rohkemat. Kuigi puuriti kergsulamist varrastega, kippusid vintsi pidurid enam kui 800 m pikkuse puurkolonni raskuse all libisema. Ja ega siin kümned meetrid ei oleks aidanudki, sest nagu näitas J. Plado jt. (1996) poolt läbi viidud petrofüüsikaliste

Joonis 11. Kärkla süeviidne bretša, lihv puuraugust K18, sügavus 394 m. Kalle Suuroja foto.



uuringute tulemusel koostatud kivimite tiheduse määramise graafik, oleks võinud puurauk jõuda purustamata kivimiteni maapinnast umbes 1 km sügavusel.

Rohkem kui kraatriala kohta, andsid Hiiumaal süvakaardistamise käigus rajatud puuraugud teavet plahvatusga kraatrist väljapaisatud kivimipuru (ingl *ejecta*) leviku ja koostise kohta. Selgus, et väljapaiskunud materjal levib kraatri ümbruses ligi 50 km raadiuses, mille piires kihi paksus vähenes kraatrivalli taguselt mõnelt meetrilt kuni mõne sentimeetrini (Suuroja jt. 1991).

Kraatrivalli pealsetest lõhelistest lubjakividest oli varemgi püüdi, galeniidi ja sfaleriidi kristalle leitud (Palmre 1961, 1967), kuid uusi kerkealasi otsides (Suuroja jt. 1974) sattuti kraatrivalli nõlva kohal, Tubala soos puurauguga F178 (joonis 1) sügavusel 142,5–144,9 m galeniiti ja sfaleriiti sisaldavale lubilii-vakivi kihile. Geokeemik Valter Petersell otsustas selle peale kraatrialalt maaki otsima hakata. Ta lähtus hüpo-

Joonis 12. Eesti sügavaima puuraugu Soovälja K-1 südamik, graniitgneissid amfiboliitide reliktidega sügavuselt 809,0–815,2 m. Kalle Suuroja foto.

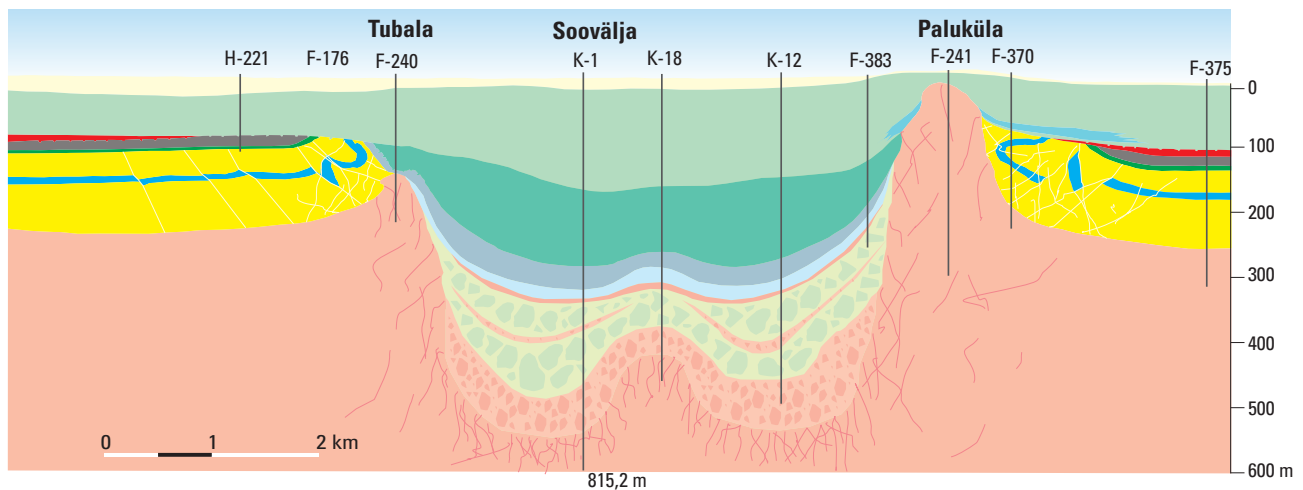
teesist, et maagikeha eraldab neidsamu elemente, mille poolest ta on rikas. Eralduvate komponentide püüdmiseks kaevati maasse absorbeeriva ainega immutatud riidetükid. Kuu aja pärast võeti proovilapid välja ja põletati ning saadud tuhast määrati otsitava elementide (antud juhul plii ja tsink) sisaldus. Nii õnnestuski geokeemikutel Kärddla ja Tubala ümbrusest leida mitu plii ja tsingi suhtes anomaalset ala. Ühe sellise anomaalia kohale, mis asus Paluküla mäelt lennukite suunduva tee ääres (umbes 650 m ringvalli harjalt ja 200 m Hausmale viiva tee ristist), puuriti auk F374 (joonis 1). See avas 42 m sügavusel dolomiidistunud lubjakivides nende kontaktil liivakividega umbes 5 m paksuse maagikeha, milles oli kuni 10% tsinki ja 2% pliid (Suuroja jt. 1991, 1993).

Kärddla linna põhjaveevaru uurimise (Kuptsov jt. 1990) käigus täpsustati ringvalli ehitust Kärddla linna piiril Linnumäel ja Prählal. Arusaadavalt selgitati selle töö käigus ka kraatristruktuuri mõju Kärddla linna survepõhjavee kujunemisele.

SUUREMÕÖTKAVALINE GEOLOOGILINE KAARDISTAMINE JA KRAATER

1992. aastal hakati Hiiumaal suuremõõtkavalist (mõõtkava 1:50 000) geoloogilist kaardistamist tegema. Sügavaid puurauke selle töö käigus Hiiumaal ega ka kraatrialal ei puuritud, kuid lisateavet andsid kraatri ja selle ümbrisalale rajatud ca 200 puurauku, millest ca 150 olid lepingulises korras puuritud madalamad (keskmiselt 50 m) puurkaevud. Ka Kärddla meteoriidikraater leidis kaardistamistööde käigus käsitlemist (Suuroja jt. 1993). Paljud kaardilehtede seletuskirja probleemid ja graafiline materjal on leidnud edasiarendamist arvukates teaduspublikatsioonides (Puura, Suuroja 1992; Lindström jt. 1992; Puura jt. 1994, 1996, 2004; Koppelmaa jt. 1996; Plado jt. 1996; Suuroja 2002; Suuroja jt. 1997a, 2002) kui ka populaarteaduslikes raamatutes (Suuroja 2001, 2008).

Kuna Paluküla kristalse ehituskivi varu oli vahepeal tunnustatud mitteperspektiivseks, siis sellele kaardistamise käigus erilist tähelepanu ei pööratud. Küll aga uuriti varasemate tööde andmete põhjal Paluküla perspektiivala lubjakivi kasutamise võimalusi lubja



Kattev kompleks:

- Kvaternaari setted
- Ordoviitsiumi lubjakivid
- Ordoviitsiumi rifilubjakivid
- Väljapaiske kiht

Täitev kompleks:

- Ordoviitsiumi lubjakivid
- Turbidiidid
- Tsunaami setted
- Pangasbretšad
- Impaktbretšad

Aluse kivim:

- Ordoviitsiumi lubjakivid
- Ordoviitsiumi liivakivid
- Kambriumi liivakivid
- Kambriumi savid
- Kristalne aluskord

põletamiseks ja killustiku valmistamiseks. Leiti, et keskmiselt 7,4 m paksune Saunja kihistu peitkristalne lubjakivi on keemiliste analüüside põhjal (keskmiselt 53% CaO, 1% MgO, 2,6% lahustumatut jääki) kõlblik A klassi ehitus- kui tehnoloogilise lubja põletamiseks, aga kasutatav ka tehnoloogilise kivina. Samast kivimist valmistatud killustiku survetugevuse mark on 400 ja külmakindluse mark 25. Mäetehnilised tingimused perspektiivalal on soodsad, sest kogu kasulik lasund asub põhjavee tasemest kõrgemal.

Kraatri kirdenõlval avastatud polümetalse (tsink, plii) maagistumise piiritlemiseks puuritud kolm puurauku (K165a, b ja c) näitasid, et puurauguga F374 avatud maagikeha on üsna tagasihoidlike mõõtmetega (läbimõõt alla 100 m, paksus kuni 5 m) ja maavarana tähendust ei oma. Paljudest puuraukudest leiti naftat. Seda päris naftat tuli haruharva ette, sagedamini leiti lubjakivi pooridest ja lõhedest kõva läikivmusta asfaldi või siis savikamatest lubjakivi kihtidest naftast pruunikaid laike (Suuroja jt. 1993).

KÄRDLA ANNAB TEATEPULGA NEUGRUNDILE

Polümetallide ja nafta ilmingud, tehnoloogiline lubjakivi ja ka Kärddla meteoriidikraatriga seonduvad probleemid viisid 100 km² suuruse kraatriala detailse

Joonis 13. Kärddla meteoriidikraatri läbilõige.

(mõõtkava 1:10 000) geoloogilise kaardistamiseni (Suuroja jt. 1997b). Seismilise pidevprofileerimise meetodit kasutades üritati Stockholmi Ülikooli uurimislavaga *Strombus* uurida Kärddla lahes paiknevat kraatrit ümbritsevat ca 13 kilomeetrise läbimõõduga ringmurrangut, sest viimase olemust ei olnud seni puurimise ja geofüüsika abil õnnestunud maismaal täpsustada. Kuna vee sügavus uuringuprofiilil oli suhteliselt väike (5–15 m), oletatava ringmurrangu kohal isegi alla 5 m, siis ei saadud nendegi uuringutega selget ülevaadet ringmurrangust. Sümbolse tähendusega oli Kärddla lahe akvatooriumi uurimise järgselt profiili jätkuks oleva, umbes 60 km kaugusel asuva äsjaavastatud Neugrundi meteoriidikraatri uurimine (Suuroja 1996a). Oluline on ka see, et just Kärddla meteoriidikraatri uurimisel omandatud kogemused ja puursüdames nähtud meteoriidiplahvatusest mõjutatud kivimid olid need, mis võimaldasid välja tulla uue hüpoteesiga Loode-Eesti gneiss-bretša rahnude päritolu kohta, mis viiski Neugrundi madala merepõhjas meteoriidikraatri avastamiseni (Suuroja, Saadre 1995; Suuroja 1996a, b).

Läbi kolme aastakümne kestnud väliuuringute periood Kärddla meteoriidikraatri alal oli lõpule jõudnud. Eesti geoloogiateenistuse ulatuslikel puurtöödel rajati kraatrialale ja selle ümbrusesse ligi 300 puurauku, millest

tõsteti umbes 15 km puursüdamikku. Informatsiooni lahtimõtestamise perioodil pöörati enam tähelepanu artiklite avaldamisele teadusajakirjades ja seetõttu on kaldunud uuringute põhiraskus rakendusgeoloogiliste uuringutega tegelevast Eesti Geoloogiakeskusest üha enam teaduslikele uuringutele orienteeritud Tartu Ülikooli geoloogia osakonda. Mooramaa mees oli oma töö teinud. Kärkla meteoriidikraater oli suures osas uuritud ja Neugrundki avastatud.

KIRJANDUS

- Aader, L. 1975. Eesti NSV kõrgemargilise killustiku vajaduse katmise võimalike variantide võrdlus. Eesti Riigiarhiiv (ERA, R-2347.3.1156).
- Aigro, M., Jürgenson, V. 2011. Karbonaatsete kivimite füüsikalisi-mehaanilisi näitajaid oleks vaja ühtlustada. Keskkonnatehnika, 3, 38–39.
- Barankina, I., Gromov, O. 1973. Paluküla kerke piirkonnas 1972. aastal läbiviidud graniitkillustiku perspektiivsuse hindamise esialgsed geoloogilised tulemused (Hiiumaa, ENSV). Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse seletuskiri, Tallinn. Eesti Geoloogiafond, 3261. [Vene keeles].
- Bauert, H. A., Männil, R. M., Suuroja, K. A. 1987. O vremeni obrazovanija Kärklaskogo kratera. Tezisy dokladov Vsesojuznoj meteoritnoj konferencii. Moskva, 48–49. [Vene keeles].
- Eichwald, E. 1840. Kurze Anzeige einer geognostischen Untersuchung Estlands und einiger Inseln der Ostsee Estlands. Eichwald, E. (red.) Die Urwelt Russlands, durch Abbildungen erläutert. Heft 1. St. Petersburg, 1–24.
- Gailius, R., Motuza, G., Kala, E., Puura, V., Suuroja, K. 1987. Okrateroobraznyh strukturah Pribaltiki. Lokal'nye struktury Belorussii i Pribaltiki. Vilnius, 86–88. [Vene keeles].
- Kala, E., Kajak, K., Kajak, H., Elterman, G. 1971. Hiiumaa kompleksse geoloogilis-hüdrogeoloogilise kaardistamise aruanne mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-34-XI). Eesti NSV Geoloogia Valitsuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 3146. [Vene keeles].
- Kala, E., Suuroja, K., Petersell, V. 1974. Tehnilis-ökoonoomiline põhjendus Paluküla graniidileiukoha kasutuselevõtmiseks. Eesti NSV Geoloogia Valitsuse seletuskiri, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 3295. [Vene keeles].
- Kala, E., Suuroja, K., Tassa, V. 1976. Graniitsete kivimite eeluuring Paluküla leiukohas. Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 3423. [Vene keeles].
- Kala, E., Puura, V., Suuroja, K. 1984. Kärkla mattunud kraatri ehituse põhijooned. ENSV TA Toimetised. Geoloogia, 1, 1–7. [Vene keeles].
- Kleesment, A., Pirrus, E., Suuroja, K., Tiirmaa, R. 1987. Kärkla mattunud kraatri valli kirdepoolse välisnõlva geoloogia. ENSV TA Toimetised. Geoloogia, 3, 131–139. [Vene keeles].
- Koppelmaa, H., Niin, M., Kivisilla, J. 1996. About the petrography and mineralogy of the crystalline basement rocks in the Kärkla crater area, Hiiumaa Island, Estonia. Bulletin of the Geological Survey of Estonia, 6, 4–24.
- Kuptsov, A., Ploom, K., Stroom, M. 1990. Kärkla linna põhjavee varude eeluuringu aruanne. Eesti Geoloogiakeskuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 4416.
- Lindström, M., Floden, T., Puura, V., Suuroja, K. 1992. The Kärkla, Tvären and Lockne craters – possible evidences of an Ordovician asteroid swarm. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, 41, 45–53.
- Masaitis, V. L. 1970. A short review on the igneous rocks of the Siberian Platform, in Minergeniya Sibirkoi Platformy. Nedra, Moskov, 42–62. [Vene keeles].
- Masaitis, V. L., Danilin, A. N., Maščak, M. S., Rajhlin, A. I., Selivanovskaja, T. V., Šadenkov, E. 1980. Geologija astroblem. Nedra, Leningrad, 231 lk. [Vene keeles].
- Ozersky, A. 1844. Geognostischer Umriss des Nordwestlichen Estlands. Verh. Russ. Miner. Ges. 105–164.
- Palmre, H. 1961. Polümetalliliste maakide esinemisest ja uurimisest Eesti NSV-s. Eesti Loodus, 6, 359–361.
- Palmre, H. 1967. Maaõli tunnustest Paluküla kivimurru Hiiumaal. ENSV TA Toimetised. Keemia, Geoloogia, XVI, 4, 344–345.
- Pirrus, E. 1976. Paluküla struktuuri vanusest. Geoloogilised märkmed, 3, Eesti Loodusuurijate Selts, Tallinn, 83–87.

- Plado, J., Pesonen, L. J., Elo, S., Puura, V., Suuroja, K. 1996. Geophysical research of the Kärddla impact structure, Hiiumaa Island, Estonia. *Meteoritics & Planetary Science*, 31, 289–298.
- Puura, V. 1974. Struktuura južnogo sklona Baltijskogo ščita. Geoloogia-mineraloogia kandidaadi väitekirja teesid. ENSV TA Geoloogia Instituut, Tallinn, 1–28. [Vene keeles].
- Puura, V., Suuroja, K. 1984. Kärddla kraater, maapõue varjatud uunikum. *Eesti Loodus*, 9, 559–565.
- Puura, V., Suuroja, K. 1992. Ordovician impact crater at Kärddla, Hiiumaa Island, Estonia. Pesonen, L. J., Henkel, H. (eds) *Terrestrial impact craters and crater-form structures with a special focus on Fennoscandia*. *Tectonophysics*, 216, 1/2, 143–156.
- Puura, V., Kala, E., Suuroja, K. 1989. Stroenie astroblemy Kärddla. *Meteoritika*, 48, 150–161. [Vene keeles].
- Puura, V., Lindström, M., Flodén, T., Pipping, F., Motuza, G., Lehtinen, M., Suuroja, K., Murnieks, A. 1994. Structure and stratigraphy of meteorite craters in Fennoscandia and the Baltic region: a first outlook. *Proceedings of Estonian Academy of Sciences. Geology*, 2, 93–108.
- Puura, V., Kirsimäe, K., Kivisilla, J., Plado, J., Puura, I., Suuroja, K. 1996. Geochemical anomalies of terrestrial compounds in nonmelted impactites at Kärddla, Estonia. *Meteoritics & Planetary Science*, 31, 112–113.
- Puura, V., Huber, H., Kirs, J., Kärki, A., Suuroja, K., Kirsimäe, K., Kivisilla, J., Kleesment, A., Konsa, M., Preenen, U., Suuroja, S., Koeberl, C. 2004. Geology, petrography, shock petrography, and geochemistry of impactites and target rocks from the Kärddla crater, Estonia. *Meteoritics & Planetary Science*, 39/3, 425–451.
- Schrenk, A. 1854. Übersicht des oberen Silurischen Schichtensystems Liv- und Estlands, vornämlich ihrer Inselgruppe. *Arch. Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands*, Ser. I, Bd. I, Lief. 1, Dorpat, 1–112.
- Scupin, H. 1927. Beiträge zur Geologie der ostbaltischen Länder I. Vordevonische Spuren des "Alten Roten Nordlands" im Ostbatikum. *Min. Geol. Pal. Jahrg.*
- Shoemaker, E. M. 1960. Penetration mechanics of high velocity meteorites, illustrated by Meteor Crater, Arizona. *Int. Geol. Congress, 21st, Copenhagen, Rept.*, pt. 18, 418–434.
- Siht, S. 2011. Kivimaterjali purunevuse silindris (GOST 8269) ja purunemiskindluse (EVS-EN 1097-2) tulemuste võrdlus. AS Teede Tehnokeskuse aruanne Maanteeametile. Tallinn, 16 lk.
- Stepuda, M., Litvinov, E. 1975. Esialgused soovitusused Eesti NSV kõrgemargilise killustiku vajaduse rahuldamiseks. Gipronineruda. Moskva. [Vene keeles].
- Suuroja, K. 1996a. The geological mapping as a source of geological discoveries. *Geological mapping in Baltic States. Newsletter of Geological Surveys of Lithuania, Estonia, Latvia*, 2, 19–22.
- Suuroja, K. 1996b. Kärddla impaktstruktuuri teke ja areng. Magistritöö, Tartu Ülikooli Geoloogia Instituut, 57 lk.
- Suuroja, K. 2001. Kärddla meteoriidikraater. *Eesti Geoloogiakeskus*, 38 lk.
- Suuroja, K. 2002. Natural resources of the Kärddla impact structure, Hiiumaa Island, Estonia. Plado, J., Pesonen, L. J. (eds) *Impacts in Precambrian Shields*. Springer, Berlin, 295–306.
- Suuroja, K. 2008. Kärddla meteoriidikraater. *Eesti Loodusmonumendid. GeoTrail*. Tallinn, 64 lk.
- Suuroja, K., Saadre, T. 1995. Loode-Eesti gneissbretšad senitundmatu impaktstruktuuri tunnistajana. *Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised*, 5/1, 26–28.
- Suuroja, K., Gromov, O., Kala, E., Gromova, G., Petersell, V., Puura, V. 1974. Kristalse aluskorra kergete otsingutest Hiiumaa kirdeosas ja hinnang nendest graniitse killustiku tootmiseks. Eesti NSV MN Geoloogia Valitsuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 3288. [Vene keeles].
- Suuroja, K., Mardla, A., Puura, V. 1981. Lääne-Eesti aluspõhja geoloogiliste ja struktuurikaartide (mõõtkaava 1:200 000) seletuskiri. Lääne-Eesti aerofotogeoloogiliste kaartide koostamise tulemused. Eesti NSV Geoloogia Valitsuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 3877. [Vene keeles].
- Suuroja, K., Koppelmaa, H., Niin, M., Pukkonen, E., Gromov, O., Kivisilla, J., Klein, V. 1991. Hiiumaa kristalse aluskorra geoloogiline kaardistamine mõõtkavas 1:200 000 aastatel 1986–1991. Eesti Geoloogiakeskuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 4518. [Vene keeles].

- Suuroja, K., Mardim, T., Kadastik, E., Elterman, G. 1993. Hiiumaa kompleksse geoloogilise kaardistamise mõõtkavas 1:50 000 aruanne. Eesti Geoloogiakeskuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 4696.
- Suuroja, K., Suuroja, S., Puurmann, T. 1997a. Neugrundi struktuur kui impaktkraater. Pirrus, E., Luuk, M. (toim.) Soome lahe geoloogiast. Eesti Geoloogia Selts, 2/96, 32–41.
- Suuroja, K., Kadastik, E., Mardim, T., Suuroja, S. 1997b. Kärkla kraatrala detailne (mõõtkavas 1:10 000 / 1: 25 000) geoloogiline kaardistamine. Hiiumaa. Eesti Geoloogiakeskuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 5820.
- Suuroja, K., Suuroja, S., All, T., Floden, T. 2002. Kärkla (Hiiumaa Island, Estonia) – the buried and well-preserved Ordovician marine impact structure. Gersonde, R., Deutch, A., Ivanov, B. A., Kyte, F. T. (eds) Deep-sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, Elsevier Pergamon, 49, 1121–1144.
- Žukov, F., Petersell, V., Fomin, J. 1987. Paleosoilise vulkanismi tunnused Eestis. ENSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia, 1, 6–13. [Vene keeles].
- Tassa, V., Perens, H. 1984. Mineraalvee otsingutest kolhoosidevahelise sanatooriumi jaoks Hiiumaal. Eesti NSV Geoloogia Valitsuse aruanne, Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 4045. [Vene keeles].
- Viiding, H., Kala, E., Pobul, E. 1969. Paluküla mõistatus laheneb. Eesti Loodus, 8, 469–474,
- Winkler, H. 1922. Eestimaa geoloogia I. Kirjastus G. Pihlakas, Tallinn, 182 lk.

DEVONI STRATIGRAAFIA EESTIS: HETKESEIS JA PROBLEEMID

ELGA MARK-KURIK¹ ja ANNE PÕLDVERE²

¹Tallinna Tehnikaülikool, Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn; kurik@gi.ee

²Eesti Geoloogiakeskus, Tartu Regionaalosakond, Rõõmu tee 1, 51013 Tartu; anne.poldvere@egk.ee

Artikis esitatakse Eesti Devoni stratigraafilise skeemi uuendatud variant koos vastavate kommentaaridega. Neis pööratakse tähelepanu meie piirkondlike üksuste korrelatsioonile konodontide standardtsoonidega ning Pea-devoniväljal kasutatavatele miospooride ja fossiilsete kalade tsoonidele. Ladestute ja ladejarkude piiride asend ning kohalike üksuste vanus nii Baltikumis kui ka Valgevenes vajab veel täpsustamist ning ühtlustamist. Erilist tähelepanu pälvivad lukuta ja harvad lukuliste brahhiopoodide leiud, mis osutavad Baltikumi terrigeensete setendite merelisele päritolule. Lisas antakse lühike ülevaade kohalike üksuste litoloogiast.

Märksõnad: Devon, biotsoonid, regionaalne stratigraafia, korrelatsioon, litoloogia, Eesti.

SISSEJUHATUS

Käesoleva kirjutise aluseks on Elga Mark-Kuriku ja Anne Põldvere inglisekeelne artikkel "*Devonian stratigraphy in Estonia: current state and problems*", mis ilmus 2012. aastal ajakirjas "*Estonian Journal of Earth Sciences*" (EJES). EJES-i artiklit on mõnevõrra lühendatud keskendudes eelkõige geoloogilise kaardistamisega seotud piirkondlike probleemide selgitamisele ja lahendamisele.

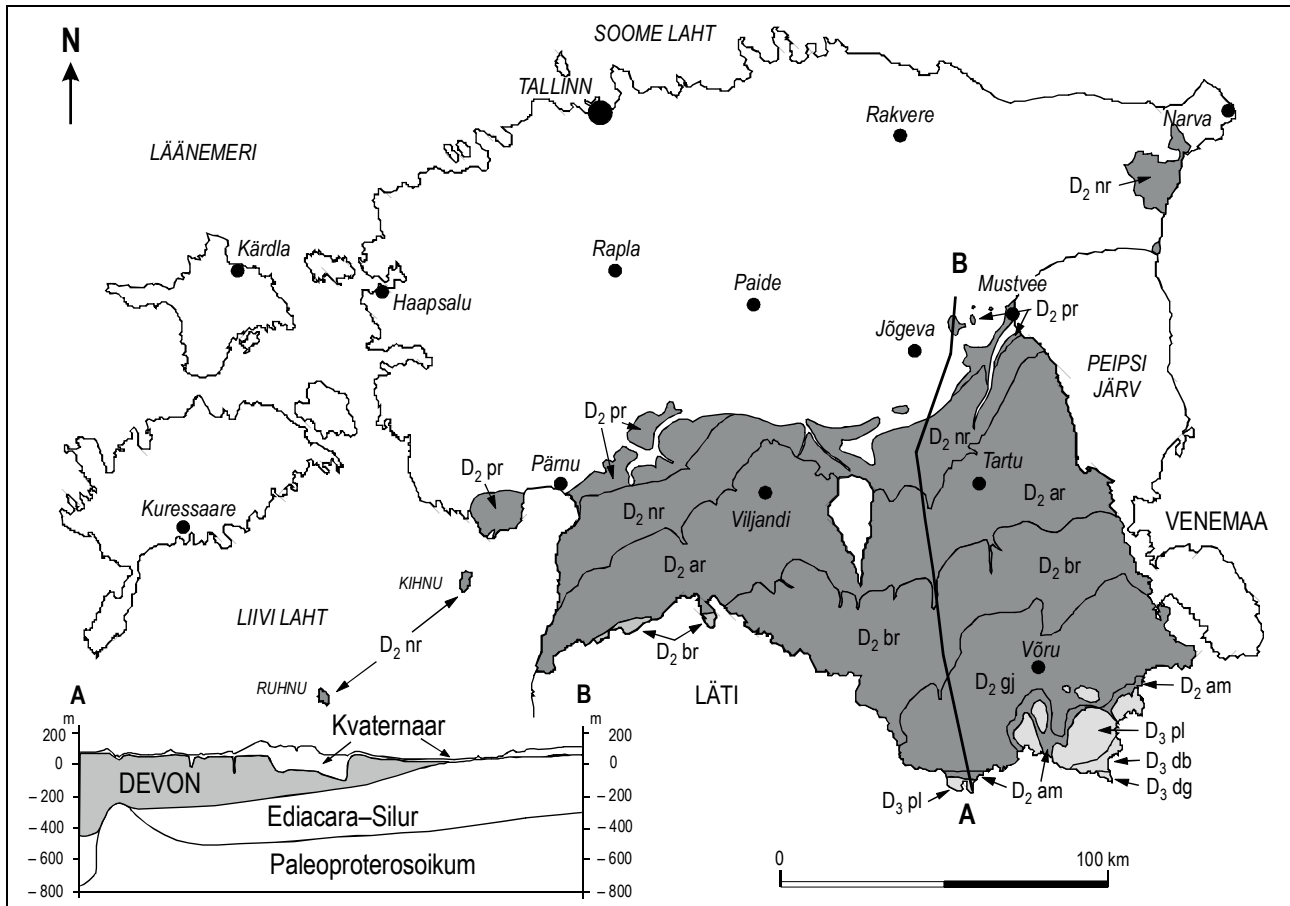
Käesoleva Devoni stratigraafilise skeemi koostamisel lähtuti skeemist, mis ilmus trükis üle kümne aasta tagasi teoses "*Geology and Mineral Resources of Estonia*" (Kleesment, Mark-Kurik 1997, Kajak 1997) ja mida on käesoleval ajal võimalik vaadata aadressilt <http://sarv.gi.ee/geology>. Skeemi uues variandis (ees-tindatud Mark-Kurik, Põldvere 2012 järgi) on näidatud Devoni kihtide levik Kagu-, Edela- ja Kirde-Eesti piires ning biotsoonide korrelatsioon krono- ja litostratigraafiliste üksustega. Ka esitatakse kaks absoluutse vanuse skaala varianti, mis pakuvad huvi ladejärgu piiride märgatavate erinevuste tõttu.

Märkusena lisame, et artikli autorid on Devoni ladestu osas püüdnud eesti keeles vältida sõna "lade" kasutamist kahes erinevas mahus ning võtnud globaalse lademe tähenduses kasutusele sõna "ladejark" (Kurik, Põldvere 2012, vaata eestikeelset kokkuvõtet). Nimelt sisaldub Eesti Stratigraafia Komisjoni (ESK) poolt esitatud globaalse geoloogilise ajaskaala tõlkes vastuolu. Kõrgemat järku globaalse üksuse, ladestiku alam-

jaotus on tõlgitud kui "lade" (ingl *stage*) (http://stratigraafia.info/materjalid/geoloogiline_ajaskaala.svg). Komisjon defineerib aga ladet kronostratigraafia põhilise tööüksusena, mis sobib just piirkondliku (regionaalse) kronostratigraafilise klassifikatsiooni vajaduste ja eesmärkide rahuldamiseks. Mõistet "ladejark" globaalse lademe tähenduses ESK enam ei kasuta.

Eestis leiduvad Devoni setendid moodustavad suhteliselt väikese osa Ida-Euroopa (Vene) platvormil laialt levinud Devoni ladestust. Devoni kihtide avamused paiknevad Kesk- ja Lõuna-Eestis, ulatudes Liivi lahest Peipsi järveni, samuti piiratud alal Kirde-Eestis Narva jõe vasakul kaldal. Devoni ladestu kivimite levila põhjapiiriks Eestis on tinglikult laineline joon Pärnu ja Mustvee linna vahel, kus üksikud väikesed jäänuksaared jäävad nimetatud piirist põhjapoole (joonis 1). Levila piires avanevad Kvaternaari setete all edela-kirdesuunaliste looklevate vöönditena Pärnu–Daugava kihistute kivimid, millesse lõikub ürgorgude võrgustik. Enamasti edela-kirde- ja loode-kagusuunalised Kvaternaari setetega täidetud ürgorud ulatuvad kuni 140 m merepinnast allapoole ja on 0,5–3 km laiused. Devoni kivimite pealispinna absoluutne kõrgus on keskmiselt 40–120 m, Haanja kõrgustikul 140–169 m üle merepinna (Kajak 1995).

Devoni kogupaksus ulatub Kagu-Eestis ligi 450 meetrini. Suurem osa meie Devoni lademetest kuulub Kesk-Devonisse. Alam-Devoni kihid meil ei paljandu



Joonis 1. Devoni piirkondlike lademetev levik Eestis ja lihtsustatud läbilõige (A–B), mis hõlmab Paleoproterosoikumi, Ediacara, Kambriumi, Ordoviitsiumi, Siluri ja Devoni (Lochkovi, Praha, Emsi, Eifeli, Givet', Frasné'i) kivimeid ning Kvaternaari setteid (muudetult Suuroja 1997). Kesk-Devoni avamused kaardil on tumehallid ja Ülem-Devoni avamused helehallid.

ning nende lünklikku läbilõiget on võimalik vaadelda vaid puursüdamikes. Ülem-Devon on esindatud vanema – Frasné'i ladejärku kuuluva osaga, mis paljandub piiratud alal Kagu-Eestis. Devoni kihtide detailne stratigraafiline jaotus (joonis 2) baseerub arvukate looduslike ning kunstlike paljandite, samuti suure hulga puuraukude andmetel. See rikkalik andmestik võimaldab meie Devoni läbilõiget detailselt liigestada piirkondlikeks lademeteks, kihistuteks ja kihistikeks.

Devoni kihtides valdavad terrigeensed kivimid (lisa 1). Vaid Kesk-Devoni vanusega Narva lademe ja Ülem-Devoni Plavinase –Daugava lademe intervallis esinevad valdavalt karbonaatsed ning karbonaat-terrigeensed kivimid. Kuna selgrootute organismide kivistised on Frasné'i ladejärgust allpool suhteliselt haruldased, siis on läbilõike selle osa biostratigraafilisel liigestamisel kasutatud erinevate kalarühmade tsoone. Rahvusvahelisi konodontitsoone on kindlaks tehtud vaid naaberaladel Leedus, Valgevenes ja Venemaa loodeosas ning sedagi küllalt harva. Lähtudes nen-

dest tsoonidest on meil võimalik määrata kindlaks mõningate Kesk-Devoni ja Ülem-Devoni alumise osa tasemetev vanus. Olulist lisa on andnud ka miosporeid tsoonid, mis on piiritletud Ida-Euroopa platvormi läänes osas ning mida on olnud võimalik korreleerida konodontitsoonidega.

ABSOLUUTSE VANUSE SKAALA

Absoluutse vanuse skaala variant A (joonis 2) on kooskõlas rahvusvahelise stratigraafilise skeemiga ja selle koostanud Rahvusvaheline stratigraafia komisjoni 2010. aasta otsustega (vt. <http://www.stratigraphy.org/column.php?id=Chart/Time%20Scale>). Alternatiivse versiooni B autoriks on Bernd Kaufmann (2006), kes revideerides Devoni kronoloogiat lähtus mereliste setete vulkaanilise tuha ja bentoniidi vahekihtides sisalduva uraani ning plii (U-Pb) isotoopide vanusest. Nendes kahes ajaskaalas erineb globaalsetev lademetev st ladejärkudev piiride vanus 1,1 kuni 5,6 miljonit aastat. Suurimad erinevused ilmnevad Emsi/Eifeli

ja Eifeli/Givet' ladejärju piiride osas, vastavalt 5,6 ja 3,7 mln aastat. Emsi ladejärk osutub palju pikemaks kui seni arvatud ning Eifeli ja Givet' vanus tunduvalt lühemaks. Emsi vanus (Kaufmann jt. 2005) pakub erilist huvi, kuna vastavad andmed on saadud Reini massiivi piirkonnast Saksamaalt, mis on üks Devoni stratotüüpseid alasid. Nagu näitavad Reini ookeani ja selle madalaveeliste äärealade rekonstruktsioonid (Scotese 2002; Marshall jt. 2007, joonis 10), on ka meie ala seotud nimetatud piirkonnaga.

BIOSTRATIGRAAFIA

Piirkondliku stratigraafia aspektist on olulised viis biotsoonide skeemi. Rahvusvahelisi konodontide tsoone on Ida-Euroopa platvormil kasutanud mitmed autorid (Ržonsnitskaya 1998; Valikevičius 1995, 2000). Väikese erinevusena on traditsioonilise *kockelianus'*e tsooni tasemel esitatud kolm hilis-Eifeli korrelatsiooni seisukohalt olulist *kockelianus'*e, *eiflius'*e ja *ensensis'*e tsooni (Marshall jt. 2010). Miospooride tsoonid on kasutamist leidnud Ida-Euroopa platvormi lääneosas (Avkhimovitch jt. 1993, Obuhovskaja 1999). Kolme kalarühma – lõuatute (*Agnatha*), rüükalade (*Placodermi*) ja akantoodide (*Acanthodii*) tsoonid on tuntud paljude platvormi loodeosa Devoni biostratigraafiliste tööde põhjal alates W. Grossi, D. Obrutševi jt uurimustest.

KONODONDID

Kuigi Devoni konodonte pole Eestist praktiliselt leitud, on nende tsoonid olulised regioonidevahelise korrelatsiooni seisukohalt. Neid tsoone on vähemalt osaliselt määratud Leedus ja Valgevenes, aga ka Venemaa loodeosas. Baltikumi ja Valgevene läbilõiked on hästi korreleeritavad tänu settekivimite järk-järgulistele lõuna- ja kagusuunalistele muutustele ning väga lähedastele kalakooslustele. Sellise eduka korreleerimise näiteks on Narva lademe liigestuse jälgimine alates Kirde-Eesti avamusealast kuni Valgevene põhja- ja loodeosani, kus see lade on teada vaid puuraukudes (Valikevičius jt. 1986). Selles töös on arvestatud nii litoloogilisi, kui ka kalafossiilide, selgrootute ja miospooride andmeid. Kuna kohalikud stratigraafilised üksused ei vasta rahvusvahelistele konodonti tsoonidele, siis saame korreleerida vaid üksuste teatud intervalle võimalike konodonti tsoonide interval-

lidega, näiteks Pärnu – Narva taset *partitus-ensensis'*e intervalliga.

Leedus on Alam-Devoni konodonte leitud vähesel määral Tilžė lademest ning Saunoriai alamlademest (Valikevičius 1998). Konodontid on aga väga sagedased Kesk-Devonis Narva lademe ülemises Kernavė kihistus, kust neid on leitud enam kui kümnest puuraukust. Valikevičiuse ja Ovnatanova (1993) andmetel on selles koosluses järgmised liigid: *Icriodus struvei* Weddige, *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *P. linguiformis alveolus* Weddige, *P. cf. costatus oblongus* Weddige, *P. parawebbi* Chatterton, *P. cf. xylus ensensis* Ziegler et Klapper, *Coelocerodontus klapperi* Chatterton ja *Coelocerodontus* sp. Seda kooslust korreleeritakse Eifeli standardtsoonidest *kockelianus'*e tsooni kõige ülemise ja *ensensis'*e tsooni alumise osaga. Konodonte on leitud ka Ledai kihistu alumises osas Zibalai-187 puursüdamikus Ida-Leedus, kus see tase vastab Vadja alamlademele Eestis. Kernavė kihistus Leedus Svedasai-252 südamikust on leitud ka kitiiinikuid koos akritarhide ja skolekodontidega (Marshall jt. 2007). Sellest proovist on määratud *Desmochitina minor* ja *Angochitina devonica* (Plicher 1971).

Konodonte ja skolekodonte esineb ka Valgevenes Osveja lademes, mis vastab meil Vadja alamlademele; need leiti Eividovitši-328 puursüdamikust (Valikevičius jt. 1995). Märksa sagedamad on konodontid Kernavė kihistuga analoogses Kostjukovitši lademes. See sisaldab väga lähedast konodonti kooslust, kuhu kuuluvad *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. parawebbi*, *Icriodus nodosus* (Huddle), *I. symmetricus* Branson et Mehl, samuti *Polygnathus linguiformis alveolus*, *Icriodus struvei* ja *I. ex gr. arkonensis* Staufer (Valikevičius jt. 1995, Valikevičius 1998, Krutšek jt. 2001, Marshall jt. 2007). Kostjukovitši konodontid Pripjati nõo puuraukudest annavad võimalduse korreleerida Valgevene ja Kagu-Poola Kesk-Devonit (Narkevicz, Kruckhek 2008).

Järgmine tase Baltikumis, kus esineb konodonte, on Ülem-Devoni Pļaviņase lade. Sellest lademest on leitud alam-Frasne' *falsiovalis'*e tsooni konodonte näiteks *Polygnathus pennatus* Hinde (Valikevičius 1995, 2000). Peadevonivälja idaosas esineb pika vertikaalse levikuga konodont *Polygnathus lanei* Kuzmin ka lamavates, Podsnetogori kihtides, s.o Amata lademe ülemises osas. Lasuvast Snetnaja Gora kihistus on

VANUS Mln a		GLOBAALNE TASE			BIOTSOONID									
A	B	LADESTU	LADESTIK	LADEJÄRK	KONODONDID	MIOSPOORID	AGNAADID	PLAKODERMID	AKANTOODID					
359,2	360,7	C	M	Fm										
374,5	376,1				ÜLEM-DEVON	FRASNE	<i>hassi</i>	<i>Geminospora semilucensa</i> – <i>Perotriletes donensis</i>	<i>Psammosteus megalopteryx</i>	<i>Plourdosteus trautscholdi</i>				
							<i>punctata</i>							
							<i>transitans</i>	<i>Acanthotriletes bucerus</i> – <i>Archaeozonotriletes variabilis insignis</i>		<i>Bothriolepis cellulosa</i>				
							<i>falsiovalis</i>							
385,3	383,7				DEVON	KESK-DEVON	GIVET	<i>disparilis</i>	<i>Ancyrospora incisa</i> – <i>Geminospora micromanifesta</i>	<i>Psammolepis paradoxa</i>	<i>Asterolepis ornata</i>	<i>Devononchus concinnus</i>		
								<i>hermanni-cristatus</i>	<i>Geminospora extensa</i>	<i>Psammolepis abavica</i>	<i>Watsonosteus</i>	<i>Diplacanthus gravis</i>		
								<i>varcus</i>		<i>Pycnosteus tuberculatus</i>	<i>Asterolepis dellei</i>			
								<i>hemiansatus</i>		<i>Pycnosteus pauli</i>				
										<i>P. palaeformis</i>				
391,8	388,1	DEVON	KESK-DEVON	EIFEL				<i>ensensis eiflii</i>	<i>Rhabdosporites langii</i>	<i>Schizosteus striatus</i>	<i>C. cuspidatus</i>	<i>N. kernavensis</i>		
								<i>kockelianus</i>						
								<i>australis</i>	<i>Periplecotriletes tortus</i>	<i>Schizosteus heterolepis</i>	<i>Laliacanthus singularis</i>			
								<i>costatus</i>				<i>Dibolisporites radiatus</i>		
								<i>partitus</i>						
					<i>patulus</i>	<i>Diaphanospora inassueta</i>	<i>Skamolepis fragilis</i>							
397,5	391,9				<i>serotinus</i>			ALAM-DEVON	EMS	<i>Emphanisporites annulatus</i>	<i>Gomphonchus tauragensis</i>			
					<i>inversus</i>									
					<i>nothoperbonus</i>									
					<i>gronbergi</i>									
407,0	409,1	DEVON	ALAM-DEVON	PRAHA	<i>dehiscens</i>	<i>Emphanisporites annulatus</i>	<i>Schizosteus heterolepis</i>	<i>Laliacanthus singularis</i>						
					<i>pireneae</i>									
					<i>kindlei</i>	<i>Dictyotriletes eminensis</i>								
					<i>sulcatus</i>									
411,2	412,3				DEVON	ALAM-DEVON	LOCHKOV	<i>pesavis</i>	<i>Synorisporites tripapillatus</i>	<i>Phialaspis</i>	<i>Nostolepis minima</i>			
								<i>delta</i>						
								<i>postwoschmidti</i>						
								<i>woschmidti</i>						
416,0	418,1							S	Pr					

Joonis 2. Eesti Devoni stratigraafiline skeem. B., *Bothriolepis*; C, Karbon; C., *Coccosteus*; Fm, Famenne; M, Mississippi; kk, kihistik; N., *Nostolepis*; Pr, Pridoli; S, Silur.

PIIRKONDLIK TASE			LITOSTRATIGRAAFILINE PÕHIÜKSUS (KIHISTU)			INDEKS			
LADESTIK	LADE	ALAMLADE	KAGU-EESTI	EDELA-EESTI	KIRDE-EESTI	LADE	KIHISTU	KIHISTIK	
ÜLEM-DEVON	DAUGAVA		DAUGAVA			D ₃ dg	D ₃ dg		
	DUBNIKI		DUBNIKI			D ₃ db	D ₃ db		
	PĻAVIŅAS		TŠUDOVO				D ₃ tš		
			PSKOVI				D ₃ pl	D ₃ ps	
			SNETNAJA GORA					D ₃ sn	
KESK-DEVON	AMATA		AMATA			D ₂ am	D ₂ am		
	GAUJA		Lode kk GAUJA Sietiņi kk			D ₂ gj	D ₂ gj	D ₂ gjL D ₂ gjS	
	BURTNIEKI		Abava kk BURTNIEKI Koorküla kk			D ₂ br	D ₂ br	D ₂ brA D ₂ brK D ₂ brH	
			Härma kk						
		ARUKÜLA		ARUKÜLA	Tarvastu kk Kureküla kk Viljandi kk		D ₂ ar	D ₂ ar	D ₂ arT D ₂ arK D ₂ arV
	NARVA	KERNAVĒ		KERNAVĒ				D ₂ kr	
		LEIVU		LEIVU			D ₂ nr	D ₂ lv	
VADJA			VADJA				D ₂ vd		
PÄRNU		PÄRNU	Tamme kk Tori kk		D ₂ pr	D ₂ pr	D ₂ pr Tm D ₂ pr T		
ALAM-DEVON	RĒZEKNE		RĒZEKNE	LEMSI		D ₁ rz	D ₁ rz / D ₁ lm		
	ĶEMERI			ĶEMERI		D ₁ km	D ₁ km		
	TILŽĒ		TILŽĒ			D ₁ tl	D ₁ tl		
	OHESAARE			OHESAARE					

leitud seitse peamiselt perekonda *Polygnathus* kuuluvat konodondi liiki, mis levivad nii alam- kui ka kesk-Frasne'is. Viis kohalikku konodondi tsooni on püstitatud Amata–Daugava intervallis, mis vastab üldjoontes *transitans–hassi* standardtsoonide intervallile (Ivanov jt. 2005).

MIOSPOORID

Eestist on Devoni miospoore teada neljalt tasemelt. Enamik neist on pärit Rēzekne lademest kuni Narva lademe alumise osani (Vadja alamlade) ulatuvast intervallist, st Alam-Devonist ja Kesk-Devoni alumisest osast (Valikevičius jt. 1986, Kõrts, Mark-Kurik 1997). Rēzekne miospoorid Mehikoorma (421) puur-august sügavuselt 243,0–244,6 m kuuluvad kahte erinevasse kompleksi (Kõrts, Mark-Kurik 1997, tabel 30; Mark-Kurik, Valikevičius 2005, lisa 22). Varem mainis mõningaid selle kompleksi miospoore Vaitieküniene, kes juhtis tähelepanu nende erinevusele võrreldes Pärnu lademe miospooridega (Kleesment jt. 1975). Obuhovskaja (1999) järgi on Rēzekne kihistu ja sama vanusega Vitebski lade Ida-Valgevenes korreleeritavad *Diaphanospora inassueta* (DI) tsooniga. Tema arvates sarnanevad DI tsooni miospoorid Emsi ülemises osas ja Eifeli basaalses osas esineva *Grandispora douglastownensis* – *Ancyrospora eurypterota* tsooni miospooridega (vaata Richardson, McGregor 1986). Miospoore on leitud ka Pärnu lademe Tori kihistikust (Kedo, Obuhovskaja 1981, lk 422). Selle kompleksi liikide korrigeeritud loetelu esitas Obuhovskaja hiljem (Kõrts, Mark-Kurik 1997, tabel 30). Pärnu lademele on iseloomulik *Periplecotriletes tortus* Egorova, *P. tortus*'e (PT) tsoonile tüüpiline liik, samuti *Calyptosporites velatus* (Eisenack) Richardson. Lasuvas Narva lademe Vadja alamlademes on ligi 20 liiki, millest kaks kolmandikku erinevad Tori kihistiku omadest.

Läbilõike kõrgemas osas, kus domineerivad punased või ka punakad liivakivid, aleuroliidid ja savid, ei esine miospoore. Erandiks on Gauja lademe Lode kihistiku hall savi, mida on leitud Küllatova rasksulava savi karjäärist Kagu-Eestis. Sellest savist kirjeldatud miospooride kompleks kuulub tõenäoliselt Givet' aja-järgu vanusega *Ancyrospora incisa* – *Geminospora micromanifesta* (IM) alamtsooni. IM alamtsoon esineb Valgevene ja Moskva basseini Kesk-Devonis (Mark-Kurik jt. 1999).

KALAD

Lõuatud kalad (Agnatha), rüükalad (Placodermi) ja akantoodid (Acanthodii) on need rühmad, mis on seni võimaldanud välja eraldada fossiilsete kalade tsoone (Blieck jt. 2000, Mark-Kurik 2000, Lukševičs 2001, Ivanov jt. 2005, Valikevičius 1995, 2006). Kuid nende rühmade esindajate stratigraafiline väärtus erineb ning oleneb nii skeletielementide tüübist kui ka fossiilide esinemise sagedusest. Pisikesed akantoodide soomused on väga sagedased kalade mikrojäanuste hulgas, mille tõttu on need eriti hinnatud kivimi vanuse määramisel puursüdamikes. Erikiiliste lõuatute (Heterostraci) hulka kuuluvate psammosteiidide, ka mitmesuguste rüükalade esinemissagedus on märksa väiksem ning seda just puursüdamikes, kuna tegemist on suhteliselt suurte makrojäänustega.

Akantoodid on olulised eeskätt Alam-Devonis ning Kesk-Devoni alumises pooles Eifelis. Alam-Devonis on neli akantoodide tsooni: *Nostolepis minima*, *Lietuvacanthus fossulatus*, *Gomphonchus tauragensis* ja *Laliacanthus singularis* (Valikevičius 2006). Eestis vastab Lochkovi vanusega *Lietuvacanthus fossulatus*'e tsoonile lünk. Kõrgemal järgneb *Laliacanthus singularis*'e tsoon, mis hõlmab Rēzekne ja Pärnu ladet, s.o Emsi ülemist ja Eifeli alumist osa. Akantoodid on eriti väärtuslikud Eifeli vanusega Narva lademe osade dateerimisel; nendele vastavad *Cheiracanthoides estonicus*'e, *Ptychodictyon rimosum*'i ja *Nostolepis kernavensis*'e tsoon. Givet' ladejärgus on pika vertikaalse levikuga *Diplacanthus gravis*'e ja *Devononchus concinnus*'e tsoonid. Esimene neist vastab neljale ning teine kahele psammosteidi tsoonile (joonis 2).

Lõuatud kalad (Agnatha). Alam-Devonis moodustavad tsoone nii varajased heterostragid kui ka telodondid. Eestis on Lochkovi vanusega *Phialaspis*'e (endise *Traquairaspis*'e) tsoon kindlaks tehtud sellele tsoonile iseloomuliku telodondi *Turinia pagei* (Powrie) esinemisega (Kleesment, Mark-Kurik 1997). Emsis esineb telodont *Skamolepis fragilis* Karatajütë-Talimaa, mis on aga Baltikumi puursüdamikes küllalt haruldane. Siiski on Ida-Lätis Baltinava puuraugust leitud 437,2–438,2 m sügavuselt kaksteist selle telodondi soomust (Karatajütë-Talimaa 1978).

Kesk-Devonis on tsonaalseteks vormideks psammosteiidid, mis domineerivad kalakooslustes Pärnu–Gauja lademe vahemikus. Eifelis on kaks perekond

Schizosteus'el baseeruvat tsooni – *S. heterolepis*'e tsoon, mis vastab Pärnu lademele ning *S. striatus* tsoon Kernavė alamlademe tasemel. Aruküla lademes ja Givet' vanusega Burtnieki lademes moodustavad tsoone kolm *Pycnosteus*'e liiki: *P. palaiformis* Preobrazhensky, *P. pauli* Mark ja *P. tuberculatus* (Rohon). Kahe hiiglasliku psammosteidi, *Pynosteus*'e ja *Tartuosteus*'e liike pole Burtnieki lademe ülemise osa Abava kihistikust leitud. Selles üksuses on tsooni liigiks *Psammolepis abavica* Mark-Kurik ning lasuvas Gauja lademes *Ps. paradoxa* Agassiz. Ülem-Devonis, Dubniki – Daugava lademete intervallis on välja eraldatud psammosteidi *Psammosteus megalopteryx* (Trautschold) tsoon. Eestist seda *Psammosteus*'e liiki pole teada, kuid naaberaladel esineb see sageli.

Paljandites ja puursüdamikes võib leida psammosteidide välisskeleti osi (kilpe) või nende fragmente, samuti kilpide välispinda katvaid tuberkleid. Oluline on juhtida tähelepanu tuberklite, täpsemalt nende mikrojäänuste hulka kuuluvate skeletielementide kasutamisele stratigraafias. Probleem seisneb selles, et psammosteidide tuberklite erakordselt suure varieeruvuse tõttu ühel ja samal liigil, pole sageli võimalik määrata isegi nende perekondlikku kuuluvust, rääkimata liigilisest kuuluvusest. Määrares liike üksikute tuberklite põhjal, võib jõuda eksitavate tulemusteni nii stratigraafias kui ka psammosteidide evolutsioonis. Selle näiteks on üks mõni aeg tagasi avaldatud artikkel (Niit jt. 2005). Autorid otsustasid ainult mikrojäänuste põhjal, et Burtnieki lademele iseloomulikud psammosteidide liigid *Tartuosteus maximus* Mark-Kurik ja *Pycnosteus tuberculatus* (Rohon) esinevad lamava Aruküla lademe kõigis kolmes osas. Seda hoolimata asjaolust, et ühestki Aruküla lademe tuntud ja rikkalikust leiukohast pole ülalmainitud psammosteidide skeletiosi leitud, mis tõestaks nende liikide hoopis pikemat levikut nii Aruküla kui ka Burtnieki ea vältel. Psammosteidide tuberklitest koosnev ornament on esmajoonel oluline üksikute ühele ja samale liigile kuuluvate skeletiosade määramisel (Obrutšev, Mark-Kurik 1965, lk 50).

Plakodermid ehk **rüükalad** on väga sagedased Kesk- ja Ülem-Devonis, eriti Givet' ja Frasnė'i üksustes. Eriti levinud on artrodiiride *Coccosteus*'e, *Watsonosteus*'e ja *Plourdosteus*'e (Kesk-Devonis ka *Homostius*'e ja *Heterostius*'e) ning antiarhide *Asterolepis*'e ja *Bothriolepis*'e liigid. Psammosteidide ja plakoder-

mide liike on kasutatud Baltikumi Devoni tsonaalsete vormidena alates möödunud sajandist (Gross 1933, 1942; Sorokin 1981a) terve Ida-Euroopa platvormi ulatuses (Ržonsnitskaja, Kulikova 1990). Käesoleval ajal on märgatavalt suurenenud rüükalade tähtsus regioonidevahelise korrelatsiooni seisukohalt ning seda eriti Baltikumi ning Šotimaa läbilõigete võrdlemisel (Ahlberg jt. 1999, Mark-Kurik 2009; Marshall jt. 2007, 2010). Kaua aega meie alal ja Šotimaal endeemilisteks peetud perekondi (*Actinolepis*, *Watsonosteus*, *Microbrachius*) ja liike (*Coccosteus cuspidatus* Miller ex Agassiz, *Rhamphodopsis threiplandi* Watson) on leitud mõlema regiooni läbilõigetest ning üldjoontes samaaegsetest üksustest. Seejuures võib nende taksonite esinemissagedus piirkonniti erineda, näiteks *Actinolepis*'e leid Šotimaal (Newman, Trewin 2008) ja *Rhamphodopsis*'e oma Baltikumis (Leedus) on seni haruldased. Ühised plakodermide liigid, ka mõningad teiste kalarühmade (psammosteidide, sarkopteriigide) esindajad on andnud võimaluse esile tõsta kaks ülalmainitud regioonide Kesk-Devoni korrelatsiooni seisukohalt väärtuslikku taset. Neist vanem on meil Kernavė tase Eifeli lõpus ja noorem on Abava tase Givet' hilisemas osas (Mark-Kurik, Põldvere 2012, joonis 3).

Mõned harvad Alam-Devoni plakodermide leiud (Mark-Kurik 2002) viitavad võimalusele korreleerida meie läbilõikeid stratotüüpse alaga Saksamaal. Ka Kesk-Devonis esinevate artrodiiride *Holonema* ja *Protitanichthys*'e liigid osutavad samasugusele võimalusele. Nimetud perekondade Narva lademe Vadja alamlademes esinevad liigid on seni kirjeldamata. Pika vertikaalse levikuga perekond *Homostius*'e liik *H. sulcatus* (Kutorga) esineb nii meie kui ka Šotimaa Kesk-Devonis. Perekonda *Heterostius*'t viimati nimetatud piirkonnas pole, kuid seda on leitud Kesk-Devonist Saksamaal.

Teised kalarühmad ja selgrootud. Üsna tõenäoliselt on tulevikus võimalik biostratigraafias kasutada ka mitme teise kalarühma esindajaid, mis on meie Devoni kalakooslustes küllalt sagedased, kuid mida on seni vähe uuritud. Nende hulka kuuluvad kahtlemata kopskalad (Dipnoi) ning kiiruimsed (Actinopterygii), näiteks perekond *Cheirolepis*, mis esineb Baltikumis Narva–Gauja intervallis. Ka vajavad mitmed kalarühmad taksonoomilist revisjoni, eriti lihasuimsetest (Sarcopterygii) osteolepidiidid ja porolepiformid.

Need kalad on suure geograafilise levikuga, näiteks osteolepidiide perekonnad *Thursius* ja *Gyroptychius* on sagedased nii meie kui ka Šotimaa läbilõigetes (Mark-Kurik 1991a).

Tähelepanu pälvid kahtlemata Devoni selgrootud, eriti brahhiopoodid-linguloidid ning seda just mere- lise keskkonna indikaatoritena. Perekond *Bicarinata*, *Laima* ja *Orbiculoidea* liike esineb Baltikumis Rēzekne–Gauja intervallis. Kõige sagedasemad on *Bicarinata* liigid (Gravitis 1981, Lang, Puura 2009). Eriti olulised on lukuliste brahhiopoodide, rünhoni- liidide ja spiriferiidide senini unikaalsed leiud Lätist. Nende valatiste kujul säilinud eksemplare on leitud Põhja-Lätis Burtnieki ja Gauja lademe puursüdami- kest ning ühel juhul ka paljandist Līgatne lähedalt. Läti kaguosast Kraslava lähedalt on kogutud Gauja lademe ränistunud brahhiopoodide sugukonnast *Cyrtospirife- ridae* ja “*Camarotoechiidae*” ning stromatopore ja koralle (*Hermatostroma* aff. *verhovense* Riabinin, *Syrin- gostromella* aff. *pskovensis* (Riabinin), *Taeniodictyon* sp. indet.) (Sorokin 1981a, lk 149, 387). Peadevoni- välja nõrgalt tementeerunud terrigeensetes kivimites on karbonaatse skeletiga selgrootutel vähe võimalusi säilida. Kuid isegi need üksikud leiud ning linguliidide sage esinemine näitab, et tegemist on mereliste seten- ditega. See tuleb ilmekalt esile ka paleogeograafilistel rekonstruktsioonidel (Kuršs 1992a).

PIIRKONDLIK STANDARD

Alam-Devon on Eestis üsna lünklik, väljaarvatud selle ülemine osa, mis vastab üldjoontes Emsi ladejärgu ülemisele poolele. Ka Ülem-Devoni Frasné'i lade- järk on meil vaid osaliselt esindatud, täpsemalt selle alumise ning peaaegu terve keskmise osaga. Frasné'i ülemise osa ning Famenne settekivimeid meie alal ei esine.

Piirkondlik standard koosneb lademetest ning Narva lademes ka alamlademetest (joonis 2). Alam-Devoni Lochkovi vanusega Tilžė ning Praha vanusega Ķemeri kihistu on väga piiratud levikuga. Emsi kuuluv Rēzekne kihistu levib Kagu-Eestis, Edela-Eestis asen- dub see Lemsi kihistuga. Rēzekne kihistut on käsitle- tud Kagu-Eestis kui kohalikku Mehikoorma kihistut (Kleesment 2005). See kihistu ei erine Eestis siiski nii tunduvalt Rēzekne kihistust Ida-Lätis, et meil tuleks välja eraldada omaette üksus. “Rēzekne” nimetust on

meil ka varem antud kihistu jaoks kasutatud (Klees- ment, Mark-Kurik 1997, tabel 10).

Eifeli vanusega Pärnu kihistu levikuala kattub eel- pool nimetatud kihistute omaga. Narva lade koosneb Vadja, Leivu ja Kernavė alamlademest ning on kõige laiema levikuga Devoni lade Eestis. Lasuvad Aruküla ja Burtnieki lade on mõnevõrra piiratuma levikuga, kuid need katavad märgatava osa Lõuna-Eestist. Kesk- Devoni ülemise osa moodustava Gauja ja Amata lade, mille avamused on ainult Kagu-Eestis. Ülem-Devoni lademeid leidub vaid Eesti kagunurgas (joonis 1).

LADESTIKE JA LADEJÄRKUDE (GLOBAAL- SETE LADEMETE) PIIRIDE PROBLEEMID

Globaalsete üksuste, ladestike ja ladejärkude piiride probleem on meie alal üks biostratigraafia põhi- küsimusi, mille lahendamist raskendab vastavate piiride määramiseks vajalike fossiilide puudumine või vähene esinemine (konodondid, miospoorid jt). **Alam- ja Kesk-Devoni** ehk **Emsi/Eifeli** piiri võimaliku asendi üle Rēzekne ja Pärnu lademe vahel on kaua vaieldud. Rēzekne kihistu iseseisva üksusena eraldas Kesk- ja Ida-Läti puursüdami- ke põhjal Pärnu kihistu alumisest osast välja Ljarskaja (1974). Tema arvates oli Pärnu ja Narva lademega võrreldes tegemist vane- mate kihtidega, mis võisid kuuluda Eifelisse. Kala- fossiilid olid selles tasemes suures osas Kesk-Devoni vanusega, v.a plakoderm *Diadsonaspis*, mida oli varem leitud vaid Reinimaa Alam-Devonist (Lyarskaya 1974, tabel I). Hilisema määrangu järel (Mark-Kurik 2002) oli tegemist ülem-Emsi liigiga *Diadsonaspis* cf. *elongata* (Gross).

Väärtuslikke andmeid Rēzekne kihistu kohta saadi Eesti ja Leedu Devoni uurijate ühistööst (Kleesment jt. 1975), mille eesmärgiks oli igakülgelt uurida Kagu- Eesti Mehikoorma puursüdamikku, samuti sama vanu- sega kihte Valga, Ludza (Läti), Petseri (Pihkva oblast) ning Viltšitsõ, Potštari, Gašniki ja Liozno (kõik Valge- venes) puuraukudes. Kahjuks oli võimalik määrata erinevate rühmade kalu, s.o plakoderme, akantode, sarkopteriige ja aktinopteriige vaid perekonna või kõr- gemal tasemel. Esmakordselt kirjeldati kalade otolii- tide leide Baltikumi ja Valgevene Devonist (Kleesment jt. 1975). Kokkuvõttes loeti vaadeldav üksus Kesk- Devoni osaks.

Siiski oli juba selles uurimuses andmeid, mis viitasid Rēzekne kihistu erinevale vanusele. Vaitieküniene (Kleesment jt. 1975, lk 180), kes määras miospoore, pööras tähelepanu nende erinevusele võrreldes Ķemeri ning Pärnu lademe miospoorigega. Ta dateeris osa neist (*Archaeozonotriletes memorabilis* Umnova, *Retusotriletes* cf. *priscus* Umnova) hilis-Emsi – vara-Eifeli vanuseks. Lisaks sellele leidis ta liigi *Dibolisporites eifeliensis* (Lanninger) McGregor, mis oli tuntud Kanada ja Prantsusmaa Emsist. Sama liik on teada ka Reinimaa Emsi vanusega Wetteldorfi kihistust (Stee-mans 1989).

Vaitieküniene (1985) uuris miospoore Leedu puursü-damike Rēzekne kihistu alumisest osast. Ta leidis selles üksuses peale *Dibolisporites eifeliensis*'e mitmeid teisi Vara-Devoni vorme: *D. echinaceus* (Eisenack) Richardson, *D. wetteldorfensis* Lanninger, *Retusotriletes dittonensis* Richardson et Lister ja *Emphanisporites annulatus* McGregor. Kuid samas kompleksis esinesid ka Kesk-Devoni liigid *Grandispora velata* (Eisenack) Playford, *Calyptosporites spinosus* Tiwari et Schaarschmidt, *Ancyrospora angulata* (Tiwari et Schaarschmidt) McGregor ja *Hystricosporites elegans*. Vaitieküniene arvates olid Rēzekne kihistu alumisele osale iseloomulikud *Calyptosporites* ning *Ancyrospora* ja *Hystricosporites* ankrutaoliste jätketega. Ta tuli järeldusele, et Vara-Devoni miospoorid, kaasaarvatud *Emphanisporites annulatus*, eksisteerisid ka koos hilisemate vormidega, kuid rõhutas, et samasuguse koosseisuga miospoori kompleks esines ülem-Emsi Heisdorfi kihtides Saksamaal.

Peab mainima, et *Grandispora velata* ilmub esmakordselt Eifeli piirkonnas Eifeli ladejärgu basaalses osas (Streel jt. 2000). Seega on võimalik, et Rēzekne lademe kõige ülemine osa kuulub juba Eifelisse. Samal arvamusel on ka Obuhovskaja (1999), pidades silmas Vitebski lademe kõige ülemist osa Ida-Valgevenes. Enamik sellest üksusest vastab Valgevenes hilis-Emsi *Retusotriletes clandestinus* (RC) ja *Diaphanospora inassueta* (DI) tsoonile (Avkhimovitch jt. 1993).

Valikevičius on rõhutanud oma töödes (1993 – 2006) akantoodide evolutsiooni etappide olulisust biostratigraafias. Tema arvates tähistas *Laliacanthus singularis*'e tsoon, mis vastab Rēzekne ja Pärnu lademele, uut Kesk-Devoni etappi akantoodide fülogeneesis, mille vältel hakkasid domineerima akantodiidid ja dipla-

kantiidid (Valikevičius 1993). Sellele tasemele on iseloomulikud perekonnad *Diplacanthus*, *Cheiracanthus*, *Ptychodictyon*, *Rhadinacanthus* jt. Mitmes töös (Valikevičius 1998, 2000, 2006) luges ta Rēzekne lademe hilis-Emsi vanust üsna küsitavaks, kuigi mõnes (Valikevičius 1995) paigutas ta selle üksuse siiski Emsi. Ķemeri ja Rēzekne lademe vahele jäävale lüngale vastas Valikevičius järgi enam kui kolm konodondi tsooni, s.o intervall *gronbergi* tsooni kõige ülemisest osast *patulus*'e tsooni basaalse osani. Vaitieküniene (1985) arvates oli see lünk väiksem ning vastas umbes *inversus*'e – *serotinus*'e tsoonile. Jääb siiski mulje, et see ulatuslik lünk võis mõjutada arvamust nagu oleks akantoodide evolutsioonis Baltikumi piirkonnas toimunud eriti suured muutused Vara-Devoni lõpupoole.

Rēzekne lademe akantoodiliikide loetelust (Valikevičius 1994, 2000) selgub, et vähemalt neli liiki (*Ectopacanthus flabellatus* Valikevičius, *Markacanthus paralellus* Valikevičius, *Ptychodictyon ancestralis* Valikevičius, *Watsonacanthus?* sp.) esinevad kas ainult selles üksuses või ilmuvad lamavas Alam-Devoni Saunoriai kihistus. Nendele liikidele võib lisada veel kolm liiki (*Cheiracanthus kruckei* Valikevičius, *Diplacanthus?* sp. nov., *D. kleesmentae* Valikevičius) Rēzeknega sama vanusega Vitebski lademest Valgevenes (Valikevičius 2000), mida kõrgemal olevas läbilõikes ei esine. Ljarskaja (1978) kirjeldas Rēzekne lademest kolm uimeogadel püstitatud akantoodiliiki. Need on *Diplacanthus?* *berziensis*, *Acanthoides?* *latgalica* ja *Haplacanthus ludziensis*. Muidugi pole välistatud, et need liigid ning mõned Valikevičiusi poolt soomuste põhjal kirjeldatud liigid osutuvad sünonüümideks. Ülaltoodud andmed näitavad, et Rēzekne lademes on teatud hulk akantoodide liike, mis erinevad Kesk-Devoni vanusega Pärnu lademe liikidest. Muidugi on Rēzekne kompleksis veel 9 akantoodi liiki, mis on aga kõik pikema vertikaalse levikuga. Nendest 5 liiki on ühised Pärnu lademega, teiste hulgas tsooni liik *Laliacanthus singularis* ja lisaks 4 liiki, mille levik ulatub koguni Frasn'e'i (Valikevičius 2006). Arvestades ülaltoodud andmeid tuleb nentida, et Rēzekne lademe Kesk-Devoni vanuse määrangul pole lähtunud mitte sellele lademele omastest liikidest, vaid esmajoones pikaealisestest liikidest. Nii tuleb ilmsiks omapärane “ümberpööratud” vanusemäärang – pikaealisemad liigid määravad varasema üksuse vanuse.

Rēzekne lademe vanuse määramise üheks aluseks on ka regioonidevaheline korrelatsioon, lähtudes Varadevoni plakodermidest meil ja teistes piirkondades, näiteks Eifeli mäestiku läbilõikes (Mark-Kurik 1991b, joonis 4). Plakodermid, eriti flüktäniidid (Phlyctenida) on iseloomulikud Rēzekne lademele. Need on *Diadsomaspis cf. elongata* (Liepkalnise puuraugust Leedus), *Kartalaspis belarussica* Mark-Kurik nomen nudum (Viltšitsõ puuraugu Vitebski lademe Lepeli ja Oboli kihtidest Valgevenes ning Raigla puuraugu Rēzekne lademest Eestis), samuti perekond *Actinolepis*'e kõige varajasem liik *A. spinosa* Mark-Kurik (Ventspils'i puuraugust Lätis) (Mark-Kurik 2002). Flüktäniidid on sagedased Reinimaa Emsis. Uue ptüktodontide perekonna leid Rēzekne lademes Ida-Läti Ludza-15 puuraugust (sügavus 430,8 m) väärrib samuti tähelepanu. See eriti pikkade spinaalplaatidega ptüktodont erineb tunduvalt lühemate plaatidega Kesk-Devoni vormidest *Rhamphodopsis* ja *Ptyctodopsis*.

Viimasel ajal ilmnevad Baltikumis ja Valgevenes teatud vastuolud Emsi/Eifeli piiri kindlaksmääramisel. Valgevenes on Vitebski lade (suures osas sama vanusega kui Rēzekne lade) ülem-Emsis (Plaxa 2006, Plax 2008; Plax jt. 2008). Obuhovskaja (1999) arvates kuulub Vitebski lademe kõige ülemine osa Eifelisse. Lasuvat Adrovi ladet (üheaegne Pärnu lademega Baltikumis) korreleeritakse alam-Eifeli *partitus* tsooniga (Narkiewicz, Kruchek 2008). Lukševičs jt (2010) ning Lebedev jt (2010, tabel 9) tulid Kesk- ja Hilis-Devoni kalakooslusi analüüsidest järeldusele, et Rēzekne lade on vara-Eifeli vanusega ning Rēzekne ja Pärnu lademe vahel on lünk. Nende seisukohtadega, mis põhinevad kalade määrangutel üksnes perekonna tasemel, on raske nõustuda. Määrates Rēzekne ja sellega samaaegsete üksuste vanust, pole arvestatud ei kalade liigilist kuuluvust ega miospooride abil saadud dateeringuid. Hoolimata loetletud vastuoludest on ilmselt mõistlik lugeda Rēzekne ladet valdavalt Alam-Devoni üksuseks.

Eifeli/Givet' piiri asend on suhteliselt vähe vaidlusi esile kutsunud. See tehti kindlaks Eifeli konodontide leidude abil Narva lademe Kernavė alamlademes. Kuid aja jooksul on selle piiri asend rohkem muutunud kui näiteks Emsi/Eifeli oma. Grossi (1933, 1942) ja Obrutševi (1951) tööd polnud Kesk-Devon ladejärelduseks jaotatud. Mõnevõrra hiljem luges Obrutšev (1958) tervet Pärnu–Tartu (= Aruküla + Burtnieki) inter-

valli Vene platvormil Givet' vanuseks. Hiljem otsustas ta Baltikumi kalakooslusi Vene platvormi teiste osade ning Šotimaa ja Teravmägede kooslustega võrreldes, et ainult Burtnieki kihistu on Givet' vanusega (Obrutšev 1972, 1973). Ljarskaja (1972), analüüsidest Kesk-Devoni kalafaunat Lätis, tuli samale järeldusele. Hilisemate Baltikumi Devoni uuringute vältel tekkis kaks Eifeli/Givet' piiri asendi varianti: kas Narva ja Aruküla või Aruküla ja Burtnieki lademe vahel (Sorokin 1981a). Viimasena mainitud piiri aktsepteeriti Vene platvormi Devoni stratigraafilises skeemis (Ržonsnitskaja, Kulikova 1990) ning (mõnevõrra küsitavalt) ka Eesti skeemis (Kleesment, Mark-Kurik 1997).

Narbutase ja kaasautorite (1993) arvates markeerisid Leedus Narva lademe kõige ülemine osa ja sama vanusega *kockelianus*'e konodontide tsoon ning *Polygnathus parawebbi* kooslus Eifeli ülemist piiri. Selle Eifeli/Givet' piiri asendiga on nõustunud ka mitmed teised autorid. Valikevičius (1994, 1995, 2000) luges Kernavė kihistut ja Valgevene Kastjukovitši ladet üheaegselt Eifeli *kockelianus*'e konodonti tsooniga. Aruküla + Burtnieki ja Valgevene Polotski lade olid tema arvates Givet' *hemiansatus*–*varcus*–*hermanicristatus* tsoonide intervalli vanuselised ekvivalendid. *Rhabdosporites langii* (RL) miospoori tsoon, mis vastab Kernavė ja Kastjukovitši tasemele, tähistab samuti Eifeli ülemist piiri (Avkhimovitch jt. 1993). Obuhovskaja (1999) järgi võimaldab miospooride ex gr. *Geminospora lemurata* puudumine Kastjukovitši lademes lugeda seda ühikut Eifelisse kuuluvaks. Valgevene Polotski lade ning *Geminospora extensa* tsoon on Givet' vanusega. Huvitav on märkida, et Vene Devoni skeemis (Ržonsnitskaja 1998) on Eifeli/Givet' e. *kockelianus*'e/*hemiansatus*'e tsooni piir mõnevõrra kõrgemal, umbes Aruküla kihistu ning selle vanuseliste vastete Tsornõi Jari ja Koiva kihistu keskel.

Tähelepanu väärrib kahtlemata **Kesk ja Ülem-Devoni** ehk **Givet'/Frasne'i** piiri asend nii Eestis kui ka üldiselt Ida-Euroopa platvormi loodeosas, kuna selles küsimuses puudub seni üksmeel. Grossi (1933, 1942) järgi oli Ülem-Devoni kõige alumiseks üksuseks niinimetatud *Cellulosa*-mergel ehk Snetogori lade (Snetogori kihid). Kaasajal on selle üksuse nimeks Snetnaja Gora kihid, mis moodustavad Pļaviņase lademe alumise osa (Ivanov jt. 2005, joonis 3). Obrutševi (1933) arvates kuulusid Podsnetogori kihid (praegu ülemine osa Amata

lademest) Ülem-Devonisse, lamavad Oredeži kihid Kesk-Devonisse. Hiljem, 1951. aastal, korreleerides Šotimaa keskmise ja ülemise Old Red Sandstone'i stratigraafilisi üksusi ja kalade komplekse Baltikumis leiduvatega, jõudis Obrutšev järeldusele, et Balti ning eriti Leningradi ja Pihkva piirkonna läbilõigetel esineb suuri lünki. Suurimaid lünki võis täheldada Luuga ja Pljussa jõgikonnas. Need vastasid ülemistele Tartu kihtidele (praegu Burtnieki lade) ning Gauja kihtidele tervikuna (Obrutšev 1951, lk 983). Sellest ajast alates jäi kauaks ajaks kehtima Kesk- ja Ülem-Devoni piir Burtnieki ja Gauja lademe vahel (sama vanusega üksuste vahel) ning nende vahelist lünka tunnustati tervel Ida-Euroopa platvormil ja naaberaladel (Sorokin 1981a, joonis 1a; 1992, joonis 1; Ržonsnitskaja, Kulikova 1990).

Siiski on ülalmainitud lünkade suurust märgatavalt ülehinnatud. Luuga ja Oredeži jõgede piirkonnas Luuga linnast kirdes on teada kaks leiukohta, milles leidub tüüpilist Burtnieki kalafaunat. Üks neist on liivakarjäär Novinka raudteejaama lähedal. Siit kogutud kalad on *Tartuosteus* (cf. *T. maximus* Mark-Kurik), *Pycnosteus tuberculatus* (Rohon), *Ganosteus stellatus* Rohon, *Homostius* sp., *Heterostius* sp., *Coccosteus* (cf. *C. markae* O. Obrucheve) jt. (Averianov 1990). Teise leiukoha avastas V. Kuršs 1984. aastal Pehenetsi lähedal Jaštšera jõe paremal kaldal umbes 16 km selle jõe suudmest ülesvoolu. Selles paljandis oli samasugune kalade kompleks, mille koosseisu kuulusid *Pycnosteus tuberculatus*, *Ganosteus stellatus*, *Homostius*, *Heterostius* jt. (E. Mark-Kuriku määrang). Oredeži kihte, mis vastavad Gauja lademele Baltikumis, peetakse Peadevonivälja idaosas taas kehtivaks üksuseks (Ivanov jt. 2005, fig. 3).

Obrutšev (1951) mainis ka lühemat lünka ülemiste Tartu kihtide (Burtnieki lademe) ja Gauja kihtide vahel Baltikumis. Tegelikult on Burtnieki lademe ülemises osas kalafauna muutus üsnagi järk-järguline. Burtnieki kihistu ülemine, Abava kihistik sisaldab kalu, mis on lähedased Gauja lademe kaladele, näiteks *Asterolepis*'e suurte vormide hulka kuuluv *A. essica* Lyarskaya ning *Laccognathus* sp. Olulised on ka trisihopteriidide esmaleiud. Märkimisväärne on samuti artrodiiride *Homostius*'e ja *Heterostius*'e puudumine selles tasemes (Mark-Kurik, Nemliher 2003).

Kesk- ja Ülem-Devoni ehk Givet'/Frasne'i piiri asend Baltimaade ja Venemaa loodeosa stratigraafilistes

skeemides on erinev. Eesti skeemides on arvestatud seda, et Gauja ja Amata lademe kalafaunad on sarnasemad kui Amata ja Pļaviņase faunad. Vastavalt sellele on Kesk- ja Ülem-Devoni piir pandud ajutiselt Pļaviņase lademe alla (Kleesment, Mark-Kurik 1997, Mark-Kurik 2000). Kuid pole välistatud, et see piir paikneb mõnevõrra allpool Amata lademes (Mark-Kurik jt. 1999).

Lāti Devoni skeemis on Givet'/Frasne'i piir Burtnieki ja Gauja lademe vahel (Stinkulis 2003). Mõni aasta varem loeti aga Lätis Gauja kihistut Givet' vanuseks (Forey jt. 2000). Lukševiči (2001) arvates võib vastav piir Peadevoniväljal paikneda mingil tasemel Amata lademe sees.

Ka **Leedus** on Kesk- ja Ülem-Devoni piir Burtnieki ja Gauja üksustele vastavate kihistute Upninkai ja Šventoji vahel (Narbutas jt. 1993, Paškevičius 1997, Sidaravičienė 1999). Võimalik, et silmas on peetud nimetatud piiri traditsioonilist asendit (Sorokin 1981a). Narbutas (1994, tabel 23) nagu ka Obrutšev (1951) oletas, et Upninkai ja Šventoji kihistute vahel on lünk. Valiukevičiuse (2000, lk 276) järgi olid *falsiovalis*'e tsoonid konodondid leitud Pļaviņase lademe kõige alumisest osast. Kuid tema arvates oli ladestiku piir Šventoji ja Pļaviņase vahel Peadevoniväljal siiski liiga kõrgel ning pakkus välja variandi, et see võiks olla allpool, Šventoji lademe sees (Valikevičius 2000, joonis 1; Valikevičius 2006, joonis 6).

Valgevene skeemides on Givet'/Frasne'i piir osalt traditsioonilisel tasemel Kesk-Devoni Polotski ja Ülem-Devoni Lani lademe vahel (Krutšek jt. 2001, Obuhovskaja jt. 2007). Kuid leidub ka teine võimalus panna see piir endise Lani lademe alumise ja ülemise osa vahele. Alumine osa ehk Hotimski (Uborti) lade (Gauja lademe ekvivalent) kuulub nüüd Givet' ladejärku, ülemine Želoni lade (Amata lademe vaste) Frasné'i ladejärku (Plax 2008, Plax jt. 2008).

Venemaal, see tähendab Peadevonivälja idaosas, on Kesk- ja Ülem-Devoni piiri asend olnud erinev. Ržonsnitskaja (1998) skeemis on see Amata kihistu alumises osas, teiste autorite järgi (Esin jt. 2000, joonis 2, 3) Amata kihistu peal. Lebedev jt. autorid (2010, tabel 9) on samal seisukohal. Kuid nad osutavad seejuures Gauja ja Amata vahelisele lüngale, mis peaks vastama teatud osale *falsiovalis*'e konodondi tsoonist. Väga olulised on Ivanovi jt (2005) andmed Leningradi oblasti Devoni kohta. Nende autorite arvates peaks

see piir paiknema Oredeži kihtide (st Gauja lademe) peal. Amata lade koosneb selles piirkonnas Staritsa ja Podsnogorski kihtidest. Viimastes esineb konodonte, mis koos Snetnaja Gora konodontidega moodustavad kohaliku *Polygnathus lanei* tsooni.

Käesoleval ajal on Kesk- ja Ülem-Devoni ehk Givet' ja Frasné'i piiri küsimus Peadevoniväljal veel lõplikult lahendamata. On võimalik, et see ladestiku/ladejärgu piir paikneb mingil tasemel Amata lademe sees. Valgevenes võiks see piir olla Želoni lademe sees.

KOKKUVÕTE

Piirkondlike Devoni stratigraafiliste üksuste (lademete, kihistute) korrelatsioon ning vanuse määramine Baltikumis, st Ida-Euroopa (Vene) platvormi loodeosas on alates möödunud sajandi viiekümnendatest aastatest muutunud järk-järgult täpsemaks. Läbilõigete Alam- ja Kesk-Devoni osas on kasutamist leidnud erinevate kalade kivistised, eriti nende mikrojäänused nagu näiteks akantoodide soomused. Meie ja Lääne-Euroopa stratotüüpsete alade korrelatsioone raskendavad fauna ja faatsiiste erinevused. Siiski on ka meil võetud kasutusele alates 1990ndatest aastatest standardsed konodontide tsoonid ning abivahendina miospooride tsoonid, hoolimata asjaolust, et nende fossiilide leiud on suhteliselt haruldased. Eesti Devoni üksuste vanust aitavad kindlaks teha kalakompleksid, mis sarnanevad meie naaberaladelt (Leedus, Valgevenes, Venemaa loodeosas) leitutele ja esinevad seal koos konodontide ja/või miospooridega.

Kalade (psammosteiidide, plakodermid, akantoodide) biotsoonide kasutamise võimalused stratigraafias on erinevad ning sõltuvad vastava rühma arengu tempost. Nii on akantoodide tsoonid väga tõhusad Eifeli üksuste eristamisel. Psammosteiidid aitavad kindlaks määrata Givet' üksuste, plakodermid aga mitmete Givet'–alam-Frasné'i üksuste vanust. Mõistagi pole kohalikud stratigraafilised üksused standardsete konodonti-miospoori tsoonide täpsed vasted. Selle näiteks sobib hästi Rėzekne lade. Üldjoontes on see korreleeritav *Diaphanospora inassueta* tsooniga, kuid lademe kõige ülemine osa võib kuuluda juba *Periplecotriletes tortus*'e tsooni.

Käesoleval ajal pole kõik ladestike ja ladejärkude piirid üksmeelselt kindlaks määratud. Esmajoonel puudutab see Kesk- ja Ülem-Devoni (Givet'/Frasné'i) piiri,

mille asend varieerub Balti riikide ning Loode-Venemaa stratigraafilistes skeemides. Baltikumi Devoni läbilõigete korrelatsioon Reinimaa stratotüüpse piirkonna läbilõigetega Valgevene ja Poola kaudu on väga vajalik. Kahtlemata aitavad selleks kaasa uued konodontide ja miospooride leiud ning kalakomplekside mitmekülgsem uurimine. Devoni ajastu settimistingimuste kindlakstegemisel meie alal on aga väga olulised nii lukuta brahhiopoodide (linguloidid) kui ka lukuliste brahhiopoodide (rūnhonelliidid, spiriferiidid) leiud, kuna need osutavad selle ajastu setendite merelisele päritolule.

Tānuavaldus. Autorid tänavad Ranek Rohtlat Eesti Geoloogiakeskusest tema lahke abi eest Eesti stratigraafilise skeemi tehnilisel teostamisel. E. Mark-Kuriku töö sai teoks osalemisel Eesti Haridus- ja Teadusministeeriumi projektis SF0140020s08.

KIRJANDUS

- Ahlberg, P. E., Ivanov, A., Lukševičs, E., Mark-Kurik, E. 1999. Middle and Upper Devonian correlation of the Baltic area and Scotland based on fossil fishes. Lukševičs, E., Stinkulis, Ģ., Kalniņa, L. (eds) The 4th Baltic Stratigraphical conference. Problems and Methods of Modern Regional Stratigraphy. Rīga, 6–8.
- Ainsaar, L. 2008. Tiirhanna quarry. Hints, O., Ainsaar, L., Männik, P., Meidla, T. (eds) The seventh Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts & Field Guide. Geological Society of Estonia, Tallinn, 147–148.
- Averianov, A. O. 1990. Novoe mestonahozhdenie srednedevonskih pozvonotšnyh v Leningradskoj oblasti. Proceedings of the Zoological Institute, USSR Academy of Sciences, Leningrad, 213, 4–15. [Vene keeles].
- Avkhimovitch, V. I., Tchibrikova, E. V., Obukhovskaya, T. G., Nazarenko, A. M., Umnova, V. T., Raskatova, L. G., Mantsurova, V. N., Loboziak, S., Streel, M. 1993. Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe. Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, 17, 79–147.
- Blicek, A., Turner, S., Young, G. C. (with contribution of Lukševičs, E., Mark-Kurik, E., Talimaa, V. N.,

- Valiukevičius, J. J.) 2000. Devonian vertebrate biochronology and global marine/non-marine correlation. *Courier Forschungsinstitute Senckenberg*, 220, 161–193.
- Esin, D., Ginter, M., Ivanov, A., Lebedev, O., Lukševičs, E., Avkhimovich, V., Golubtsov, V., Petukhova, L. 2000. Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform. *Courier Forschungsinstitute Senckenberg*, 223, 341–359.
- Forey, P. L., Ahlberg, P. E., Lukševičs, E., Zupiņš, I. 2000. A new coelacanth from the Middle Devonian of Latvia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 20, 243–252.
- Gravitis, V. A. 1967. O facial'nyh izmenenijah karbonatnoj tšasti franskogo jarusa v Gulbenskoj vpadine i na ee severnom i vostošnom obramlenii. Egorov, D. F., Sorokin, V. S., Ulst, P. Ž. (red.) *Voprosy geologii srednego i verhnego paleozoja Pribaltiki*. Zinatne, Riga, 54–84. [Vene keeles].
- Gravitis, V. A. 1981. Brahiopody. Nižnii i srednii devon. Sorokin, V. S. (red.). *Devon i karbon Pribaltiki*, Zinātne, Rīga, 380–385. [Vene keeles].
- Gross, W. 1933. Die Fische des baltischen Devons. *Palaeontographica*, A, 79, 1–74.
- Gross, W. 1942. Die Fischfaunen des baltischen Devons und ihre biostratigraphische Bedeutung. *Korrespondenzblatt des Naturforscher-Vereins zu Riga*, 64, 373–436.
- Ivanov, A., Zhuravlev, A., Young, G. (eds) 2005. Devonian Sections of North-West of East European Platform. *Guidebook of the post-conference field trip*, 66 pp.
- Kajak, K. 1995. Eesti kvaternaarisetete kaart. Mõõtkava 1:2 500 000 (Raukas, A., toim.). Eesti Geoloogia-keskus, Tallinn, 20 lk.
- Kajak, K. 1997. Upper Devonian. Raukas, A., Teedumäe, A. (eds) *Geology and Mineral Resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 121–123.
- Karatajūtė-Talimaa, V. N. 1964. Danyje k stratigrafii nižnego devona Južnoj Pribaltiki. Karatajūtė-Talimaa, V. N., Narbutas, V. V. (red.) *Voprosy stratigrafii i paleogeografii devona Pribaltiki*. Mintis, Vilnius, 21–39. [Vene keeles].
- Karatajūtė-Talimaa, V. 1978. Silurijskie i devonskie telodonty SSSR i Špitsbergena. *Mokslas*, Vilnius, 334 lk. [Vene keeles].
- Kaufmann, B. 2006. Calibrating the Devonian Time Scale: A synthesis of U–Pb ID–TIMS ages and conodont stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 76, 175–190.
- Kaufmann, B., Trapp, E., Mezger, K., Weddige, K. 2005. Two new Emsian (Early Devonian) U–Pb zircon ages from volcanic rocks of the Rhinish Massif (Germany): implications for the Devonian time scale. *Journal of the Geological Society, London*, 162, 363–371.
- Kedo, G. I., Obuhovskaja, T. G. 1981. Spory. Srednii devon Pribaltiki i severo-vostošnoj Belorussii. Sorokin, V. S. (red.) *Devon i karbon Pribaltiki*. Zinātne, Rīga, 419–436 [Vene keeles].
- Kleesment, A. 1981. Lemsiskaja svita. Sorokin, V. S. (red.) *Devon i karbon Pribaltiki*. Zinatne, Riga, lk. 80. [Vene keeles].
- Kleesment, A. 1994. Subdivision of the Aruküla Stage on the basis of lithological and mineralogical criteria. *Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised, Geoloogia*, 43, 57–68.
- Kleesment, A. 1995. Lithological characteristics of the uppermost terrigenous Devonian complex in Estonia. *Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised, Geoloogia*, 44, 221–233.
- Kleesment, A. 2001. Ekskursioon Lõuna-Eesti Devoni paljanditesse (Põldvere, A., toim.). *Eesti Geoloogia Selts*, Tallinn, 20 lk.
- Kleesment, A. 2005. Devonian. Põldvere, A. (ed.) Mehikoorma (421) drill core, *Estonian Geological Sections*, 6, 10–13.
- Kleesment, A. 2007. Devonian. Põldvere, A. (ed.) Tsiistre (327) drill core. *Estonian Geological Sections*, 8, 10–19.
- Kleesment, A. 2009. Kesk-Devoni ladestiku Tamme liivakivipaljand Võrtsjärvel. Pirrus, E. (toim.) *Võrtsjärv geoloogide vaateväljas*. Eesti Geoloogia Selts, 8/09, 7–17.
- Kleesment, A., Mark-Kurik, E. 1997. Devonian. Introduction. Lower Devonian. Middle Devonian. Raukas, A., Teedumäe, A. (eds) *Geology and Mineral Resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 107–121.

- Kleesment, A. E., Mark-Kurik, E. J., Karatajūtė-Talimaa, V. N., Vaitiekūniene, G. K., Kajak, K. F. 1975. Drevneišie otloženiya srednego devona Estonii. Lunts, A. J. (ed.) Geologija kristallitšeskogo fundamenta i osadotšnogo tšehla Pribaltiki. Zinātne, Rīga, 168–183. [Vene keeles ingliskeelse kokkuvõttega].
- Kleesment, A., Kurik, E., Valikevičius, J. 1987. O nomenklature podgorizontov narovskogo gorizonta. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised, Geoloogia, 36, 174–175. [Vene keeles].
- Krutšek, S. A., Mahnatš, A. S., Golubtsev, V. K., Obuhovskaja, T. G. 2001. Devonskaja sistema. Mahnatš, A. S., Garetsky, R. G., Matvejev, A. V. (red.) Geologija Belarusi. Minsk, 186–239. [Vene keeles].
- Kuršs, V. 1992a. Depositional environment and burial conditions of fish remains in Baltic Middle Devonian. Mark-Kurik, E. (ed.) Fossil Fishes as Living Animals. Academia 1, Academy of Sciences of Estonia, Tallinn, 251–260.
- Kuršs, V. M. 1992b. Devonskoe terrigennoe osadkonakoplenie na Glavnom devonskom pole. Zinatne, Rīga, 31–136. [Vene keeles].
- Kuršs, V. M., Viiding, H. A., Mark-Kurik, E. J. 1981a. Gaujskaja svita. Amatskaja svita. Sorokin, V. S. (red.) Devon i karbon Pribaltiki. Zinatne, Rīga, 146–167. [Vene keeles].
- Kuršs, V. M., Viiding, H. A., Kajak, K. F., Mark-Kurik, E. J. 1981b. Burtniekskaja svita. Sorokin, V. S. (red.) Devon i karbon Pribaltiki. Zinatne, Rīga, 129–141. [Vene keeles].
- Kõrts, A., Mark-Kurik E. 1997. Algae and vascular plants. Raukas, A., Teedumäe, A. (eds) Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 213–219.
- Lang, L., Puura, I. 2009. Systematic position, distribution, and shell structure of the Devonian linguloid brachiopod *Bicarinatina bicarinata* (Kutorga, 1837). Estonian Journal of Earth Sciences, 58, 63–70.
- Liepiņš, P. P. 1955. O nižnih slojah devona zapadnoj tšasti Vostotšno-Evropeskoj platformy. Doklady Akademii Nauk SSSR, kd 103, nr 2, 295–298. [Vene keeles].
- Liepiņš, P. P. 1961. Devona sistēma. Latvijas PSR ģeoloģija. Rīga, 53–92.
- Ljarskaja, L. A. 1972. O granitse eifel'skogo i zhivetskogo yarusov v Latvii. Ulst, R. Z. (ed.) Regional'naya geologiya Pribaltiki i Belorussii. Zinātne, Rīga, 48–51. [Vene keeles ingliskeelse kokkuvõttega].
- Ljarskaja, L. A. 1974. Pogranitšnye nižne-sredne-devonskie otloženiya Pribaltiki. Sorokin, V. S. (red.) Regional'naya geologiya Pribaltiki. Rīga, 45–55. [Vene keeles].
- Ljarskaja, L. A. 1978. Rezeknenskaja svita i jee vozrastnye analogi. Sorokin, V. S. (red.) Stratigrafiya fanerozoya Pribaltiki. Zinātne, Rīga, 22–43. [Vene keeles].
- Ljarskaja, L. A. 1981. Kemerskaja svita. Sorokin, V. S. (red.) Devon i karbon Pribaltiki. Zinatne, Rīga, lk 54. [Vene keeles].
- Lebedev, O. A., Lukševičs, E., Zakharenko, G. V. 2010. Palaeozoogeographical connections of the Devonian vertebrate communities of the Baltic Province. Part II. Late Devonian. Palaeoworld, 19, 108–128.
- Lukševičs, E. 2001. Bothriolepid antiarchs (Vertebrata, Placodermi) from the Devonian of the north-western part of the East European Platform. Geodiversitas, 23, 489–609.
- Lukševičs, E., Lebedev, O. A., Zakharenko, G. V. 2010. Palaeozoogeographical connections of the Devonian vertebrate communities of the Baltic Province. Part I. Eifelian–Givetian. Palaeoworld, 19, 94–107.
- Mark, E. 1958. O nekotoryh voprosah stratigrafitšeskoj nomenklatury devona severo-zapada Glavnogo polja. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised, Füüsika, matemaatika ja tehnikateaduste seeria, 7, 348–349. [Vene keeles].
- Mark, E., Paasikivi, L. 1960. Devonskaja sistema. Geologija SSSR, kd XXVIII, Moskva, 146–166. [Vene keeles].
- Mark-Kurik, E. 1991a. On the environment of Devonian fishes. Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised, Geoloogia, 40, 122–125.
- Mark-Kurik, E. 1991b. Contribution to the correlation of the Emsian (Lower Devonian) on the basis of placoderm fishes. Newsletter on Stratigraphy, 25, 11–23.
- Mark-Kurik, E. 2000. The Middle Devonian fishes of the Baltic States (Estonia, Latvia) and Belarus. Courier Forschungsinstitute Senckenberg, 223, 309–324.
- Mark-Kurik, E. 2002. *Kartalaspis* and other Early Devonian arthrodires and their stratigraphical significance.

- Satkūnas, J., Lazauskienė, J. (eds) The 5th Baltic Stratigraphical Conference. Basin Stratigraphy – Modern Methods and Problems. Extended Abstracts. Geological Survey of Lithuania, Vilnius, 117–119.
- Mark-Kurik, E. 2007. Distribution of Devonian fossils. Põldvere, A. (ed.) Tsiistre (327) drill core. Estonian Geological Sections, 8, 19–21.
- Mark-Kurik, E. 2009. Two small Scottish Middle Devonian placoderms in Estonia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, Supplement to No 3, 29, p. 143A.
- Mark-Kurik, E., Nemliher, J. 2003. Veel kord Kesk-Devoni Abava kihist. Plado, J., Puura, I. (toim.) Eesti geoloogide 4. ülemaailmne kokkutulek. Eesti geoloogia uue sajandi künnisel. Konverentsi materjalid ja ekskursioonijuhud. Eesti Geoloogia Selts, Tartu Ülikooli Geoloogia Instituut, Tartu, 38–41.
- Mark-Kurik, E., Valikevičius, J. 2005. Distribution of Devonian fossils. Põldvere, A. (ed.) Mehikoorma (421) drill core. Estonian Geological Sections, 6, 13–16.
- Mark-Kurik, E., Põldvere, A. 2012. Devonian stratigraphy in Estonia: current state and problems. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 61, 33–47.
- Mark-Kurik, E., Blicek, A., Loboziak, S., Candilier, A.-M. 1999. Miospore assemblage from the Lode Member (Gauja Formation) in Estonia and the Middle–Upper Devonian boundary problem. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology*, 48, 86–98.
- Marshall, J. E. A., Astin, T. R., Brown, J. F., Mark-Kurik, E., Lazauskiene, J. 2007. Recognizing the Kačák Event in the Devonian terrestrial environment and its implications for understanding land–sea interactions. Becker, R. T., Kirchgasser, W. T. (eds) *Devonian Events and Correlations*. Geological Society, Special Publications, London, 278, 133–155.
- Marshall, J., Brown, J., Newman, M., Davidson, B. 2010. The Old Red Sandstone of Scotland. IPC3 Pre-Conference Field Trip. SDS, Subcommission on Devonian Stratigraphy, International Palaeontological Congress, London, 54 pp.
- Narbutas, V. 1994. Devonas. Grigelis, A., Kadūnas, V. (eds) *Lietuvos geologija*. Mokslo ir enciklopedijų leidykla, Vilnius, 97–120.
- Narbutas, V. V., Vasiljauskas, V. M., Korkutis, V. A. 1964. Novye dannye k poznaniyu paleogeografii i tektoniki Južnoj Pribaltiki v ranne i srednedevonskoe vremja. Karatajūtė-Talimaa, V. N., Narbutas, V. V. (red.) *Voprosy stratigrafii i paleogeografii devona Pribaltiki*. Mintis, Vilnius, 113–124. [Vene keeles].
- Narbutas, V. V., Ljarskaja, L. J., Kleesment, A. E. 1981. Til'žeskaja svita. Sorokin, V. S. (red.) *Devon i karbon Pribaltiki*. Zinatne, Riga, lk 37. [Vene keeles].
- Narbutas, V., Valikevičius, J., Žeiba, S. 1993. Devonian stratigraphic scheme. Paškevičius, J. (ed.) *Catalogue of the Vendian–Devonian Stratotypes of Lithuania*. "PMPP" Publishers, Vilnius, 86–100.
- Narkiewicz, K., Kruchek, S. 2008. Conodont-based correlation of the Middle Devonian in SE Poland and Belarus: preliminary data. *Actual problems of geology of Belarus and adjacent territories*. Materials of the International conference dedicated to the 90th birthday of the Academician of Belarus A. S. Makhnach. Minsk, 188–194.
- Newman, M. J., Trewin, N. H. 2008. Discovery of the arthrodire genus *Actinolepis* (class Placodermi) in the Middle Devonian of Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 44, 83–88.
- Niit, M., Kleesment, A., Märss, T. 2005. Vertebrate microremains in the sections of the Aruküla Regional Stage of Estonia and comparison with the Burtneki Regional Stage. *Ichthyolith Issues, Special Publication*, 9, 27–29.
- Obrutšev, Dm. 1933. K stratigrafii srednego devona Leningradskoj oblasti. *Transactions of the All-Russian Mineralogical Society*, 52, 405–420. [Vene keeles saksakeelse kokkuvõttega].
- Obrutšev, Dm. 1951. O granitse meždu srednim i verhnim devonom v Glavnom pole. *Reports of the Academy of Sciences of the USSR*, 78, 981–984. [Vene keeles].
- Obrutšev, D. V. 1958. K biostratigrafii ihtiofaun nižnego i srednego paleozoja SSSR. *Sovetskaja Geologija*, 11, 40–53. [Vene keeles ingliskeelse kokkuvõttega].
- Obrutšev, D. V. 1972. Ob eifelskih otloženijs v Glavnom devonskom pole. Ulst, R. Ž. (red.) *Regional'naja geologija Pribaltiki i Belorussij*. Zinätne, Rīga, 39–47. [Vene keeles ingliskeelse kokkuvõttega].
- Obrutšev, D. V. 1973. Znatšenie pozvonotšnyh dlja korreljatsii silurijskih i nižne-srednedevonskih otloženijs SSSR. Nalivkin, D. V. (ed.) *Stratigraphy of the Lower*

- and Middle Devonian. Transactions of the 3rd International Symposium on the Boundary of the Silurian and Devonian and the Stratigraphy of the Lower and Middle Devonian. Nauka, Leningrad, 2, 189–197. [Vene keeles ingliskeelse kokkuvõttega].
- Obrutšev, D. V., Mark-Kurik, E. J. 1965. Psammosteidy (Agnatha, Psammosteidae) devona SSSR. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut, Tallinn, 304 lk. [Vene keeles ingliskeelse kokkuvõttega].
- Obuhovskaja, T. G. 1999. Zanal'nae raschlyanenne syarednyadevonskikh adkladau uskhodnyaj Belarusi pa miyasporakh. Lithosphere, 10 – 11, 76 –85. [Valgevene keeles vene- ja ingliskeelse kokkuvõttega].
- Obuhovskaja, V. J., Satšenko, T. F., Krutšek, S. A. 2007. Stratigrafija franskih otloženii vostochnoj tšasti Severo-Pripjatskogo plecha i sopredel'nyh struktur. Lithosphere, 1 (26), 29–39. [Vene keeles valgevene- ja ingliskeelse kokkuvõttega].
- Paškevičius, J. 1997. The Geology of the Baltic Republics. Geological Survey of Lithuania, Vilnius, 387 pp.
- Plax, D. P. 2008. O devonskoy ikhtiofaune Belarusi. Lithosphere, 2 (29), 66–92. [Vene keeles valgevene- ja ingliskeelse kokkuvõttega].
- Plax, D. P., Valikevičius, J. J., Krutšek, S. A. 2008. Zonal'noe rastšelenenie devonskih otloženij (verkhnij ems–fran) severa Belarusi po dannym ihtiofauny. Actual problems of geology of Belarus and adjacent territories. Materials of the International conference dedicated to the 90th birthday of the academician of Belarus A. S. Makhnach. Minsk, 226–234. [Vene keeles].
- Plax, D. P. 2006. K stratigrafii otloženij srednego i verhnego devona jugo-vostoka Belarusi (po dannym izutšenija ihtiofauny). Lithosphere, 2 (25), 25–36. [Vene keeles].
- Plicher, R. 1971. Mikrofossilien aus dem Devon der südlichen Eifeler Kalkmulden. Senckenbergiana Lettaea, 52, 315–357.
- Põldvere, A., Kleesment, A., Kajak, K., Mens, K. 2007. Core description and terminology. Põldvere, A. (ed.) Tsiistre (327) drill core. Estonian Geological Sections, 8, p. 5.
- Richardson, J. P., McGregor, D. C. 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone continent and adjacent regions. Bulletin of the Geological Survey of Canada, 364, 81 pp.
- Ržonsnitskaya, M. A. 1998. Proposals for an international subdivision of the Devonian stages. Subcommittee on Devonian Stratigraphy, Newsletter, 15, 53–61.
- Ržonsnitskaya, M. A., Kulikova, V. F. (eds) 1990. Rešenie Mežvedomstvennogo regional'nogo stratigrafitšeskogo soveštšanija po srednemu i verhnemu paleozoju Russkoj platformy. Devonskaja sistema. VSEGEI, Leningrad, 59 lk. [Vene keeles].
- Scotese, C. R. 2002. Paleomap Project, <http://www.scotese.com>.
- Sidaravičienė, N. (compiler) 1999. Devonian. Lithuanian Stratigraphic Units. Geological Survey of Lithuania, Vilnius, 170–181.
- Sorokin, V. S. (ed.) 1981a. Devon i karbon Pribaltiki. Zinātne, Rīga, 502 lk. [Vene keeles].
- Sorokin, V. S. 1981b. Pljavin'skaja svita. Dubnikovskaja svita. Sorokin, V. S. (red.) Devon i karbon Pribaltiki. Zinatne, Riga, 172–209, 219–224. [Vene keeles].
- Sorokin, V. S. 1992. Zakonomernosti ritmitšeskogo stroenija i korreljatsia podrazdelenij franskogo jarusa severnoj poloviny Russkoj platformy. Sorokin, V. S. (red.) Paleontologija i stratigrafija fanerozoja Latvij i Baltijskogo morja. Zinātne, Riga, 5–18. [Vene keeles].
- Steenmans, P. 1989. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Quest de l'Europe. Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique. Mémoire, 27, 1–451.
- Stinkulis, Ģ. 2003. Latvijas nogulumiežu segas stratigrāfiskā shēma. Latvijas Ģeoloģijas Vēstis, 11, 14–17.
- Streel, M., Loboziak, S., Steemans, P., Bultynck, P. 2000. Devonian miospore stratigraphy and correlation with global stratotype sections and points. Courier Forschungsinstitute Senckenberg, 220, 9–23.
- Suuroja, K. 1997. Eesti aluspõhja geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:400 000. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskuse aruanne, Tallinn. 60 lk.
- Vaitiekūniene, G. K. 1985. O polnote razreza nižnego devona zapada Russkoj platformy (Pribaltika) po dan-

nym izutšeniya spor. Grigelis, A. (ed.) Geologitšeskie issledovanija i izutšenie mineral'no-syr'evoj bazy Litovskoj SSR, 91–92. [Vene keeles].

Valikevičius, J. 1993. On problems of modern stratigraphy of Devonian in the East Baltic. Grigelis, A., Jankauskas, T.-R., Martinienė, R. (eds) Abstracts of the 2nd Baltic Stratigraphic Conference. Vilnius, p. 106.

Valikevičius, J. 1994. Acanthodian zonal sequence of Early and Middle Devonian in the Baltic Basin. *Geologija*, 17, 115–125.

Valikevičius, J. 1995. Acanthodians from marine and non-marine Early and Middle Devonian deposits. *Geobios, Mémoire spécial*, 19, 393–397.

Valikevičius, J. 1998. Acanthodians and zonal stratigraphy of Lower and Middle Devonian in East Baltic and Byelorussia. *Palaeontographica*, A, 248, 1–53.

Valikevičius, J. (with collaboration of S. Kruckek) 2000. Acanthodian biostratigraphy and interregional correlations of the Devonian of the Baltic States, Belarus, Ukraine and Russia. *Courier Forschungsinstitute Senckenberg*, 223, 271–289.

Valikevičius, J. 2006. Event pattern in the development of Siluro-Devonian acanthodians of Lithuania. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatsheft*, 6, 321–343.

Valikevičius, J., Ovnatanova, N. 1993. Conodonts and datings of Kernavė Formation in the East Baltic. Grigelis, A., Jankauskas, T.-R., Martinienė, R. (eds) Abstracts of the 2nd Baltic Stratigraphic Conference. Vilnius, p. 107.

Valikevičius, J. J., Kleesment, A. E., Mark-Kurik, E. J., Vaitiekūnienė, G. K. 1986. Korreljatsija i organitšeskie ostatki otloženi narovskogo gorizonta. Brangulis, A. P. (red.) *Biofatsii i fauna siluriskogo i devonskih basseinov Pribaltiki*. Zinātne, Rīga, 73–86. [Vene keeles].

Valikevičius, J., Talimaa, V., Kruckek, S. 1995. Complexes of vertebrate microremains and correlation of terrigenous Devonian deposits of Belarus and adjacent territories. *Ichthyolith Issues, Special Publication*, 1, 53–59.

LISA 1

DEVONI LADESTU KIHISTUTE JA KIHISTIKE LITOOLOGILINE ISELOOMUSTUS

Devoni kivimite suurimaks paksuseks on Kagu-Eestis mõõdetud 448,5 m (Hino puurauk, 40,5–489,0 m). Kõige täiuslikuma ülevaate Devoni läbilõikest annab Hino puuraugust vähem kui 10 km põhja pool paiknev Tsiistre (327) puurauk (57° 40' 23" N, 27° 11' 31" E), millest tõstetud südamikus paiknevad Ordoviitsiumi kivimite ja Kvaternaari setete vahel Devoni lademete kivimid alustades Rēzeknest kuni Pļaviņaseni (vahemik 45,0–486,0 m; Kleesment 2007; Mark-Kurik 2007; Pöldvere jt. 2007).

Devoni ladestu koosneb valdavalt liivakividest ja aleuroliitidest, millele on tasemeti iseloomulikud savi vahekihid. Enamasti punakaspruunides või violetjas-, roosakas- ja pruunikashallides kivimites esinevad valgetes või kollakates ja hallides toonides kihid. Dolokivid ja domeriidid, harvem lubjakivid ja merglid esinevad Narva ja Pļaviņas lademes.

Devoni kivimite litostratigraafilise liigestamise aluseks on eriaegsete settetsükliite piiritlemine. Selleks jälgitakse kivimi koostise (lõimis, mineraloogiline koostis)

ja tekstuuri muutuste järgnevust ning settetsükliite piirikihtide ja piiride litooloogiat. Kivimi värvus ja tsementatsioonaste võivad piirkonniti varieeruda nagu ka erineva koostisega vahekihtide koostis ja osakaal. Kihistute ja kihistike väljaeraldamisel on abiks hästi uuritud stratotüüpide ja geoloogilise kaardistamise puursüdamike läbilõigete kirjeldused. Järgnevalt esitatakse konspektiivne ülevaade litostratigraafiliste üksuste (vaata joonis 2) kivimite koostise ja piiride kohta, kus lõimise ja mineraloogilise koostise andmete esitamisel on lähtutud Anne Kleesmendi poolt tehtud ülevaadetest (Kleesment, Mark-Kurik 1997).

Daugava kihistu. Hall **savikas lubjakivi** või **dolokivi** halli savi vahekihtidega. Kaltsiidi kristallide suurus lubjakivis on tavaliselt alla 0,05 mm. Eestis ei paljandu.

Kihistu alumine piir: kontakt Dubniki kihistu merglitega.

Kihistu ülemine piir: kontakt Kvaternaari ladestu setetega.

Stratotüüp: Daugava jõe kaldapaljandid (Oliņkalnsi, Sēlpilsi jt) Pļaviņase linna ümbruses Lätis (Liepiņš 1961).

Paksus: kuni 9 m.

Dubniki kihistu. Hall, sinakas- ja violetjashall **mergel** ja **domeriit**, rohekashall aleuriidikas savi ning kollakashall **savikas dolokivi** või **dolomiidistunud lubjakivi**. Dolomiidi kristallide suurus dolokivis on valdavalt alla 0,05 mm ja dolokivi kihtide paksus on kuni 2,0 m. Vahekihtidena võib esineda kipsi ja anhüdriiti. Kihistu all- ja ülaosas on mergli või domeriidi kihid. Eestis ei paljandu.

Kihistu alumine piir: kontakt Tšudovo kihistu dolo- või lubjakividega.

Kihistu ülemine piir: kontakt Daugava kihistu dolo- või lubjakividega ja Kvaternaari setetega.

Paleontoloogiline tunnus: brahhiopood *Comiotoechia bifera* (Phillips).

Stratotüüp: vana kipsikarjäär Dubniki küla lähedal Izborski (Irboska) linnast idas, Venemaal (Sorokin 1981b).

Paksus: kuni 10 m.

Tšudovo kihistu. Helehall ja kollakashall, muguljas või lainjaskihiline, kihiti **savikas lubjakivi**, levila läänepoolses osas esineb **dolomiidistunud lubjakivi** või **dolokivi**. Mergel või domeriit esinevad kelmete ja kuni 4 cm paksuste vahekihtidena. Kaltsiidi kristallide suurus lubjakivides on valdavalt alla 0,05 mm, kihiti on dolomiidistunud kivimid poorsed. Eestis ei paljandu.

Kihistu alumine piir: püriitse impregnatsiooniga katkestuspind Eesti kagunurgas, ülejäänud alal on piir üleminekuline.

Kihistu ülemine piir: kontakt Dubniki kihistu merglite või domeriitidega, või Kvaternaari setetega.

Paleontoloogiline tunnus: brahhiopood *Ripidiorhynchus tšudovi* (Nalivkin).

Stratotüüp: paljandid Keresti jõe ääres Tšudovo linna raudteejaama lähedal, Venemaal (Mark, Paasikivi 1960).

Paksus: kuni 13 m.

Pskovi kihistu. Helehall, roosakas- ja kollakashall (allosas paiguti violetjaspunane) **dolokivi**, idapoolsel alal enamasti **lubjakivi**. Harvade peenete vahekihtidena esineb aleuriidikas ja savikas dolokivi, domeriit ning savi. Dolokivis esinevad kihiti poorid ja brahhiopoodide ning tigude kodade jäljendid. Dolomiidi kristallide suurus dolokivis on valdavalt 0,01–1,0 mm, kihiti üle 1,0 mm.

Kihistu allosas on idapoolsetes läbilõigetes peenekihiline, sageli poorne, aleuriidikas ja savikas dolo-

kivi (lahustumatu jääk 12–24%), läänes on dolokivis (lahustumatu jääk 6%) kohati 3–10 cm paksused savi vahekihid (Kajak 1997). Alumisel piiril esinevatel purdosadel võib esineda erosioonipindu (Gravitis 1967).

Kihistu ülaosas on kaltsiidirikas dolokivi või lubjakivi (Haanja kõrgendiku piirkond). Ülemisel piiril on kontakt Tšudovo kihistu dolo- või lubjakividega ja Kvaternaari setetega.

Paleontoloogiline tunnus: brahhiopood *Ripidiorhynchus pskovensis* (Nalivkin).

Stratotüüp: Lorelejas klint Daugava jõe ääres Pļaviņase linnas ja Velikaja jõe paljandid Pihkva (Pskov) linna lähedal Venemaal (Sorokin 1981b; Mark, Paasikivi 1960).

Paljandid Eestis: Kalkahju paljand Peetri jõe ääres, metsavahi majast 100 m allavoolu (Kleesment 2001), vana Tiirhanna lubjakivi karjäär (Ainsaar 2008) ja Marinova dolokivi karjäär Meremäe küla lähedal.

Paksus: kuni 13 m.

Snetnaja Gora kihistu. Hele kollakas- ja rohekashalli **savika dolokivi** ja **aleuriidika domeriidi**, harvem **savi** kihtide vaheldumine. Kihtide paksus on enamasti kuni 2 cm, savi vahekihtide paksus on kuni 0,5 m. Kvarts-aleuriit esineb dolokivis ja domeriidis peenete vahekihtidena (paksus kuni 0,3 cm, harvem kuni 10 cm). Dolokivis esineb tühikuid läbimõõduga kuni 3 cm. Dolomiidi kristallide suurus dolokivis on valdavalt alla 0,01 mm, kihiti 0,01–0,1 mm.

Kihistu allosas on savika dolokivi kiht.

Kihistu ülaosas on kuni 0,5 m paksune savi kiht.

Paleontoloogiline tunnus: kala *Psammosteus meandrinus* Agassiz.

Stratotüüp: Velikaja jõe alamjooksu paljandid Snetnaja Gora kloostri juures Pihkva linna lähedal Venemaal (Obrutšev 1933; Sorokin 1981b; Mark, Paasikivi 1960).

Paljandid Eestis: Kalkahju paljand Peetri jõe ääres, metsavahi majast 100 m allavoolu (Kleesment 2001).

Paksus: kuni 12 m.

Amata kihistu. Rohekas- ja violetjashall ning punakaspruun, lainjaskihiline või läätsjas, nõrgalt kuni tugevalt tsementeerunud **aleuroliit** ja helehall kuni valge või kollakashall, harvem punakaspruun, põimkihiline, keskmiselt ja tugevalt tsementeerunud **liivakivi**. Savi, enamasti punakaspruun, esineb peenete vahekihtidena või veeristena. Liivakivide terjämedus on valdavalt 0,1–0,25 mm ja kvartsisisaldus 80–98%.

Kihistu alumisel piiril on kuni 4 m paksune bretša kiht, kus liivakivis, savikas aleuroliidis ja savis on savi ja aleuroliidi purdosad (läbimõõt 4–10 cm).

Kihistu ülemisel piiril on kuni 2 m paksune aleuriidika savi kiht aleuroliidi vahekihtidega.

Paleontoloogiline tunnus: kalaliigid *Bothriolepis prima* Gross ja *B. obrutschevi* Gross.

Stratotüüp: Ainavu paljand Amata jõe ääres Kärli küla lähedal Lätis (Kuršs jt. 1981a).

Tüüpiläbilõige Eestis: kaldapaljand Meeksi oja suudme lähedal (Mark, Paasikivi 1960), kaldapaljand Vana-Vastseliinas Piusa jõe ääres (Kleesment, Mark-Kurik 1997)

Paljandid Eestis: Karisöödi pargi liivakivipaljand Peetri jõe ääres (Kleesment 2001).

Paksus: kuni 34 m.

Gauja kihistu. Valge, helehall ja kollakashall, põimkihiline (seeriaste paksus 5–40 cm), nõrgalt, harvem keskmiselt tsementeerunud **liivakivi**. Savika aleuroliidi 0,5–4 m paksused kihid moodustavad kuni 20% kihistu läbilõikest. Hall ja violetjashall aleuriidikas savi esineb harvade läätседena, veeristena ja peenete vahekihtidena. Liivakivide terajämedus on valdavalt 0,1–0,25 mm ja kvartsisisaldus 80–94%, neis esinevad paiguti pruunid rauarikkad pinnad.

Kihistu alumisel piiril on liivakivi sageli karbonaatse tsemendiga tugevalt tsementeerunud.

Kihistu ülemisel piiril on kuni 20 cm paksune aleuriidika savi kiht.

Paleontoloogiline tunnus: kala *Asterolepis ornata* Eichwald sensu Agassiz.

Stratotüüp: Sprinğu ja Launaga paljandid Gauja jõe orus Lıgatne linna lähedal Lätis (Kuršs jt. 1981a, joonis 51). Ҙüķu paljand Gauja jõe orus on Gauja ja Amata piiri stratotüüp (Kuršs 1992b).

Paljandid Eestis: Piusa maardla liivakivi karjäär ja vana kaevandus (Kleesment 2001) ning Imara–Tabina liivakivi karjäär.

Paksus: kuni 80 m.

Gauja kihistu **Lode kihistik:** valged ja helehallid, lainjas- ja põimkihilised, nõrgalt tsementeerunud **liivakivid** (valdav terajämedus 0,05–0,25 mm) harvade aleuroliidi ja savi vahekihtidega.

Kihistiku allosas on kuni 3 m paksune liivakivi kiht, kus kvartsi terajämedus on valdavalt 0,1–0,25 mm ja terad on kihiti ümardunud.

Kihistiku ülaosas on kuni 15 m paksune helehalli ja violetjashalli lainjaskihilise, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud aleuroliidi kiht kollaste rauahüd-roksiidi laikude, lihkepiindade ja aleuriidika savi vahekihtidega.

Stratotüüp: punakaspruuni aleuroliidi, halli põimkihilise liivakivi ja halli savi paljandid Lode karjääris Lätis (Kuršs 1992b).

Paljandid Eestis: Härma müürid (Keldri ja Kõlksniidu) Piusa jõe ääres Lindoras, Obinitsa liivakivipaljand ja Juudatare koobas Tuhkavitsa oja kaldal Piusa jõe oru

lähedal, Piusa maardla liivakivi karjäär ja vana kaevandus (Kleesment 2001) ning Imara–Tabina liivakivi karjäär.

Paksus: kuni 49 m.

Gauja kihistu **Sietini kihistik:** valge, kollakas- ja roosakashall, põimkihiline **liivakivi** (valdav terajämedus 0,1–0,25 mm) eriteraliste (terajämedus kuni 2 cm, terad sageli nurgelised) ja kirjuvärviliste rauarikaste vahekihtidega ning hallide savi veeristega. Aleuroliidi kihid esinevad enamasti kihistiku ülaosas.

Kihistiku allosas on liivakivi (valdav terajämedus 0,05–0,1 mm) kuni 6 m ulatuses valge.

Kihistiku ülaosas on kuni 4 m paksune violetjas- ja helehall, lainjaskihiline, nõrgalt ja keskmiselt tsementeerunud aleuroliidi kiht, milles on savi ja liivakivi vahekihte.

Stratotüüp: Launaga (Lıgatne linna lähedal; Kuršs 1992b) ja Sietiniēzise (Cēsise ja Valmiera linna vahel) paljandid Gauja jõe orus Lätis (Kuršs 1981a).

Paljandid Eestis: Hinni kanjon Kahrila järve lähedal (Kleesment 2001).

Paksus: kuni 60 m.

Burtnieki kihistu. Valge, kollakas-, roosakas- ja hallikas-helepruun, põimkihiline (seeriaste paksus 20–30 cm), keskmiselt ja nõrgalt tsementeerunud **liivakivi**, milles on keskmiselt tsementeerunud aleuroliidi ja savi vahekihid. Liivakivide terajämedus on valdavalt 0,1–0,25 mm, kvartsisisaldus 70–90%, vilgusisaldus kihiti kuni 50%.

Kihistu allosas on enam kui 4 m paksune valge, kollakas-, pruunikas- või violetjashall, halvasti sorteeritud, nõrgalt tsementeerunud liivakivi kiht.

Kihistu ülaosas on kuni 5 m paksune punakaspruuni, kollase ja violetjashalli kirju, läätselise ja lainjaskihilise nõrgalt tsementeerunud aleuroliidi kiht.

Paleontoloogiline tunnus: kala *Pycnosteus tuberculatus* (Rohon).

Stratotüüp: Neļķu ja Skaņaiskalnsi paljandid Salaca jõe kaldal Mazsalaca linna lähedal Lätis (Kuršs jt. 1981b).

Paljandid Eestis: Suur ja Väike Taevaskoda Ahja jõe ääres, Suur-Ūtsealutse müür Võhandu jõe ääres (Reo sillast 100 m allavoolu), Helme koobastik ordulinnuse varemetes ja Arstle liivakivipaljand Helmes (Kleesment 2001).

Paksus: kuni 95 m.

Burtnieki kihistu **Abava kihistik:** valge, kollakas- ja roosakashall või punakaspruun, põimkihiline, nõrgalt tsementeerunud **liivakivi** (valdav terajämedus 0,1–0,25 mm).

Kihistiku alumisel piiril on kuni 0,5 m paksune kiht, kus ümardatud terade jämedus on 0,1–0,5 mm.

Kihistiku ülaosas on kuni 5 m paksune punakaspruuni, kollase ja violetjashalli kirju, läätiselise ja lainjaskihilise, nõrgalt tsementeerunud aleuroliidi kiht.

Paleontoloogiline tunnus: kala *Watsonosteus*.

Stratotüüp: Essi paljand Essi talu kohal Võhandu jõe vasakul kaldal (Kleesment 1995).

Paljandid Eestis: Suur-Ütsealutse müür Võhandu jõe ääres Reo sillast 100 m allavoolu (Kleesment 2001).

Paksus: kuni 33 m.

Burtnieki kihistu **Koorküla kihistik:** roosakas- ja pruunikas-helehall ning punakaspruun, põim- ja lainjaskihiline, keskmiselt kuni nõrgalt tsementeerunud **liivakivi** (valdav terajämedus 0,1–0,5 mm) harvade savika aleuroliidi, aleuriidika savi ja jämedamateralise liivakivi (terajämedus kuni 1,0 mm, kohati kuni 10 mm) vahekihtidega. Peened aleuroliidi kihid on sageli kirjuvärvilised.

Kihistiku ülaosas on kuni 0,3 m paksune hall või kirju, savika aleuroliidi või savi kiht.

Stratotüüp: Tilleoja kaldad Koorküla asula lähedal (Kleesment 1995).

Paksus: kuni 42 m.

Burtnieki kihistu **Härma kihistik:** roosakas- ja violetjashall, allosas valge, põimkihiline, nõrgalt tsementeerunud **liivakivi** (valdav terajämedus 0,05–0,25 mm) harvade aleuroliidi ja savi vahekihtidega. Kihiti esineb saviveeriseid ja rauahüdroksiididega impregneeritud pindu.

Kihistiku allosas on liivakivi valge ja kihiti muutuva terajämedusega.

Kihistiku ülaosas on kuni 1,5 m paksune helehalli savika aleuroliidi kiht sinakashalli savi ja liivaka aleuroliidi vahekihtidega.

Paleontoloogiline tunnus: kala *Pycnosteus tuberculatus* (Rohon).

Stratotüüp: Härma (Ärma) paljand Õhne jõe ääres (Kleesment 1995).

Paljandid Eestis: Suur ja Väike Taevaskoda Ahja jõe ääres, Helme koobastik ordulinnuse varemetes, Arstle liivakivipaljand Helmes ja Nuija paljand August Kitzbergi nimelise Gümnaasiumi lähedal pargis (Kleesment 2001).

Paksus: kuni 30 m.

Aruküla kihistu. Valdavalt punakaspruun, horisontaal- ja põimkihiline, nõrgalt tsementeerunud **liivakivi** ja **aleuroliit** savi ning domeriidi harvade vahekihtidega. Liivakivides on terajämedus valdavalt 0,05–0,25 mm, kvartsisisaldus 60–90% ja vilgusisaldus vahekihiti 20–50%.

Kihistu allosas on üle ühe meetri paksune punakaspruuni nõrgalt tsementeerunud liivakivi või aleuroliidi kiht.

Paleontoloogiline tunnus: kalad *Pycnosteus pauli* Mark ja *P. palaiformis* Preobrazhensky.

Stratotüüp: Kalmistu paljand Vana-Peetri ja Uus-Jaani kalmistu kohal Tartu linnas (Mark 1958).

Paljandid Eestis: lisatud kihistike kirjeldustele.

Paksus: kuni 100 m.

Aruküla kihistu **Tarvastu kihistik:** rohekas-, violetjas- ja pruunikashall, lainjaskihiline **aleuroliit**, milles on valdavalt punakaspruuni ja valkjashalli horisontaal- või põimkihilise **liivakivi** kuni 3 m paksused vahekihid. Harva esineb kuni 0,3 m paksuseid lainjaskihilise aleuriidika savi ja domeriidi vahekihte. Liivakivis esineb tugevalt tsementeerunud liivakivi kerajaid moodustisi (läbimõõt 2–3 cm) ja kihipinnad on sageli rauahüdroksiididega impregneeritud.

Kihistiku alumises osas võib esineda kuni 30 cm paksuseid bretša vahekihte, kus aleuroliidis on savi purdosad (läbimõõt kuni 10 cm).

Kihistiku ülaosas on violetjashalli ja punakaspruuni kirju, kuni 3 m paksune aleuroliidi kiht, milles on savika ja liivaka aleuroliidi ning aleuriidika savi vahekihid.

Stratotüüp: Tarvastu veski paljand (Viljandimaa) Tarvastu jõe ääres, veski tammist ligi 10 m allavoolu (Kleesment 1994).

Paljandid Eestis: Maimu (Mägiste) koobas Halliste ürgorus Polli lähistel (Kleesment 2001).

Paksus: kuni 45 m.

Aruküla kihistu **Kureküla kihistik:** punakas-, violetjas- ja kollakaspruun, lainjas-, põim- ja horisontaalkihiline, nõrgalt ja keskmiselt tsementeerunud **liivakivi** (valdav terajämedus 0,05–0,25 mm) ning tugevalt ja keskmiselt tsementeerunud **aleuroliit**. Vahekihtide ja pesadena esinevad ebaühtlaselt tsementeerunud liivakas või savikas aleuroliit ja valge liivakivi. Savi vahekihte esineb harva.

Kihistiku alumises osas on 3–5 m paksune kollakashall või valge, halvasti sorteeritud, nõrgalt tsementeeritud liivakivi kiht.

Kihistiku ülemises osas on punakaspruun ja pruunikashall aleuroliit, milles on peened savi ja liivakivi vahekihid.

Paljandid Eestis: Kallaste pank Kallaste linnas, Allikukivi koopad Tihemetsas (Kleesment 2001) ja Tamme paljand Võrtsjärve idakaldal (Kleesment 2009).

Paksus: kuni 44 m.

Aruküla kihistu **Viljandi kihistik:** punakas-, roosakas- ja kollakaspruun, valdavalt horisontaalkihiline, vilku sisaldav keskmiselt ja nõrgalt tsementeerunud **liivakivi** (valdav terasuurus 0,05–0,25 mm) ning keskmiselt tsementeerunud **aleuroliit** harvade domeriidi, savi ja domeriidi (dolokivi) õhukeste vahekihtidega.

Kihistiku alumises osas on kuni 2 m paksune punakaspruun pude liivakivi (valdav terasuurus 0,05–0,1 mm) kiht, mille allosa on halvasti sorteeritud.

Kihistiku ülemises osas on punakaspruun või pruunikashall peenekihiline aleuroliit või aleuriidikas liivakivi.

Stratotüüp: Viljandi lossimägede paljand (Kleesment 1994).

Paljandid Eestis: Aruküla koopad Tartu linna loodeservas (Kleesment 2001), Kalmistu paljand Vana-Peetri ja Uus-Jaani kalmistu kohal Tartu linnas (Mark 1958).

Paksus: kuni 33 m.

Kernavé kihistu. Punakaspruun ja violetjashall, horisontaalkihiline või läätsjas, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud **aleuriidikas liivakivi**, milles on aleuroliidi, domeriidi ja savi vahekihid. Liivakivide terajämedus on valdavalt 0,05–0,1 mm ja kvartsisisaldus 50–80%.

Kihistu allosas on dolomiidiga tugevalt tsementeerunud liivakivi, mis võib sisaldada aleuroliidi veeriseid ning tugevalt tsementeerunud liivakivi kerajaid moodustisi (läbimõõt 2–3 cm).

Kihistu ülaosas on punakaspruuni aleuroliidi kiht, milles on kirjuvärvilise domeriidi ja savi peened kihid.

Paleontoloogiline tunnus: kalad *Nostolepis kernavensis* Valikevičius ja *Coccosteus cuspidatus* Miller ex Agassiz.

Stratotüüp: Ledai–179 puursüdamik Leedus, intervall 275,4–288,4 m. Kirde-Eestis Poruni jõe kaldapaljandid ja Gorodenka oja paljandite ligikaudu 7 m paksune osa (Valikevičius jt. 1986; Kleesment jt. 1987).

Paljandid Eestis: Ruhnu saare kirderannik.

Paksus: kuni 49 m.

Leivu kihistu. Hall ja rohekashall, paiguti kirjuvärviline **domeriit**, mille 0,5–3,5 m paksuste kihtide vahel on 0,05–0,2 m (harva 2,0 m) paksused dolokivi, savi, aleuroliidi ja liivakivi vahekihid.

Kihistu allosas esinev domeriit sisaldab tavaliselt kvartsi teri suurusega 0,005–2,0 mm või dolokivi ja domeriidi purdosadega (läbimõõt kuni 3 cm) vahekihte.

Kihistu ülaosas on punakaspruuni ja violetjashalli kirju domeriit.

Paleontoloogiline tunnus: kala *Ptychodictyon distinctum* Valikevičius.

Stratotüüp: Luutsniku (451) puursüdamik Eestis, intervall 317,0–377,7 m (Valikevičius jt. 1986; Kleesment jt. 1987).

Paksus: kuni 61 m.

Vadja kihistu. Halli **domeriidi**, tumehalli aleuriidika savi ja kollakas-helehalli, poorse **dolokivi** kuni 0,5 m paksuste peenete horisontaalsete või läätsjate kihtide vaheldumine. Kivimites esineb rohkesti kvartsi ja päevakivide teri ja vilgu lehekesi. Dolokivi tükites esineb dolomiidi kristalle, kaltsedoni, püriiti ja sfaleriiti.

Kihistu allosas on kuni 7 m, harva kuni 12 m paksune bretša kihte sisaldav intervall, kus domeriidis on dolokivi, domeriidi ja aleuroliidi purdosad (läbimõõt 0,01–10,0 cm, osakaal 10–30% kivimist).

Paleontoloogiline tunnus: kala *Cheiracanthoides estonicus* Valikevičius.

Stratotüüp: Narva põlevkivikarjäär, ligikaudu 10 km kagus endisest Sirgala külast (Valikevičius jt. 1986; Kleesment jt. 1987).

Parastratotüüp: paljand Narva jõe vasakul kaldal, Gorodenka oja suudmest 300 m allavoolu (Valikevičius jt. 1986).

Paksus: kuni 32 m.

Pärnu kihistu. Helekollane, violetjas- ja roosakashall, põimkihiline **liivakivi** aleuroliidi ja savi vahekihtidega. Liivakivides on terajämedus valdavalt 0,1–0,25 mm ja kvartsisisaldus 75–85%.

Kihistu alumine piir Rēzekne kihistu domeriitidega Kagu-Eestis on terav. Ordoviitsiumi ja Siluri kulutatud ning lõhelisi kivimeid katab kuni 2 m paksune Pärnu kihistu basaalkonglomeraat või bretša. Piir on üleminikuline Lemsu kihistu liivakividega.

Kihistu ülaosas on kollakashalli liivaka dolokivi kiht paksusega 0,5–1 m.

Paleontoloogiline tunnus: kala *Schizosteus heterolepis* (Preobrazhensky).

Stratotüüp: Tori Põrgu paljand Pärnu jõe kaldal (Obrutšev 1933; Kleesment, Mark-Kurik 1997).

Paljandid Eestis: Oore meierei paljand Pärnu jõe ääres (Pärnu ja Vadja kihistute piir) (Kleesment, Mark-Kurik 1997).

Paksus: kuni 47 m.

Pärnu kihistu **Tamme kihistik**: rohekas-, roosakas- ja violetjashall, horisontaalkihiline, nõrgalt tsementeerunud **liivakivi** (terajämedus valdavalt 0,05–0,25 mm), milles on aleuroliidi, tugevalt tsementeerunud ja sageli kavernoosse liivakivi ning savi vahekihid.

Kihistiku ülaosas on kollakashalli liivaka dolokivi kiht paksusega 0,5–1 m.

Paleontoloogiline tunnus: trohhiliskide (*Trochiliscus*) esinemine.

Stratotüüp: Navesti jõe parema kalda paljandid Tamme veski ja paisu vahemikus.

Paksus: kuni 35 m.

Pärnu kihistu **Tori kihistik**: kollane, helehall ja violetjashall, põimkihiline, vilgurikas, nõrgalt tsementeerunud liivakivi (terasuurus valdavalt 0,1–0,25 mm, basaalses osas 0,25–0,5 mm) aleuroliidid ja savi vahekihtidega. Savikates kihtides võib leiduda psilofüütide hulka kuuluvate taimede fragmente ja eoseid.

Kihistiku allosas, Ordoviitsiumi ja Siluri kivimitel on kuni 2 m paksune dolomiidiga tugevalt tsementeerunud liivakivi, milles on vanemate kivimite veeriseid (basaalkonglomeraat või bretša).

Paleontoloogiline tunnus: kala *Psammolepis toriensis* (Mark-Kurik).

Stratotüüp: Tori Põrgu paljand Pärnu jõe kaldal.

Paksus: kuni 35 m.

Rēzekne kihistu. Helehall, paiguti roosakas-, kollakas- või pruunikashall **liivakivi**, milles on aleuroliidid ja savi, harvem domeriidid ja dolokivi vahekihid. Liivakivi on keskmiselt kuni tugevalt tsementeerunud, terasuurus on valdavalt 0,1–0,25 mm ja kvartsisisaldus 70–85%. Eestis ei paljandu.

Kihistu alumises osas on ligikaudu 1,0 m paksune kollakas ja sinakashalli liivakivi intervall, milles on domeriidid, dolokivi, aleuroliidid (vähese vilgu sisaldusega) ja savi vahekihid. Kihistu alumisel piiril lasuvad liivakivid ja aleuroliidid on tugevasti tsementeerunud karbonaatse tsemendiga.

Kihistu ülemises osas on Kagu-Eestis kuni 10 m paksune rohekashall horisontaalselt peenekihiline aleuriidikas domeriit, milles on liivakivi, aleuroliidid ja dolokivi vahekihid. Teistes piirkondades on kihistu ülemises osas 1–2 m paksune halli aleuroliidid või aleuriidika liivakivi kiht.

Kihistu levib ainult Lõuna-Eesti idapoolses osas, lamades Ordoviitsiumi, Siluri või Devoni (Tilžē kihistu) kivimitel.

Stratotüüp: 5–Akniste puursüdamik Lätis, intervall 361,8–487,8 m (Ljarskaja 1974); neostratotüüp: 15–Ludzas puursüdamik Lätis, intervall 427,0–446,0 m (Ljarskaja 1978).

Parastratotüüp: Mehikoorma puursüdamik Eestis, intervall 220,3–246,2 m (Kleesment, Kurik 1997; Kleesment 2005).

Paksus: kuni 30 m.

Lemsi kihistu. Helehall, kollakas- ja pruunikashall, kohati violetne, nõrgalt tsementeerunud **liivakivi** (valdav fraktsioon 0,1–0,5 mm, kvartsisisaldus 70–80%). Eestis ei paljandu.

Kihistu alumisel piiril on Siluri kivimitel lasuvad liivakivid tugevasti tsementeerunud karbonaatse tsemendiga. Piir Devoni Kemerihistu liivakividega on üleminekuline.

Kihistu ülemises osas on rohekas- ja violetjashalli aleuroliidid või liivakivi (valdav fraktsioon 0,05–0,1 mm) kiht paksusega 0,6–2,9 m, mis on sageli karbonaatse tsemendiga tugevasti tsementeerunud.

Stratotüüp: Kihnu puursüdamik Eestis, intervall 69,8–85,8 m (Kleesment 1981).

Paksus: kuni 20 m.

Kemerihistu. Roosakas-, kollakas- ja helehall, horisontaalselt peenekihiline ja eriteraline **liivakivi** halli aleuroliidid ja savi vahekihtidega. Liivakivide terajämedus on valdavalt 0,05–0,5 mm ja kvartsisisaldus üle 80%. Eestis ei paljandu.

Kihistu alumises osas on halvasti sorteeritud, kohati konglomeraatse liivakivi kiht, milles on halli savi ja domeriidid, harvem sinakashalli aleuroliidid vahekihid. Kihistu lasub Siluri kivimitel.

Stratotüüp: Kemerihistu puursüdamik Lätis, intervall 461,8–547,6 m (Ljarskaja 1981)

Paksus: kuni 9 m.

Tilžē kihistu. Valdavalt helehall ja roosakashall, horisontaalkihiline, tugevalt tsementeerunud **liivakivi** ja **aleuroliit**, milles on halli või kirjuvärvilise savi ja kollakashalli dolokivi peened vahekihid. Liivakivi ja aleuroliidid koostises on kvartsi ligikaudu 80%, terasuurus kihistu alumises pooles on valdavalt 0,1–0,25 mm, ülaosas valdavalt < 0,1 mm. Eestis ei paljandu.

Kihistu alumises osas võib esineda konglomeraatse liivakivi kiht. Kihistu lasub Ordoviitsiumi kivimitel.

Kihistu ülemisel piiril on kuivalõhedega pind.

Paleontoloogiline tunnus: kala *Turinia pagei* (Powrie).

Stratotüüp: Stoniškiiai–1 puursüdamik Leedus, intervall 1104,5–1212,0 m (Liepiņš 1955; Karatajūtē-Talimaa 1964; Narbutas jt. 1964).

Eesti tüüpläbilõige: Laanemetsa puursüdamik, intervall 328,2–349,9 m (Narbutas jt. 1981).

Paksus: 0–20 m.

EESTI TURBA KASUTUSVÕIMALUSTE UURING BALNEOLOOGIA VALDKONNAS

MALL ORRU

Eesti Geoloogiakeskus, Rakendusgeoloogia ja maavarade osakond, Kadaka tee 82, 12618 Tallinn; orru@egk.ee

Kodumaise turba kasutuselevõttu balneoloogias hakati Eesti Geoloogiakeskuses uurima 2004. aastal. Tulemuslike välitööde ja laboratoorsete uuringute järel leiti kõrgekvaliteedilist raviturvast seitsmes turbamaardlas kokku 920 tuhat tonni. Kõigis väljaeraldatud turbakihtides leiti inimorganismile kasulike raviomadustega humiin-, hümatome-laan- ja fulvohappeid. Kliinilised katsed eeltöödeldud turbamudaga toimusid 2007. aastal Ida-Tallinna Keskhaiglas. Uuringusse kaasati krooniliste liigesehaigustega patsiendid, kellest enam kui pooltel täheldati peale raviprotseduuride lõppu vaevuste vähenemist. Uurimistöö tulemusena kasutatakse Eesti turvast balneoloogilistel eesmärkidel taastusravi keskustes Estonia, Dorpat, Tervis ja Juuste Akadeemia.

Märksõnad: turvas, balneoloogia, humiainained, taastusravi, Eesti.

TURBA KASUTAMISE KOGEMUSTEST

Balneoloogias kasutatava ökoloogiliselt puhta raviturba toime organismile on tihti inimsõbralikum kui sünteetilistel preparaatidel. Balneoteraapias kasutatakse looduslikke aineid (turvas, mere- ja järvemuda) haiguslike protsesside ennetamiseks ja leevendamiseks. Juba muistses Egiptuses, Indias, Hiinas ja Tiibetis kasutati tervendavat turvast. Turbarabade lähedusse rajatud tervisekeskustes Saksamaal, Austrias, Tšehhis ja Ungaris on tegeletud turbaraviga enam kui 200 aastat. Turvast usuti aitavat saja tõve vastu ja rahvameditsiinis hinnati eriti kõrgelt turba desinfitseerivat mõju. Näiteks Soomes kasutati turvast aktiivselt sõdade ja ravimipuuduse ajal. Viimastel aastatel on meditsiinilistel eesmärkidel kasutatud raviturvast taastusravi keskustes ja sanatooriumites nii Soomes, Valgevenes, Poolas, Hiinas, Brasiilias kui ka Portugalis.

Turbavanne on Euroopas laialdaselt kasutatud reumatiliste, günekoloogiliste ja nahahaiguste raviks (Groven 1999; Klöcking, Helbig 2005). Raviturvas aitab tulemuslikult ravida nahaekseeme, sest turba happelisus on veidi kõrgem kui nahal ja limaskestadel ning nahast läbiimenduvad bioaktiivsed ained ergutavad vereringet ja ainevahetust. Kroonilise ekseemi puhul vähendab ja pehmedab looduslik turvas naha sügelust ja karedust. Jalgadel olevate naha seenhaiguste ja ekseemide vastu toob leevendust jalavann turbaga, millel on tugev antibakteriaalne toime. Lõhenenud ja õhenenud nahas elustub turbamähise tule-

musena rakkude tegevus sedavõrd, et seda põhjustavad põletikulised protsessid vähenevad, vereringe hoogustub ja valu kaob. Kiirenenud naha uuenemise tõttu naha seisukord paraneb ja allergianähud taanduvad. Ka akne puhul on terviseturbal puhastav ja elustav mõju. Loodusliku turba mask eemaldab tõhusalt mustuse, aitab ravida vistrikke, teeb naha pehmeks ning annab ühtlase jume. Psoriaasikoldest eemalduvad turba abil paksenenud ja ketendavad nahaketud. Rahuldava tulemuse võib saavutada juba mõne raviprotseduuri järel.

Juuksehooldus turbaga ravib tõhusalt peanahka, vähendab juuste kuivust neid elavdades ja toob esile juuste loomulikku värvi. Terviseturvas võitleb ka igipõlise vaenlase – tselluliidiga, mille peletamisel mängib olulist rolli humiainete võime siduda ladestunud jääkained viies mürgid organismist välja. Selle tulemusena aktiveerub vereringe, lümfivedeliku liikumine ja hormoonide talitus. Hormonaalsetest häiretest põhjustatud tselluliidi puhul tasakaalustub raku ainevahetus ja väheneb rasvarakkude suurus. Loomulikult on tselluliidi ohjeldamisel oluline osa ka toitumis- ja liikumisharjumustel.

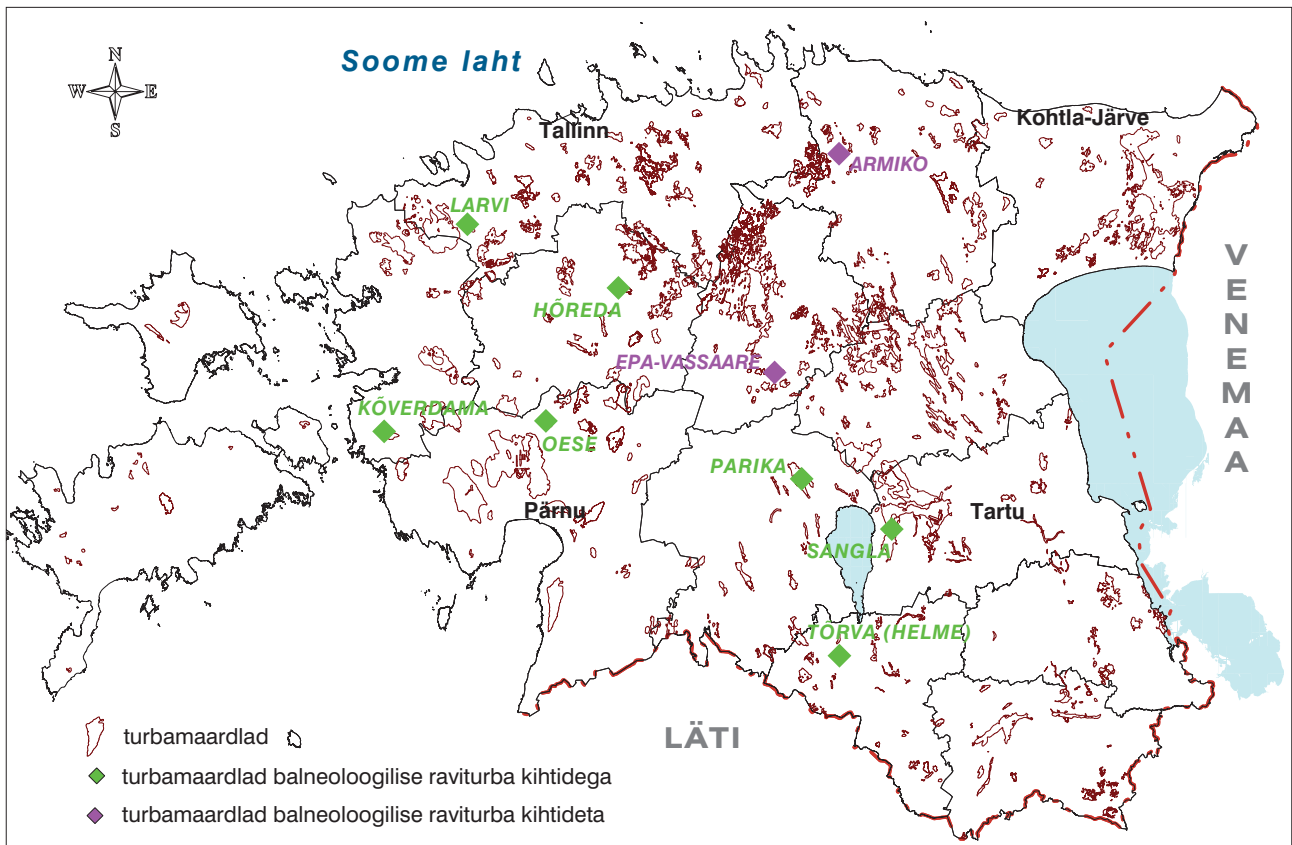
Turbas leiduvate humiainete bioaktiivne mõju on tõhus stressi ja sellest tingitud lihaspingete leevendamisel. Tänapäeva linnakeskkonnas on paljud inimesed hädas kiiret elutempot saatva stressi ja sellest

tulenevate unehäiretega. Öhtuti ei suudeta uinuda ja hommikul tõustes on poolmagamata ööst tingituna päevaks vajalikku tegutsemisenergiat vähevõitu. Siinkohal on suureks abiks turbasaun. Saunaseansi järel on vaim puhanud, meel rahulik, keha lõdvestunud ja nahk värskem.

Terviseturba protseduur on hea ka sporditraumade leevendamisel, operatsioonijärgses taastusravis ning viljatuse, viirusnakkuste, HIV ja osaliselt kahjustunud perifeerse närvisüsteemi ravis.

Eestis on turvast kasutatud nii reuma kui podagra leevendamiseks. Meie tervisekeskused ja ilusalongid kasutavad suures osas Soomest, Saksamaalt ja Itaaliast imporditavat turvast, kuid autorile teadaolevatel andmetel ei teata nendes sisalduvate bioaktiivsete (humiinainete) ja kahjulike elementide hulka. Samuti puuduvad andmed selle turba kliiniliste katsetuste kohta. Turba kasutamisel ravi eesmärgil on oluline teada tema päritolu ja omadusi, sest turvas sisaldab erinevaid keemilisi ühendeid, mis võivad interakteeruda erinevate orgaaniliste ja anorgaaniliste ühenditega (Groven 1999).

Joonis 1. Ülevaade Eesti turbamaardlate balneoloogilistest uuringutest.



Kuna Eesti turba kasutusvõimalusi ei olnud siiani balneoloogia eesmärgil teaduslikult uuritud, siis alustas Eesti Geoloogiakeskus 2004. aastal uurimistööd teemal „Eesti turba balneoloogiliste kasutusvõimaluste uuring“. Nimetatud eeltööd olidki esimesed selles valdkonnas, mille üheks läbiviimise eelduseks oli humiinainete sisalduse määramine Parika ja Sangla turbalasundist, kus bioaktiivsete ainete hulk moodustas 38% orgaanilisest aineist (Orru jt. 1992).

EESTI BALNEOLOOGILISE TURBA VARU JA KVALITEEDI UURINGUD

Eesti turba balneoloogiliste kasutusvõimaluste uuringu esimesel etapil 2004. aastal analüüsiti varasemate uurimistööde andmestikku. Töö teist etappi 2005. aastal finantseeris Keskkonnainvesteeringute Keskus (KIK) maapõueprogrammist (projekt nr 8). Eesmärgiks oli anda hinnang Eestis leiduvale raviturba hulgale ja kvaliteedile ning luua eeldused kodumaise turba kasutuselevõtuks balneoloogias. Uurimistöö toimus koos Soome Geoloogiakeskusega (Geologian tutkimuskeskus), keda esindanud geoloog Riitta Korhonen on Rahvusvahelise Turbaühingu Turbabalneoloogia komisjoni juhataja. Välitöödest võtsid osa geoloogid Riitta Korhonen ja Kari Lehmuskoski Soome Geoloogiakeskusest.

Turba- maardla	Proovimise intervall (m)	Humiinhappe sisaldus (%)	Hümatomelaan- happe sisaldus (%)	Fulvohappe sisaldus (%)
Tartu Ülikooli Pärnu Kolledži Kurortoloogia labor				
Kõverdama	1,30–1,80	24,90	16,39	1,51
	1,80–2,30	13,77	12,11	2,65
	2,30–2,80	15,64	9,66	2,61
Parika	0,70–1,75	39,30	19,32	1,29
Sangla	0,50–1,00	19,25	3,32	0,93
	1,00–1,50	19,26	6,44	1,54
CRS–BioTech OY labor				
Larvi	0,80–1,35	8,44	–	23,70
	1,35–1,60	17,32	–	18,68
	0,50–0,80	20,36	–	20,00
	0,80–1,35	16,00	–	27,70
Hõreda	1,10–1,40	30,12	–	18,70
	1,40–1,70	31,44	–	20,40
Oese	0,75–1,25	20,20	–	19,60
	1,20–1,60	12,48	–	22,80

Tabel 1. Humiin-, hümatomelaan- ja fulvohappe sisaldus (määratud Tartu Ülikooli Pärnu Kolledži Kurortoloogia ja Soome CRS-BioTech OY laboris)

(Orru jt. 1984), Kõverdama (Ramst, Orru 1987), Larvi (Orru jt. 1998), Oese (Orru jt. 1986), Parika (Orgla, Nõmmsalu 1983), Sangla (Allikvee jt. 1980) ja Tõrva (Helme) (Orru jt. 1974). Maardlate valikul lähtuti seisukohast, et need peavad kuuluma kasutatava varu hulka ning asuma riigimaal (Vabariigi Valitsuse määrus nr 293 "Turba kriitilise varu ja kasutatava varu suurus ning kasutusmäär"; 12.12.2005).

giakeskusest ning Mall Orru (projektijuht), Hans Orru ja Aivar Arumäe Eesti Geoloogiakeskusest.

Soome Geoloogiakeskuse laboris analüüsiti 14 turba-proovi, milles määrati 34 keemilise elemendi (Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Rb, Sb, Se, Si, Sr, Zn, Th, Ti, U, V (mg/kg), S (%)) sisaldus ning turba tuhasus, looduslik niiskus ja pH. Al, As, B, Ba, Cd, Cr, Hg, Mo, Ni, Pb ja Se sisalduse määramisel arvestati keskkonnaministri määruse nr 44 (26.05.2005; Üldgeoloogilise uurimistöö ja maavara geoloogilise uuringu tegemise kord), peatükis 11 (Uuringu korra rakendamine järvemuda, järvelubja ja meremuda suhtes) esitatud nõudeid.

Tartu Ülikooli Pärnu Kurortoloogia labori juhataja Monika Übner määras kuuest turbaproovist humiin-, hümatomelaan- ja fulvohapete sisaldused ning konsulteeris projektijuhti aruande (Orru 2005) koostamise käigus inimorganismi mõjutavate bioaktiivsete ainete osas. Humiin- ja fulvohapete sisaldus määrati 8 proovis ka Soomes Biotech OY laboris.

Arvestades turbalasundi botaanilist koostist, turba lagunemisastet, looduslikku seisundit, taimkatet, kuivendusvõrgu iseloomu ja turbalasundi ehitust valiti Eesti Geoloogiakeskuse varasemate uurimistööde tulemuste alusel välja 9 maardlat (joonis 1): Armiko (Orru jt. 2001), Epa-Vassaare (Orru jt. 1984), Hõreda

BALNEOLOOGILISELE RAVITURBALE ESITATUD TINGIMUSED

Turba balneoloogilise kvaliteedi hindamisel kasutati põhisosias teiste riikide kogemusi ja trükistes avaldatud andmeid (Korhonen, Lüttig 1996), sest Eestis ei olnud seni raviturba omadusi iseloomustatud. Raviks kasutatav turvas peab: (1) asuma looduslikul alal; (2) olema ökoloogiliselt puhas (sobivad eelkõige turbalasundi keskel asuvad hästilagunenud sademetoitelised rabaturba kihid); (3) olema loodusliku niiskusega üle 85%; (4) olema vähemalt 40%-lise lagunemisastmega (von Post skaala, kood 6), sest lagunemisastme kasvades suureneb turbakihi ka humiainete sisaldus; (5) sisaldama komplekselt humiin-, hümatomelaan- ja fulvohappeid; (6) sisaldama mineraalaineid soovitatavalt alla 12%; (7) olema ühtlase koostisega enam kui 0,7 m paksuses kihis.

GEOLOOGILISED VÄLITÖÖD

Välitööde geoloogilistel marsruutidel uuriti väljavali- tud 9 turbamaardla (joonis 1) looduslikku seisundit, eelkõige veerežiimi ja taimkatet. Marsruutide käigus selgus, et Armiko ja Epa-Vassaare maardlasse oli peale viimaseid uuringuid (Orru jt. 1982, 2001) rajatud kuivendusvõrk, mille tõttu balneoloogilise turba

uuringuteks valitud lasund oli jäänud kõrgemale soove tasemest ja loodusliku taimkatte liigiline koosseis oli muutunud. Seega sai turbalasundit sondeerida ja proovida vaid Hõreda, Kõverdama, Larvi, Oese, Parika, Sangla ja Tõrva (Helme) maardlas.

Esimesena määrati maardlates raviturbaks sobilik kihi paksus, tema lasuvussügavus turbalasundis ja lasundi kogupaksus. Kõikidest sondeerimispunktidest võeti kokku 166 proovi intervalliga 0,5 m. Turba liik ja selle lagunemisaste määrati alguses visuaalselt, hiljem mikroskoopiliselt. Saadud tulemuste alusel võeti Hõreda, Kõverdama, Larvi, Oese, Parika ja Sangla maardlast 14 proovi turbas leiduvate humiin-, hümatomelaan- ja fulvohapete määramiseks (tabel 1). Raviturma kvaliteedi ja perspektiivsete alade ökoloogilise seisukorra hindamiseks kasutati varasemaid kahjulike elementide sisalduse määranguid (Orru, Orru 2003). Kontrollimiseks määrati Soome Geoloogiakeskuse laboris Kõverdama, Larvi, Hõreda ja Oese rabaturba lasunditest võetud 14 proovis eelnimetatud 34 elemendi sisaldus. Kaks proovi võeti Tervisekaitse laborile patogeense mikrofloora ja coli-indeksi iseloomustamiseks.

Raviturbaks sobilik turbavaru hulk hinnanguliselt uuritud varuga maardlate osas on toodud tabelis 2, kus ülemineku koefitsent märgib mahu ümberarvutust kaaluks.

TURBA KEEMILINE KOOSTIS JA BIOLOOGILINE TOIME

Turvas on tekkinud taimejäänuste biokeemilisel lagunemisel soodes. Ta on pruunika või mustja värvusega erinevas lagunemistaadiumis olevate taimsete jäänuuste segu, mis kontakteerub nahapinnaga halvasti (Veinpalu, Veinpalu 1976). Turba struktuur sisaldab mikropoore, mis hoiavad enda sees vett. Sellest sõltuvalt on turba soojusmahtuvus suur (Groven 1999). Turba veesisaldus kõigub 75–92% vahel ning tema tahke osa koosneb peamiselt orgaanilistest ainetest, mille hulka kuuluvad humiinained, lipiidid (rasvad, vahad), tselluloos, orgaanilised happed jt. Mida enam sisaldab turvas humiinaid, seda suurem on tema kolloidsus ja niiskusmahtuvus. Viimasega seostuvad omakorda muda konsistentsi- ja soojusomadused.

Kõrgsoo (rabaturvas) toitub oma tekkel sademete veest, seega on mudalahuse mineralisatsioon äärmiselt madal (0,1–0,2 g/l). Kõrgsoo turbas on happesus suur, mis mõjub hävitavalt mikrofloorale ja takistab lagunemist.

Madalsoo turvas moodustub põhjavee osavõtul, mille tõttu selle turbalahuse mineralisatsioon on suurem, kuni 1 g/l. Nende turvaste reaktsioon on nõrgalt happeline ja nad on rikkad mikrofloora poolest (Veinpalu, Veinpalu 1976). Madalsoo turvas sisaldab suurtes kontsentratsioonides lämmastikühendeid, mis omakorda sisaldavad rohkesti bioloogiliselt aktiivseid ühendeid (Groven 1999). Turvaste ravikõlblikkuse määrab peamiselt nende lagunemisaste: kõrgema lagunemisastmega turbad (alates 50% ja mitte väiksem kui 45%) on raviks sobivamad.

Tabel 2. Raviturma varu hinnanguliselt uuritud varuga maardlate osas

Jrk. nr	Maardla	Sobilik kiht		Varu, (tuh m ³)	Turba looduslik niiskus, (%)	Lagunemisaste, (%)	Ülemineku koefitsent	Varu (tuh. tonni)
		Pindala (ha)	Paksus (m)					
1.	Hõreda	22	0,95	209	86	45	0,225	47
2.	Kõverdama	94	1,20	1128	88	40	0,201	226
3.	Larvi	14	0,85	119	88	45	0,206	25
4.	Oese	12	0,80	96	85	45	0,234	22
5.	Parika	73	1,00	710	91	45	0,155	113
6.	Sangla	151	1,50	2265	88	45	0,206	466
7.	Tõrva (Helme)	12	1,00	120	90	40	0,173	21
	KOKKU	378		4667				920

Vett peab balneoloogiline turvas sisaldama üle 68% ja orgaanilisi aineid rohkem kui 25%. Mineraalainete sisaldus (tuhasus) peab olema < 5% (Veinpalu, Veinpalu 1976). Raviturba keeruline komplekstoime organismile põhineb tema füüsikalistel ja keemilistel omadustel. Oluline roll on turbas leiduvatel anorgaanilistel ja orgaanilistel ainetel, milliste toimemehhanism tervikuna pole aga veel tänapäevalgi selge (Klößking, Helbig 2005).

Üheks suuremaks turbas leiduvaks orgaaniliste ainete rühmaks on humiinained (Orru jt. 2011). Need on kõrgmolekulaarsed, keerulise ehitusega, lämmastikku sisaldavad polüfunktsionaalsed orgaanilised ained, mille koostisse kuuluvad aminohapped, heksoosid, pentoosid, aromaatsed ja heterotsükliilised grupid ning mitmed funktsionaalsed rühmad (–COOH, –OH, –CHO) (Stevenson 1994). Humiinained jaotatakse lahustuvuse alusel nelja gruppi: (1) humiinhapped (HA) – lahustuvad vees kõrgetel pH väärtustel; (2) hümatomelaanhapped (HMA) – lahustuvad etanoolis; (3) fulvohapped (FA) – lahustuvad vees kõikidel pH väärtustel ja (4) humiin – ei lahustu vees (Stevenson 1994). Uurimused on näidanud, et mere mudast saadavad humiinained erinevad keemilise ehituse poolest turba ja järvemudade humiinainetest (Ilomets jt. 1993).

Humiinaine molekul ei oma kristallilist struktuuri, kuid seda iseloomustab hästi korrastatud võrkstruktuur. Molekulid omavad kera kuju diameetriga 3–8 nm ning moodustavad omavahel suuri konglomeraate. Humiinained koosnevad eri fraktsioonidest, mille molekulmass kõigub vahemikus 4 000–100 000. Humiinaine ja humaatide lahused liiguvad elektriväljas (Kauritšev jt. 1982).

Hümatomelaanhappe molekul ei oma kristallilist struktuuri, ülekaalus on alifaatsed rühmad (sirge või harunenud süsinikuaatomite ahelaga orgaanilised ühendid). Enamuse neist moodustavad süsivesikud, aminohappelisi grupe on vähem. Võrreldes humiinainetega on hümatomelaanhappe molekulmass 2–3 korda väiksem ning tal on võime paremini lahustuda (Glebova 1985).

Fulvohappe vesilahused on tugevalt happelised (pH 2,6–2,8). Tema molekulis on rohkem süsivesikulisi ja aminohappelisi komponente. Fulvohappe erinevate fraktsioonide molekulmass kõigub vahemikus

200–50 000 (Kauritšev jt. 1982), tema struktuur ja omadused sõltuvad päritolust (Aiken jt. 1985).

Aastaid on uuritud turba ekstraktide bioloogilist aktiivsust. Turbaekstrakt (TPP – *Tolpa Peat Preparation*) on saadud turba leeliselega töötlemisel, millele järgnevas hapestamises eraldati sademena humiinaine fraktsioon. Saadud fulvohappe lahus kontsentreeriti. Ekstrakt on madalmolekulaarne ning sisaldab aminohappeid, uroonhappeid, süsivesikuid, humiinaineid ja mineraaloolasid (Tarnawski jt. 2006). TPP on registreeritud Poolas kui inimese immuunsüsteemi mõjutav ravim (Inglot jt. 1993), mis mõjutab neutrofiile ja makrofaage, stimuleerib α -interferooni, γ -interferooni ja α -tuumornekroosifaktori sünteesi (Inglot jt. 1993; Blach-Olszewska jt. 1993; Obminska-Domoradzka, Stefanska-Jonca 2001).

TPP ei ole toksiline ega kantserogeenne, ei põhjusta pärilikke muutuseid ega vääramenguid ja ei kahjusta DNAd (Inglot jt. 1993; Blach-Olszewska jt. 1993; Obminska-Domoradzka, Stefanska-Jonca 2001; Czyzewska-Szafran jt. 1993). TPPI ja tema fraktsioonidel on antioksidantsed omadused, st nad ei aeglusta oksüdatsiooniprotsesse organismis (Piotrowska jt. 2000). Loomkatsetel selgus, et TPP ei põhjusta hematoloogilisi kõrvalekaldeid, ei häiri maksa ja neeru funktsioone ega ärrita nahka (Czyzewska-Szafran jt. 1993). Manustatuna suu kaudu põhjustab TPP morfoloogilisi muutusi tüümuses (rindkeres asetsev elund) suurendades viimase aktiivsust (Madej jt. 1993). Pikaajaline (16 nädalat) manustamine mõjutab lümfiringet vähendades tümotsüütide ja lümfotsüütide sisaldust. Muutused kaovad 9 nädalat peale TPP manustamise lõppemist (Madej jt. 1993). TPP ei mõjuta vere hüübivusega seotud hemostaasi näitajaid (Buczko jt. 1993).

Turba preparaati uuriti rottidel *in vivo*. Testiti maksa kudede taastumise protsesside intensiivsust, kus selgus, et preparaat omab kahesugust toimet. Lühiaegne ravimi manustamine pärsib ornitiini (aminohape) dekarboksülaasi (CO₂ orgaanilise aine molekuli eraldamine karboksüülrühmast) aktiivsust, mitmekordne manustamine aga hoopis stimuleerib ornitiini dekarboksülaasi: suureneb spermidiini, histamiini, RNA ja DNA tase taastavas maksas. Maksa mass hakkab suurenema (Maslinski jt. 1993).

Tervele inimesele 100–300 mg TPP manustamine päevas, 14 päeva jooksul, stimuleerib granulotsüü-

tide (granuloosne leukotsüüt) aktiivsust. Doos 600 mg päevas põhjustab ainult lühiaegset ja mitteolulist granulotsüütide aktiivsuse kasvu (Kowalska jt. 1993). TPP põhjustab T-lümfotsüütide olulist kasvu, kuid ei mõjuta nende omavahelist jaotuvust (Baj jt. 1993).

Turbaekstrakte on kasutatud krooniliste põletikuliste protsesside raviks (Jankowski jt. 1993), kuna turba erinevad komponendid on suutelised läbima nahka (Groven 1999; Beer jt. 2003). On teada, et selgroo põletikulise haiguse ravil turbaga langes C-reaktiivse valgu näitaja ja suurenes hemoglobiini tase, mis langes kokku valu vähenemise ja liikuvuse paranemisega. Turbas olevad ained laiendavad veresooni ja avaldavad põletikuvastast toimet ning omavad vastastikust mõju (interakteeruvad) erinevate ionidega (vaba raud) ja mineraalainetega. Sooja turba mähisega väheneb hematoom poole kiiremini kui ainult sooja kompressi tehes. Soojad turbavannid suurendavad leukotsüütide hulka (Groven 1999). Bellometti jt. (1997) näitasid, et turbaravi mõjutab kondrotsüütide (skeletilihase rakk) seisundit põletikunäitajate suhtes.

Hoolimata turbaravi positiivsetest katsetest on siiski väga vähe teadmisi turba komponentide füsioloogilise ja farmakoloogilise toime kohta. Viimastel kümnenditel on selgitatud, et humiinained on antivirused, interakteeruvad isoleeritud ensüümidega, mõjutavad vere koagulatsiooni ja fibrinolüüsi (verehüübe lahustumine) ning östrogeenset (emassuguhormoonidega seotud) aktiivsust (Klöcking, Helbig 2005).

Humiinainetel on antitoksiline toime (Lotosh 1991) ja nende võime moodustada raskmetallidega kelaate (tsükliline kompleks, kus kation on seotud ühe iooni või molekuli mitme rühmaga) annab võimaluse kasutada neid raskmetallide eemaldamiseks organismist (Pena-Mendez jt. 2005; Herzig jt. 1994; Hudak jt. 1997; Glynn 1995). Humiinained on seotud ravimudade ja raviturba efektiivsusega ning nad on vähivastase toimega (Pena-Mendez jt. 2005). Jurcsik (1994) selgitas, et humiinaine on võimeline nii tootma kui siduma aktiveeritud hapnikuühendeid. See oluline omadus aitab parandada haavu ja hävitada vähirakke.

Nii *in vitro* kui *in vivo* katsetega on uuritud humiinainete ja turba antivirused toimet paljude viiruste suhtes. Nad takistavad viiruste esmast replikatsiooni ehk viiruse sidumist rakuga. Humiinaine hõivab viiruse glükoproteiinides (liitvalk) positiivselt laetud

piirkonnad, mis on vajalikud viiruse kinnitumisel raku pinnale (Groven 1999; Klöcking, Helbig 2005). *In vitro* katsetes testiti erinevate humiinhapete mõju inimese haigusttekitavate mikroorganismide kasvule. Enamus humiinhapetest näitas antibakteriaalset aktiivsust (Ansorg, Rochus 1978), neil on mutatsioone pärssiv (desmutageenne) toime, mille efekt ei muutu kuumutamisel ja suureneb molekulmassi kasvuga (Sato jt. 1986; Sato jt. 1987; Cozzi jt. 1993). Desmutageenne toime on tingitud mutageeni koondumisest pindadele (adsorptsioonist), mitte mutageeni lagunemisest (Sato jt. 1987). Fulvohapped ja teised vees lahustuvad humiinhapete omavad väiksemat pärssivat toimet erinevatele mutageenidele kui humiinhapete (Sato jt., 1987).

Loomkatsetes mõjutati rotte turbaga ja sellest eraldatud humiinhapetega. Pärast 24-päevast ravi alanes üldkolesterool, üldlipiidid ja glükoosi tase, suurenes kolesterooli HDL-fraaktsioon, globuliinide fraaktsioon, hemoglobiin, hematokrit ja erütrotsüütide koguarv. Ravi ei mõjutanud elektrolüütide tasakaalu. Turba mõju nendele näitajatele oli oluliselt suurem kui humiinhapete lahusel (Banaszkiewicz, Drobnik 1994).

Naatriumhumaat ei ärrita nahka ega limaskesti (Wiegand jt. 1993). Lubitskaja ja Ivanov (1999) selgitasid, et turbast eraldatud naatriumhumaadil on valuvaigistav ja põletikuvastane toime. Samal ajal leiti, et ammoniumhumaat on efektiivsem põletikuvastase toimega kui naatriumhumaat ja kaks korda efektiivsem kui atsetüülsalitsüülhape. Põletikuvastane toime on seotud sellega, et humiinhapete pärssib arahidoonhappe oksüdatsiooni ensüümi lipoksügenaasi (Klöcking, Helbig 2005).

Kineetilised uuringud näitasid, et humiinhapete pärssib ka ensüümide plasmiooni (Lu, Lee 1992) ja proteinaasi aktiivsust (Zhorobekova, Kydraljeva 1991). Allen-Doisy testiga uuriti kastreeritud hiirtel östrogeenset aktiivsust. Turba humiinhapete mõju östrogeensele aktiivsusele oli 5 000 korda suurem kui suguhormooni estradioli standardlahusel. Turvas sisaldab östrogeenilaadseid ühendeid. Siiani ei ole teada, millised komponendid täpselt annavad östrogeenset aktiivsust (Klöcking, Helbig 2005).

Fulvohapped ja humiinhapete stimuleerivad roti maksarakkudes toimuvat oksüdatiivset fosforüülumist (fosforhappejäägi liitumine ainevahetuses osalevate

ühenditega) *in vitro* isegi enam kui ühe tunni pärast peale humiainainete eraldamist (Visser 1987). Humiainained ei mõjuta rottide ja hiirte kilpnääret, kuid nad võivad suurendada kilpnäärme tööd joodi puudusel *in vivo* (Huang jt. 1994).

Nii turvas kui turbast eraldatud humiainained omavad kleepumist pärssivat toimet *in vitro* (Mesroglu jt. 1988). Humiinhape mõjutab rakulise plasminogeeni (sünteesitakse maksas) aktivaatori vabanemist, mille tagajärjel mittelahustuv kiudjas valk fibriin muutub lahustuvateks fibrinogeeni lagunemisproduktideks. Humiainaine pärsib ensüüm trombiini, lämmatades sellega fibriini monomeeride moodustumist fibrinogeenist. Võrreldes kudedes tekkiva vere hüübimist takistava hepariiniga on humiainaine antikoaguleerivat toimet väga vähe uuritud (Klöcking, Helbig 2005).

Madalmolekulaarsed humiainained sisaldavad keemilisi struktuure, mis võivad muuta mitteaktiivse neutrofiili (valge vererakk) aktiveeritud rakuks (Riede jt. 1991). Humiainained suurendavad kollageenkiudude (sidekoe põhiollus) mehaanilist vastupanu ja keemilist tolerantsust (Riede jt. 1992). Jänestele siirdati veiste luukude. Katse käigus veise luukoe põhiline mineraalne osa hüdroksüapatiit ei imendu, kui seda ei töödelda eelnevalt madalmolekulaarsete humaatidega, mis mõjutavad leukotsüütide aktivatsiooni (Schlieckeweit jt. 1993).

Turbas sisalduvaid fulvohappeid on kasutatud nende haiguste raviks, mis on tingitud vabade radikaalide kahjustustest, nagu artriit, vähk, haavandid ja reumaatilised haigused. *In vitro* katsetes turba fulvohape eemaldab vabu radikaale, mis on toodetud nii bioloogiliste kui mittebioloogiliste süsteemide poolt (Wang jt. 1996). *In vivo* ja *in vitro* katsetes selgus, et fulvohape aitab taastada rottide luude ja kõhrede normaalset struktuuri (Wang jt. 1996; Tuross 1994).

TURBA ETTEVALMISTAMINE KLIINILISTEKS KATSETEKS

Turba ettevalmistamisel kliinilisteks katseteks tuleb arvestada, et turba niiskuse protsent on kõrge, ta sisaldab puidu ja kännu tükke ning mikroorganisme. Uuringutööde II etapil ammutati turvas väljaeraldatud kihtidest hermeetiliselt suletava instrumendiga ja ladustati kohapeal hermeetiliselt suletavasse, hügieeninõuetele vastavasse nõusse.

Turba peenestamisel muudetakse turvas ühtlaselt peeneks pastataoliseks massiks, milles ei ole puidutükid ja muud lisandid tuntavad. Peenestamise käigus ei tohi kahjustada ega hävitada mikrobioloogilist komponenti. Turvas peenendati enne kliiniliste katsete läbiviimist AS livakivi turbapurustiga ja pakendati hermeetiliselt suletavatesse kilekottidesse, mis säilitati hoidlas püsitemperatuuril +4 °C.

KLIINILISTE KATSETE LÄBIVIIMINE JA SAADUD TULEMUSTE ISELOOMUSTUS

Eesti turba balneoloogiliste kasutusvõimaluste uuringu III etapi raames viidi läbi kliinilised katsed (Orru jt. 2007). Tööd finantseeris KIK (leping nr 18–20/218; 26.04.2007).

Kliinilised uuringud toimusid perioodil 30.07.2007–15.11.2007 Ida-Tallinna Keskhaigla Taastusravikeskuse taastusarsti Varje-Riin Tuuliku juhendamisel. Turba keemilist ja bioloogilist toimet analüüsisid Monika Übner (Tartu Ülikooli Pärnu Kolledž) ja Mall Orru (Eesti Geoloogiakeskus). Turba kliiniliste katsete läbiviimiseks valmistasid ette Mall Orru ja Hans Orru. Katsete läbiviimiseks andis loa Tallinna Meditsiiniuuringute Eetikakomitee. Katsetes osalenud patsientidele koostati uuritava informeerimise leht ja neilt võeti nõusolek. Uuringusse kaasati osteoartroosiga patsiendid, kellel esines: (1) lokaliseerunud osteoartroos käte piirkonnas; (2) deformatsioon ja valu vähemalt kahes liigeses ja (3) liigeskahjustus mõlemal käel. Uuringute ajal ei muudetud patsiendi medikamentooset ravi ega kasutatud teisi füsioteraapia protseduure. Uuringusse ei kaasatud patsiente, kellel esines uuringu perioodil: (1) sekundaarne reaktiivne sünoviit; (2) vererõhu väärtused ei olnud ealise normi piires (süstoolne kuni 160 mmHg ja diastoolne 90 mmHg); (3) esines muu äge põletikuline haigus ja (4) kaasusid dekompenseerimata haigusseisundid või kasvaja diagnoos.

Balneoteraapilisteks protseduurideks kasutati 25×35 cm suurustesse kilekottidesse pakendatud peenestatud turbamuda, mis soojendati termostaadis temperatuurini 42 °C. Uuritava käed asetati 30 minutiks turbamudaga täidetud kotti. Protseduurid toimusid kahel järjestikusel nädalal kümnel korral.

Ravitulemuste kirjeldamisel kasutati valu visuaalset analoogskaalat (VAS) ning Rahvusvahelise funk-

Tabel 3. Osteoartroosi spetsiifilised koodid

ICF kategooria	Kood	Test
Mitme liigese liikuvus	B7101	Sõrm (III) – peopesa vahekaugus
Lihaserühma jõud	B7300	Käe dünamomeetria
Liigesevalu	B28016	VAS (<i>Visual Analogic Scale</i>) skaala
Kämbla ja sõrmede liigese struktuur	S73021	Röntgenoloogilised muutused, visuaalsed deformatsioonid (DIF liigese artroos, PIF liigese artroos, erosiivne interfalangeaalne artroos, esimese karpometakarpaalliigese artroos)
Ülajäseme naha struktuur	S8102	Patsiendi hinnang VAS skaalal
Haaramisfunktsioon	D4401	Patsiendi hinnang VAS skaalal
Kodutehnika kasutamine	D6403	Patsiendi hinnang VAS skaalal

sioneerimisvõime, vaeguste ja tervise klassifikatsiooni (RFK, ingl lühend ICF) koodi (tabel 3) koos küsimustikuga.

Tabelis 3 toodud funktsioonide ja struktuuride hindamiseks protseduuride eel ja järel kasutati skaalat: (0) ei ole probleemi; (1) kerge probleem; (2) mõõdukas probleem; (3) raske probleem ja (4) täielik probleem. Kliinilisi katseid alustas 23 patsienti, kellest katsed lõpetas 19 ja katkestas 4 patsienti. Katkestamise põhjusteks olid naha ülitundlikkus, vitiliigo ehk naha laikpigmentatsioon (1 juht), vererõhu reaktsioon (1 juht), patsiendi halb enesetunde seoses arvatava allergiaga (1 juht) ja alaägeda sünoviidi ägenemine (1 juht).

Kliinilised katsed olid balneoloogia seisukohast edukad. Katseseria läbinud patsientidel ilmnes valu kadumine neljal, valu vähenes kuuel ja valu jäi samaks kaheksal patsiendil. Ühel patsiendil valu sümptomid puudusid üldse. Tegelikult kirjeldasid kerge valuga patsiendid valu vähenemist ka juhul, kui hinnang 0–4 skaalal jäi samaks. ICF skaalal oli valu dünaamika positiivne 53% katsealustest.

Objektiivne positiivne dünaamika liigese liikuvuse (vahekaugus III sõrme ja peopesa vahel) osas ilmnes 33% patsientidest. Võrreldes tulemusi enne ja pärast katseseria, siis neljal patsiendil mõõdetav vahe kadus, kahel patsiendil vähenes ja ühel patsiendil jäi vahe samaks. Mõõdetavat vahet ei olnud enne protseduure 12 patsiendil. Keskmiselt oli vahe vähenemine 1,4 cm 7 inimese kohta.

Positiivne dünaamika esines ka haaramisfunktsioonis. Neljal patsiendil probleem haaramisfunktsiooniga kadus, kolmel paranes ja viiel jäi samaks. Seitsmel patsiendil haaramisfunktsiooniga probleemi ei olnud.

Probleem liigesjäikusega kadus seitsmel patsiendil, ühel sümptomid vähenesid ja kuue patsiendi seisukord ei muutunud. Viiel ravialusel liigesejäikust ei esinenud.

Esimesed positiivsed ravitulemused on tänaseks saavutatud. Peale valu vähendamise positiivse hinnangu ning käte funktsioonide paranemise igapäevaste tegevuste sooritamisel oli raviturba aplikatsioonide järgselt võimalik objektiivselt hinnata käte väikeste liigese liikuvuse olulist paranemist. Edukad on olnud ka kosmeetilised protseduurid, kus turbamaskid on aidanud probleemse näonahaga noortel ravida põletikulisi protsesse. Protseduuride läbiviimisel ilmnesid mõned probleemid, mis seostusid raviturba pastataolise massi määriomadusega ning õige temperatuuri saavutamise ja hoidmisega.

Uurimistöö ja kliiniliste katsete tulemuste kohta korraldati AS Ida-Tallinna Keskhaigla Magdaleena Polikliinikus seminar. Koolitusel osalesid taastusravikoolitajad, taastusravi spetsialistid, tervisekeskuse töötajad ja loodusravihuvilised. Ettekannetega esinesid Mall Orru (Eesti Geoloogiakeskus), Hans Orru (Tartu Ülikooli tervishoiu instituut), Monika Übner (Tartu Ülikooli Pärnu Kolledž) ja Varje-Riin Tuulik (Ida-Tallinna Keskhaigla Taastusravikeskus).

VASTUNÄIDUSTUSED RAVIKS BALNEOLOOGILISE TURBAGA

Terviseturba protseduure ei tohiks teha kõrge palavikuga ega otse lahtistele haavadele. Ravikuure ei soovitata kilpnäärme ületalitluse, südamepuudulikkuse, kõrge vererõhu, diabeedi ja hingamishäirete all kannatavatele patsientidele, aga ka raseduse ja rinnaga

toitmise ajal. Soovitatav ei ole turbaprotseduure võtta ka juhul, kui on täheldatud allergiat turba komponentide suhtes. Kui mõni eelnimetatud põhjustest keelab turba protseduurid tervele kehale võib siiski proovida mähiseid üksikutele kehaosadele.

RAVIPROTSEDUURID KODUSTES TINGIMUSTES

Tavaliselt tehakse raviturba kompressi või mähiseid lokaalselt. Ahjus või veevannis +38 °C kuni +40 °C soojendatud turvas pannakse ravitavale kehaosale, kaetakse kile ja sooja rätikuga ning lastakse 15 minutit mõjuda. Siis loputatakse nahapind veega puhtaks. Protseduuri järel peab nahk jääma puhtaks ning puudub vajadus kosmeetilise kreemi kasutamiseks, sest terviseturvas ise niisutab, toidab ja tasakaalustab nahka piisavalt. Sama kompressi võib kasutada kuni neli korda järjest, mille järel võib terviseturvast näiteks kas kompostiks või lillemullaks kasutada. Koguseliselt kulub ülekehämäärimiseks umbes veerand liitrit raviturvast, paikseks protseduuriks aga veelgi vähem.

Saunas olles peab jälgima, et temperatuur ei tõuseks üle +60 °C, sest just sellises soojuses eemalduvad meie kehast jääkained koos higiga kõige paremini. Lisaks tuleks jälgida, et kehale kantav turba kiht ei oleks liiga paks ja sissemäärituna ei tohiks minna liiga kuuma leiliruumi, sest protseduur koormab südant.

JÄRELDUSED JA SOOVITUSED

Uuringuks valiti välja üheksa turbamaardlat, millest seitsmes leidub kõrgekvaliteedilist raviturvast. Balneoloogias kasutatava turbavaru hulk on hinnanguliselt 920 tuhat tonni (tabel 2). Tõenäoliselt leidub raviturbaks sobilikke turbakihte veel ka teistes sarnase geneesi ja lasundi ehitusega soodes.

Maardlate lõikes on raviturbaks sobiliku kihi paksus 0,85–1,50 m, mis on igati arvestatav paksus. Vastavalt kaevandamise praktikale saab lasundist eraldada naaberkihte kaasa haaramata minimaalselt 0,7 m paksuse kihi. Kõigi seitsme maardla sobilikud raviturba kihid asuvad turbalasundi keskmises osas, kus on kõige väiksem atmosfääri saaste ja inimtegevuse mõju, samuti ka aluspõhja kivimitest põhjavee ja allikatega sissekantavate kahjulike elementide sisaldus.

Põhiosa väljaeraldatud raviturbaks sobilikest kihtidest moodustab sademetoiteline rabaturvas, mis on hästilagunenud (40–50%; von Post skaala, kood 6–8). Turbaliikidest on enam esindatud raba villpea-sfagnumiturvas, raba villpeaturvas, raba puu-villpeaturvas ja kanarbiku-sfagnumiturvas. Kõik alad maardlas, kus leidub raviturbaks sobilikke turbakihte, on looduslikus seisundis ning soovee tase on 0,3–0,6 m sügavusel maapinnast. Seega kõik raviturba kihid on vastavalt soovitudele allpool veetaset ning kõikide turbakihtide looduslik niiskus (85–92%) on suurem nõutavast 85%.

Kõigis väljaeraldatud turbakihtides on inimorganismile kasulikke raviomadustega humiin-, hümatomelaan- ja fulvohappeid. Balneoloogias läbiviidud uuringud näitavad, et loetletud ained, kui nad esinevad turbas komplekselt, on efektiivsed liigese-põletike, stressi, uroloogiliste ja nahahaiguste raviks (Lüttig, 1996). Arvestades asjaoluga, et suur osa Eesti elanikkonnast põeb liigesehaiguseid, on perspektiivikas kasutada põletike raviks eelkõige kohalikku, kõrge humiainete sisaldusega (kuni 60%) turvast. Soomes kasutatava turba vastav sisaldus on 29%.

Uurimistööde käigus väljaeraldatud kihtide turvas sobib ka kosmeetilisteks protseduurideks ja saunaturbaks (Orru 2008; Iida 2012). Perspektiivsed turbakihid vastavad ka tervisekaitse nõuetele, sest Tervisekaitseinspektiooni labori andmetel on coli-indeks 30 (nõutav alla 100) ja puudub patogeenne floora.

Eesti Geoloogiakeskuses läbiviidud uurimistöö tulemusena leiti turbale põhimõtteliselt uusi rakendusvõimalusi. Eesti turvast kasutatakse balneoloogilistel eesmärkidel taastusravikeskustes Estonia, Dorpat, Tervis ja Juuste Akadeemia ning polikliinikutes ja kodus. Töö järgmise etapi eesmärgiks on uurida raviturbas sisalduvate bioaktiivsete ühendite mõju inimorganismile.

KIRJANDUS

- Aiken, G. R., McKnight, D. M., Wershaw, R. L., MacCarthy, P. (eds). 1985. Humic substances in soil, sediment, and water. Wiley-Interscience, New York. Vol. 1.
- Allikvee, H., Ramst, R., Veldre, M., Širokova, M., Orru, M. 1980. Tartu rajooni turbamaardlate otsingulis-uuringuliste tööde aruanne. Eesti Geoloogiafond, 5191.

- Ansorg, R., Rochus, W. 1978. Studies on the antimicrobial effect of natural and synthetic humic acids. *Arzneimittelforschung*, 28, 2195–2198.
- Baj, Z., Zeman, K., Sulowska, Z., Majewska, E., Pokoca, L., Kocur, E., Kantorski, J., Fornalczyk, E., Banasik, M., Tchorzewski, H. 1993. Effect of Tolpa Peat Preparation on some immune parameters in healthy volunteers. Preliminary data. *Acta Poloniae Pharmaceutica*, 50, 481–489.
- Banaszkiewicz, W., Drobnik, M. 1994. The influence of natural peat and isolated humic acid solution on certain indices of metabolism and of acid-base equilibrium in experimental animals. *Roczniki Panstwowego Zakladu Higieny*, 45, 353–360. [Poola keeles].
- Beer, A. M., Junginger, H. E., Lukanov, J., Sagorchev, P. 2003. Evaluation of the permeation of peat substances through human skin *in vitro*. *International Journal of Pharmaceutics*, 253, 169–175.
- Bellometti, S., Giannini, S., Sartiri, L., Crepaldi, G. 1997. Cytokine levels in osteoarthritis patients undergoing mud bath therapy. *Int. J. Clin. Pharmacol. Res.*, 17, 149–153.
- Blach-Olszewska, Z., Zaczynska, E., Broniarek, E., Inglot, A. D. 1993. Production of cytokines by mouse peritoneal cells treated with Tolpa Torf Preparation (TTP): dependence on age and strain of mice. *Arch. Immunol. Ther. Exp.*, 41, 81–85.
- Buczko, W., Malinowska, B., Pietraszek, M. H., Pawlak, D., Chabielska, E. 1993. Influence of Tolpa Peat Preparation on haemostasis in rats. *Acta Poloniae Pharmaceutica*, 50, 507–511.
- Cozzi, R., Nicolai, M., Perticone, P., De Salvia, R., Spuntarelli, F. 1993. Desmutagenic activity of natural humic acids: inhibition of mitomycin C and maleic hydrazide mutagenicity. *Mutat. Res.*, 299, 37–44.
- Czyzewska-Szafran, H., Jastrzebski, Z., Soltysiak-Pawluczuk, D., Wutkiewicz, M., Jedrych, A., Remiszewska, M. 1993. Systemic toxicity and dermal irritation of Tolpa Peat Preparation. *Acta Poloniae Pharmaceutica*, 50, 373–377.
- Glebova, G. I. 1985. *Gimatomelanovye kisloty pochv*. Moscow University Press, Moscow, 75 pp. [Vene keeles].
- Glynn, A. W. 1995. Fulvic and humic acids decrease the adsorption of cadmium in the rat intestine. *Arch. Toxicol.*, 70, 28–33.
- Groven, M. D. 1999. Peat therapeutics and balneotherapy. Pizzorno, J. E., Murray, M. T. (eds) *Textbook of natural medicine*. Churchill Livingstone, Westlin, 1, 381–387.
- Herzig, I., Hampl, J., Docekalova, H., Pisarikova, B., Vlcek, J. 1994. The effect of sodium huminate on cadmium deposition in the organs of chickens. *Vet. Med.*, 39, 175–185.
- Huang, T. S., Lu, F. J., Tsai, C. W., Chopra, I. J. 1994. Effect of humic acids on thyroidal function. *Journal of Endocrinological Investigation*, 17, 787–791.
- Hudak, A., Naray, M., Nagy, I., Molnar, M., Gomory, I., Ungvary, G. 1997. The favorable effect of humic acid based complex micro-element preparations in cadmium exposure. *Orvosi Hetilap*, 138, 1411–1416.
- Iida, H. 2012. Tervis ja ilu turbarabast. *Iluguru*, 5, 40–42.
- Ilomets, T., Koorits, A., Peil, S., Pärn, A., Salm, S., Utsal, K., Utsal, V., Veermäe, I. 1993. A comparative study of Estonian curative muds. *Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis, Publ. Chem.* XXI, 214–229.
- Inglot, A. D., Zielinska-Jencylik, J., Piasecki, E. 1993. Tolpa Torf Preparation (TTP) induces interferon and tumor necrosis factor production in human peripheral blood leukocytes. *Arch. Immunol. Ther. Exp.*, 41, 73–80.
- Iubitskaja, N. S., Ivanov, E. M. 1999. Sodium humate in the treatment of osteoarthritis patients. *Vopr. Kurortol. Fizioter. Sech. Fiz. Kurtol.*, 5, 22–24.
- Jankowski, A., Nienartowicz, B., Polanska, B., Lewandowicz-Uszynska, A. 1993. A randomised, double-blind study on the efficiency of Tolpa Torf Preparation (TTP) in the treatment of recurrent respiratory tract infections. *Arch. Immunol. Ther. Exp. Warsz.*, 41, 95–97.
- Jurcsik, I. 1994. Possibilities of applying humic acids in medicine (wound healing and cancer therapy). Senesi, N., Miano, T. M. (eds) *Humic Substances in the Global Environment*. Elsevier, Amsterdam, London, New York, Tokyo, 1331–1336.
- Kauritšev, I. S. (ed.), Aleksandrova, L. N., Panov, N. P. 1982. *Počvovedenie*. Kolos, Moskva, 496 lk. [Vene keeles].

- Klößing, R., Helbig, B. 2005. Medical aspects and applications of humic substances. Steibüchel, A., Marchessault, R. H. (eds) *Biopolymers of Medical and Pharmaceutical Applications*. Wiley-Vch Verlag GmbH & Co., Weinheim, 3–16.
- Korhonen, R., Lüttig, G. 1996. Peat in balneology and health care. Lappalainen, E. (ed.) *Global Peat Resources*. International Peat Society, Jyväskylä, 339–345.
- Kowalska, M., Denys, A., Bialek, J. 1993. Influence of Tolpa Peat Preparation on the phagocytic activity and bactericidal properties of granulocytes in healthy volunteers. *Acta Poloniae Pharmaceutica*, 50, 393–395.
- Lotosh, T. D. 1991. Experimental bases and prospects for the use of humic acid preparations from peat in medicine and agricultural production. *Nauchnye Dokl. Vyss. Shkoly Biol. Nauki*, 10, 99–103.
- Lu, F. J., Lee, Y.S. 1992. Humic acid: inhibitor of plasmin. *Sci. Total Environ.*, 114, 135–139.
- Lüttig, G. 1996. Peat in balneology and healthcare. Lappalainen, E. (ed.) *Global Peat Resources*. International Peat Society, Jyväskylä, 618–643.
- Madej, J. A., Kuryszko, J., Garbulinski, T. 1993. The influence of long-term administration of Tolpa Peat Preparation on Immune reactivity in mice. Morphological changes in the thymus. *Acta Poloniae Pharmaceutica*, 50, 397–404.
- Maslinski, C., Fogel, W. A., Andrzejewski, W. 1993. The influence of Tolpa Peat Preparation (TPP) on rat liver regeneration. *Acta Poloniae Pharmaceutica*, 50, 413–416.
- Mesrogli, M., Maas, D. H. A., Schneider, S. 1988. Stellenwert der Moortherapie in der Sterilitätsbehandlung. Flaig, W., Goecke, C., Kauffels, W. (eds) *Moortherapie: Grundlagen und Anwendungen*. Ueberreuter Verlag, Wien, Berlin, 225–235.
- Obminska-Domoradzka, B., Stefanska-Jonca, M. 2001. The effect of a peat-based preparation on mitogen-induced proliferation of thymocytes in non-treated and hydrocortisone-suppressed mice. *Phyto-medicine*, 8, 184–194.
- Orgla, M., Nõmmsalu, V. 1983. Viljandi rajooni Parika turbamaardla eeluuringu aruanne. Eesti Geoloogiafond, 5215.
- Orru, M. 2005. Eesti turba balneoloogiliste kasutusvõimaluste uuring (II etapp). Eesti Geoloogiafond, 7725.
- Orru, M. 2008. Eesti turba kasutamisest balneoloogias. *Keskonnatehnika*, 7, 13–15.
- Orru, M., Orru, H. 2003. Kahjulikud elemendid Eesti turbas. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 144 lk.
- Orru, M., Allikvee, H., Viigand, A. 1974. Valga rajooni turbamaardlate otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne. Eesti Geoloogiafond, 5159.
- Orru, M., Merilain, R., Ramst, R., Veldre, M., Širokova, M. 1982. Paide rajooni turbamaardlate otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne. Eesti Geoloogiafond, 5203.
- Orru, M., Halliste, L., Ramst, R., Širokova, M., Veldre, M. 1984. Rapla rajooni turba ja sapropeeli otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne. Eesti Geoloogiafond, 5220.
- Orru, M., Ramst, R., Širokova, M., Veldre, M. 1986. Pärnu rajooni turba ja sapropeeli otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne. Eesti Geoloogiafond, 5235.
- Orru, M., Širokova, M., Veldre, M., Halliste, L. 1987. Aruanne turbavarude kompleksse kasutamise uurin-gutest Viljandi, Valga, Võru ja Põlva rajoonis. Eesti Geoloogiafond, 5246.
- Orru, M., Širokova, M., Veldre, M. 1992. Eesti turba-varud. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 146 lk.
- Orru, M., Võsa, A., Jõeveer, T. 1998. Harju maakonna Nissi valla Larvi turbamaardla geoloogilise uuringu aruanne. Eesti Geoloogiafond, 5923.
- Orru, M., Lelgus, M., Ermann, M. 2001. Lääne-Viru maakonna Armiko (Armiku) turbamaardla kesk- ja lääneosa geoloogilise uuringu aruanne (varu seisuga 01.11.2001). Eesti Geoloogiafond, 7321.
- Orru, M., Orru, H., Tuulik, V.-R., Übner, M. 2007. Eesti turba balneoloogiliste kasutamisevõimaluste uuring (III etapp). Eesti Geoloogiafond, 7881.
- Orru, M., Übner, M., Orru, H. 2011. Chemical properties of peat in three peatlands with balneological potential in Estonia. *Estonian Journal on Earth Sciences*, 60, 1, 43–49.
- Pena-Mendez, E. M., Havel, J., Patočka, J. 2005. Humic substances. Compounds of still unknown structure:

applications in agriculture, industry, environment, and biomedicine. *Applied. Biomed.*, 3, 13–24.

Piotrowska, D., Dlugosz, A., Witkiewicz, K., Pajak, J. 2000. The research on antioxidative properties of TOLPA Peat Preparation and its fractions. *Acta Polonae Pharmaceutica*, 57, Suppl, 127–129.

Ramst, R., Orru, M. 1987. Haapsalu rajooni turba ja sapropeeli otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne. Eesti Geoloogiafond, 5242.

Riede, U. N., Zeck-Kapp, G., Freudenberg, N., Keller, H. U., Seubert, B. 1991. Humate-induced activation of human granulocytes. *Virchows Archiv B Cell Pathology. Including Molecular Pathology*, 60, 27–34.

Riede, U. N., Jonas, I., Kim, B., Usener, U. H., Kreutz, W., Schlickewey, W. 1992. Collagen stabilization induced by natural humic substances. *Arch. Orthop. Trauma. Surg.*, 111, 259–264.

Sato, T., Ose, Y., Nagase, H. 1986. Desmutagenic effect of humic acid. *Mutat. Res.*, 162, 173–178.

Sato, T., Ose, Y., Nagase, H., Hayase, K. 1987. Adsorption of mutagens by humic acid. *Sci. Total Environ.*, 62, 305–310.

Schlickewey, W., Riede, U. N., Yu, J., Ziechmann, W., Kuner, E. H., Seubert, B. 1993. Influence of humate on calcium hydroxyapatite implants. *Arch. Orthop. Trauma Surg.*, 112, 275–279.

Stevenson, F. J. 1994. *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*, 2nd Edition. John Wiley & Sons, New York, 640 pp.

Zhorobekova, S. Z., Kydraliev, K. A. 1991. The inhibition of proteolytic enzyme activity by humic acid. *Nauchnye Dokl. Vyss. Shkoly Biol. Nauki*, 10, 151–154.

Tarnawski, M., Depta, K., Grejciun, D., Szelepin, B. 2006. HPLC determination of phenolic acids and antioxidant activity in concentrated peat extract – a natural immunomodulator. *Pharm. Biom. Anal.*, 41, 182–188.

Tuross, N. 1994. The biochemistry of ancient DNA in bone. *Experientia*, 50, 530–535.

Veinpalu, E., Veinpalu, L. 1976. *Ravimuda ja mudaravi*. Valgus, Tallinn, 156 lk.

Visser, A. 1987. Effect of humic substances on mitochondrial respiration and oxidative phosphorylation. *Sci. Total Environ.*, 62, 347–354.

Wang, C., Wang, Z., Peng, A., Hou, J., Xin, W. 1996. Interaction between fulvic acid of different origins and active oxygen radicals. *Science in China (Series C)*, 39, 267–275.

Wiegler, K., Lange, N., Kuhnert, M. 1993. The use of the HET-CAM test for the determination of the irritating effects of humic acids. *DTW Dtsch. Tierärztl. Wochenschr.*, 100, 412–416.

KAVANDATAVATE LUBJAKIVI KARJÄÄRIDE MÕJU TUHALA NÕIAKAEVU TOITEALALE JA SALAJÕGEDE VALGALALE

MIHKEL ŠTOKALENKO

Eesti Geoloogiakeskus, Geofüüsika, mere- ja keskkonnageoloogia osakond, Kadaka tee 82, 12618 Tallinn;
mihkel@egk.ee

Artiklis selgitatakse Tuhala nõiakaevust suurvee ajal ülevoolava vee päritolu, maa-aluse jõe vooluhulga suurust ja valgala ulatust. Lihtsate näidete ja hüdroloogiliste arvutuste abil järeldatakse, et kaevandamine Nabala lubjakivi maardla Nõmmevälja karjääris ei ohusta Tuhala nõiakaevu suurveeaegset vaatemängu.

Märksõnad: põhjavesi, sademed, lubjakivi karjäärid, maa-alune jõgi, Tuhala nõiakaev, Nabala lubjakivi maardla.

Tuhala nõiakaev on ainulaadne vaatamisväärsus, mis paikneb Tuhala maastikukaitsealal Nabala lubjakivi maardla vahetus läheduses. Karjäärade kavandamine nõiakaevust loodesse jäävale metsadega kaetud alale on muutnud loodusesõbrad ja kohaliku elanikkonna murelikuks. Kaevandamisega kaasnev, aastakümneteks planeeritav veetaseme alandus võib ohustada nõiakaevu ülevoolu, mida käiakse veekülluse perioodidel imetlemas.

Põhjavee taseme kujunemist Tuhala piirkonnas uuris detailselt Andres Marandi (2010), kes pakkus mitmeid põhjavee voo mudeleid, kuid jättis kaevu ülevoolu põhjuse selgitamata põhjendades vaid uusi uurimistöid, mis tuleks piirkonnas teha. Kuna mainitud mudelid ei ole arvestanud sademevee infiltratsiooni, püüame tehtut täiendada hüdroloogiliste arvutustega.

Kavandatava Nõmmevälja karjääri põhjavee alandusletrit on arvatud keskkonnamõju hindamise (KMH; <http://www.envir.ee/Nabala>) raames ning jõutud järe-

dusele, et lehtri piirjoon jääb nõiakaevust rohkem kui 3 km kaugusele, seega mõju pinnasevee tasemele on välistatud. Jääb üle kontrollida teist mõjurit – vee äravoolu eemalejuhtimist. Selleks kaardistame kaevu toiteala, kust kaev ülevooluks vett saab.

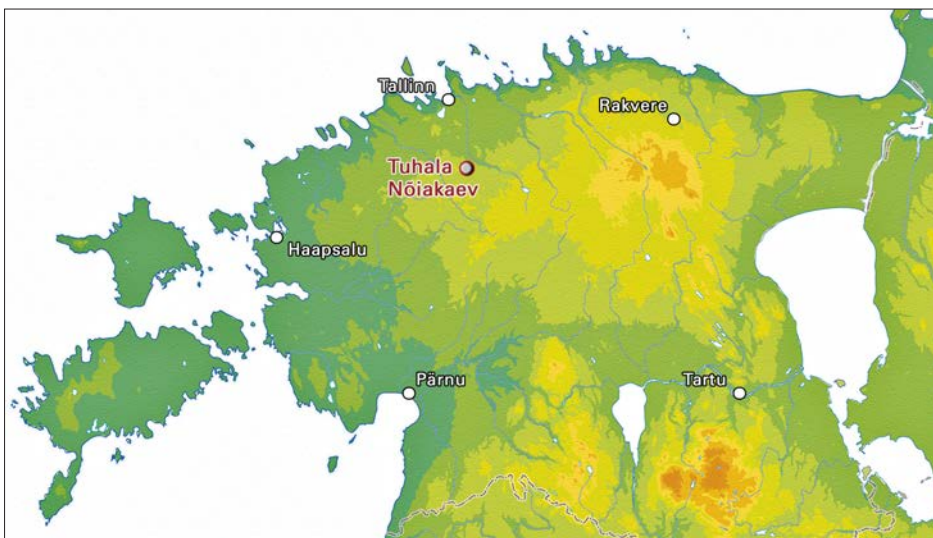
Kõige üldisema, kuid juba üsna selge pildi saab Eesti füüsilis-geograafiliselt kaardilt (joonis 1), kust näeme, et nõiakaev asub suure kõrgustiku loodenõlval. Järelikult peab toiteala jääma kaevust kagu poole. Selgitame nüüd täpsemalt kaevust ülevoolava vee hulka, päritolu ja toitepiirkonna pindala.

Nõiakaevu ülevoolu on filmitud ja pildistatud ning Internetis eksponeeritud. Neist ülesvõtetest on näha, et kaevust ei tule vett rohkem kui 10 ämbrit sekundis. Seega nõiakaevu keskmist deebitit kogu ülevoolu ajal saab julgesti piirata numbriga 100 l/s (<http://www.tuhalalooduskeskus.ee/>). Kaevu veebilansi hindamiseks oletame, et ülevool kestab 10 ööpäeva, mis on ka ilmselt liialdatud, kuid valime meelega ümmargused

numbrid. Kui me need kaks piirväärtust omavahel korrutame, saame teada, et nõiakaevust väljapurskuv veehulk ei ületa 86 400 m³. Vaatame nüüd, kust see vesi tulla saab.

Nõiakaev asub Harjumaa ja Raplamaa piiril. Harjumaale langeb keskmiselt 668 mm sademeid aastas

Joonis 1. Tuhala nõiakaevu asukoht Eesti kaardil.



Tabel 1. Tuhala nõiakaevu veebilanss

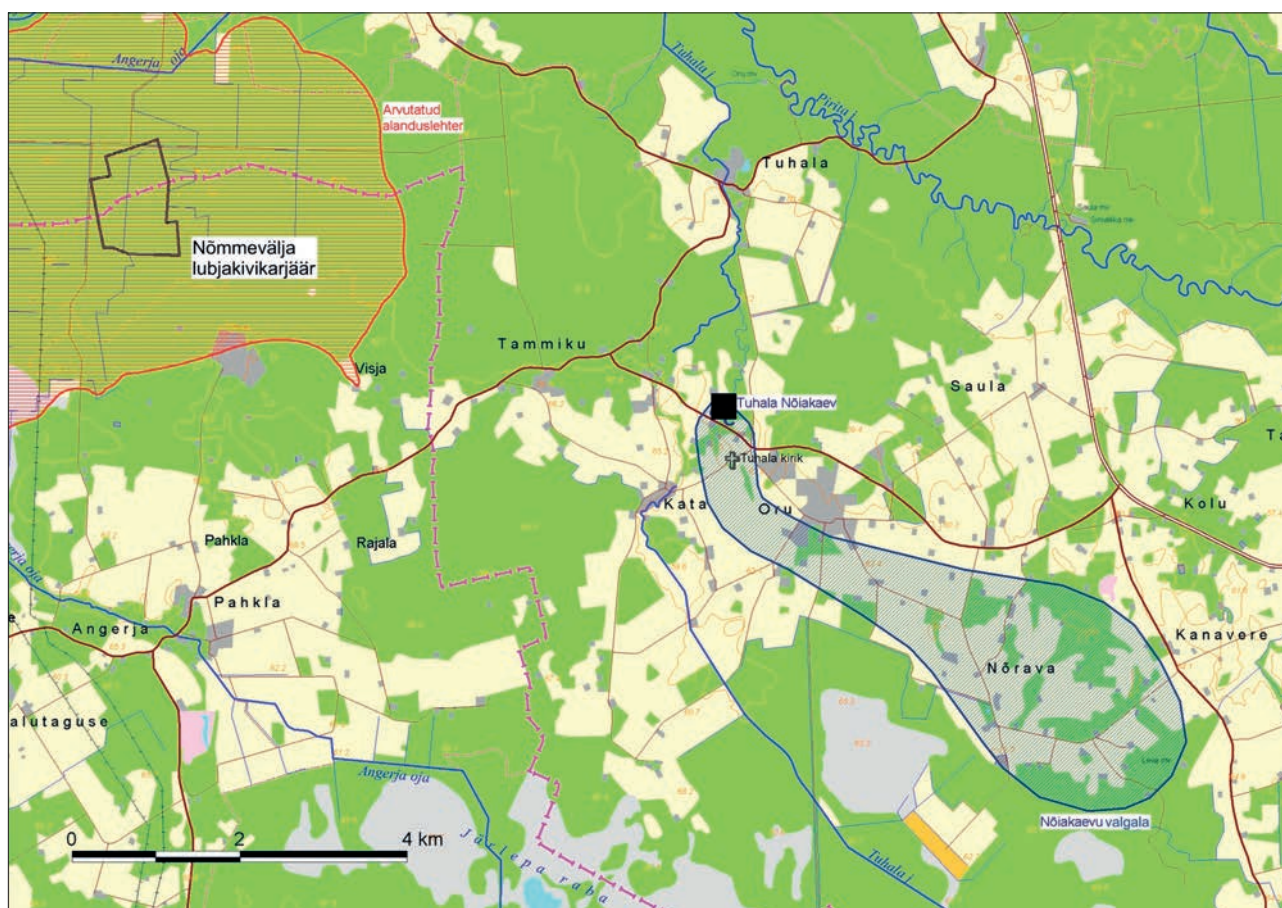
Parameeter	Vee kulupool	Parameeter	Vee tulupool	Märkused
Keskmine deebit	< 100 l/s	Lume sulamisvesi	> 100 mm	Sademeid aastas: 1) Harjumaa 668 mm 2) Raplamaa 727 mm
Ülevoolu kestus	< 10 ööpäeva	Maa-alune äravool	> 10%	
Vajalik veehulk	< 86 400 m ³	Toite-intensiivsus	> 0,01 m ³ /m ²	korrutatud ülevoolu kestusega
Arvutuse näide: 86 400 m ³ : 0,01 m ³ /m ² ≈ 9 km ²				

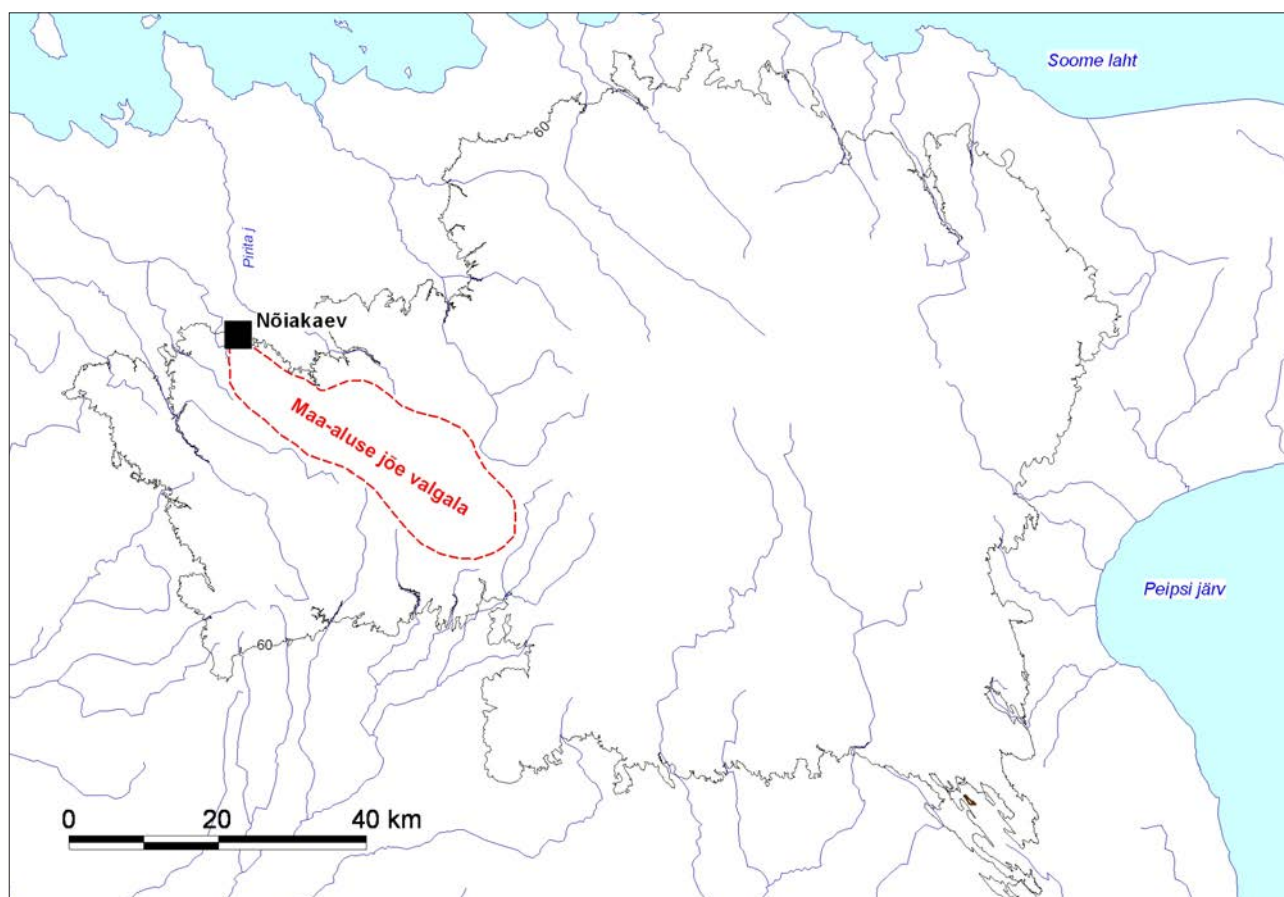
ja Raplamaale 727 mm. Nende kahe sademehulga keskmine on 697 mm. Keskmine aurumine kuivalt pinnalt Eestimaal on 420 mm/aastas, seega aasta-äravoolu kiht moodustab 277 mm. Arvestades siintoodud numbreid saame oletada, et kevadised lume sulamisveed lisavad nõiakaevule veel vähemalt 100 mm vett.

Nõiakaevust tõuseb põhjavesi. On teada, et põhjavekke sattub umbes 10% äravoolust, savistel aladel vähem, liivastel aladel rohkem, karstialadel veelgi rohkem. Kahjuks täpsemad andmed kohalikust maa-

Joonis 2. Tuhala nõiakaev koos kagu poole jääva valgalaga ning kavandatav Nõmmevälja lubjakivikarjäär koos seda ümbritseva põhjaveetaseme alanduslehtiga (arvutuslik).

aluse äravoolu osakaalust puuduvad. Korrutades mainitud äravoolu osakaalu (10% 277 mm-st) lumearuga, saame põhjavee toiteintensiivsuseks ligikaudu 0,01 m³/m² kohta (intensiivsust näidatakse teatud ajaühiku või -vahemiku kohta, antud juhul on toiteintensiivsus korrutatud 10-ööpäevase kaevu ülevoolu kestusega). Jagades nõiakaevust väljavoolavat veehulka põhjavee toiteintensiivsusega kevadise ülevoolu perioodil, saame nõiakaevu toitepiirkonna pindalaks 8 640 000 m² ehk ümardades ligi 9 km². Arvestades, et kaevu deebiti ja ülevoolu kestuse hinnangud olid ilmselt liialdatud, teeme järelduse, et 9 km² suurune toiteala annab kevadel kaevu ülevooluks vett küllaldaselt.





Kõik Nõiakaevu veebilansi koostisosade hinnangud ja neist tulenev arvutus on toodud tabelis 1, kus vasakul pool on näidatud vee kulu ja paremal tulu. Kulu- ja tulupoole võrdsustamine annabki otsitava toiteala suuruse.

Vaatame nüüd nõiakaevu vee valgala paiknemist. See peab kindlasti olema üks nõiakaevust kõrgem ala ning sellesse ei tohi jääda kraave, mis võiksid vee kõrvale juhtida. Kui me Eesti baaskaardil samakõrgusjooni, kõrguspunkte, jõgesid ja kraave arvestades piiritleme nõiakaevu vee võimaliku valgala, selgub, et selle pindala on täpselt 9 km², mis kinnitab meie hinnangut (joonis 2).

Nõmmevälja karjäärile arvatud alanduslehter jääb nõiakaevu vee valgast rohkem kui 3 km loode poole ja seega ei saa karjääri alanduslehter kuidagi nõiakaevu mõjutada. Osa veest võib nõiakaev saada Tuhala jõest, mis Kata ja Tammiku vahel salapäraselt kaardilt kaob, kuid ka sel juhul on mõju välistatud, kuna jõgi voolab kagust loodesse.

Nõiakaevu uurijad (<http://www.tuhalalooduskeskus.ee/>) seletavad kaevu ülevoolu maa-aluse jõe tegevusega, mille vooluhulk ületab kaevu ülevoolu ajal

Joonis 3. Maa-aluse jõe oletatav valgala 60 meetri samakõrgusjoone piirides.

5 000 l/s ehk 5 m³/s (võrdluseks: Pirita jõe keskmine vooluhulk on 7–8 m³/s). Kontrollime, kas see on võimalik. Selleks piiritleme kaardil maa-aluse jõe valgala nii, et see oleks nõiakaevust kõrgemal (60 m samakõrgusjoonega piiritletud alal) ning kooskõlas maapealse äravooluga (joonis 3). Maa-aluse ja maapealse äravoolu suunad võivad varieeruda, kuid nad ei saa ristuda nagu kahel tasemel maanteed, kuna mõlemad voolavad piki sügavale ulatuvaid lõhelisi rikketsoone.

Maa-aluse salajõe oletatava valgala pindala on 464,8 km². Nõiakaevu toitev lume sulamisvee kiht on kaevu ülevoolu ajal hinnanguliselt 0,01 m³/m² (100 mm × 10%) ning ülevoolu kestuseks on 10 ööpäeva. Kui need kaks arvu üksteisega jagada, saame kevadiseks maa-aluse äravoolu mooduliks 11,6 l/s / km². Võrdluseks: kui me Pirita jõe keskmise vooluhulgaga (7–8 m³/s) jagame Pirita jõe valgala pindalaga 799 km², saame keskmiseks äravoolu mooduliks 9,4 l/s / km². Tuhala arvatud kevadise maa-aluse äravoolu mooduli korrutamine maa-aluse jõe valgala pindalaga annab vooluhulgaks 5 380 l/s, mis põh-

Tabel 2. Maa-aluse salajõe vooluhulga hindamine

Parameeter	Hinnang	Märkused
Lume sulamisvesi	> 100 mm	
Maa-alune äravool	> 10%	
Ülevoolu kestus	< 10 ööpäeva	
Kevadise maa-aluse äravoolu moodul	11,6 l/s / km ²	Võrdlus Pirita jõega: 1) keskmine äravoolu moodul 9,4 l/s / km ² 2) valgala 799 km ² 3) keskmine vooluhulk 7–8 m ³ /s
Salajõe valgala	464,8 km ²	
Salajõe vooluhulk	5,4 m ³ /s	

justabki nõiakaevu ülevoolu veerikkal perioodil. Kõik maa-aluse salajõe vooluhulga hindamise lähteandmed on toodud tabelis 2.

Järeldus tehtud tööst on selline, et Tuhala nõiakaevu ülevooluga seotud toiteala koos maa-aluse salajõega asub nõiakaevust kagu pool ning kaevandamine ja sellega seotud veetaseme alandamine nõiakaevust loode pool, mitme kilomeetri kaugusel (joonis 2), ei saa kuidagi nõiakaevu funktsioneerimist mõjutada. Kaevandamine Nõmmevälja lubjakivi karjääris ei ohusta suurveeaegset vaatemängu nõiakaevul, kuid iga järgmise karjääri rajamisel tuleb veerežiimi selles piirkonnas uuesti hinnata.

KIRJANDUS

Marandi, A. 2010. Kas Tuhala Nõiakaev voolab või vuliseb? Keskkonnatehnika, 7/10, 17–22.

KAGU-EESTI KARBONAATNE DEVON PAKUB GEOLOOGILE ÜLLATUSI

AIN PÕLDVERE

Eesti Geoloogiakeskus, Tartu Regionaalosakond, Rõõmu tee 1, 51013 Tartu; ain.poldvere@egk.ee

Marinova karjääris toimunud vaatluste ja lähipiirkonna geoloogiliste uuringute alusel antakse ülevaade Kagu-Eesti Ülem-Devoni Pļaviņase lademe Pskovi kihistu dolokivide ebatüüpiliselt tugevast looduslikust purustatusest, intensiivsest karstumisest ja murenemisest ning käsitletakse geoloogiliste protsesside võimalikke põhjuseid.

Märksõnad: Ülem-Devon, Pļaviņase lade, Pskovi kihistu, karbonaatkivimid, litoloogia, karst, liustikutekkelised purustused ja pinnavormid, Marinova dolokivi karjäär, Tiirhanna, Kagu-Eesti.

Kagu-Eestis lamavad pinnakatte setete all Ülem-Devoni ladestu purd- ja karbonaatkivimid. Karbonaatkivimite paljandeid esineb siin aga väga vähe. Pļaviņase lademe Pskovi kihistu karbonaatkivimite paljandid asuvad Meremäe vallas Tiirhanna vanas paemurrus ja 2007. aastast avatud Marinova dolokivi karjääris (joonis 1). Tiirhanna karjääri paasi kasutati lubjapõletuseks ja ehituseks, Marinova karjääri dolokivist valmistatakse killustikku.

Kagu-Eesti karbonaatsete kivimite karstumisest annavad tunnistust põhiliselt langatuslehtrid Meremäe alevikust lõuna pool asuvatel põldudel ja allikalubja lasundid (Tobrova leiukoht) alevikust veidi põhja pool Tuhkavitsa oja orus. Meremäe alevik ise asub Pskovi kihistu avamusala põhjapiiril, reljeefis vähemärgataval mattunud paeastangul, mille alt väljavoolavatest allikatest saab alguse ka Tuhkavitsa oja.

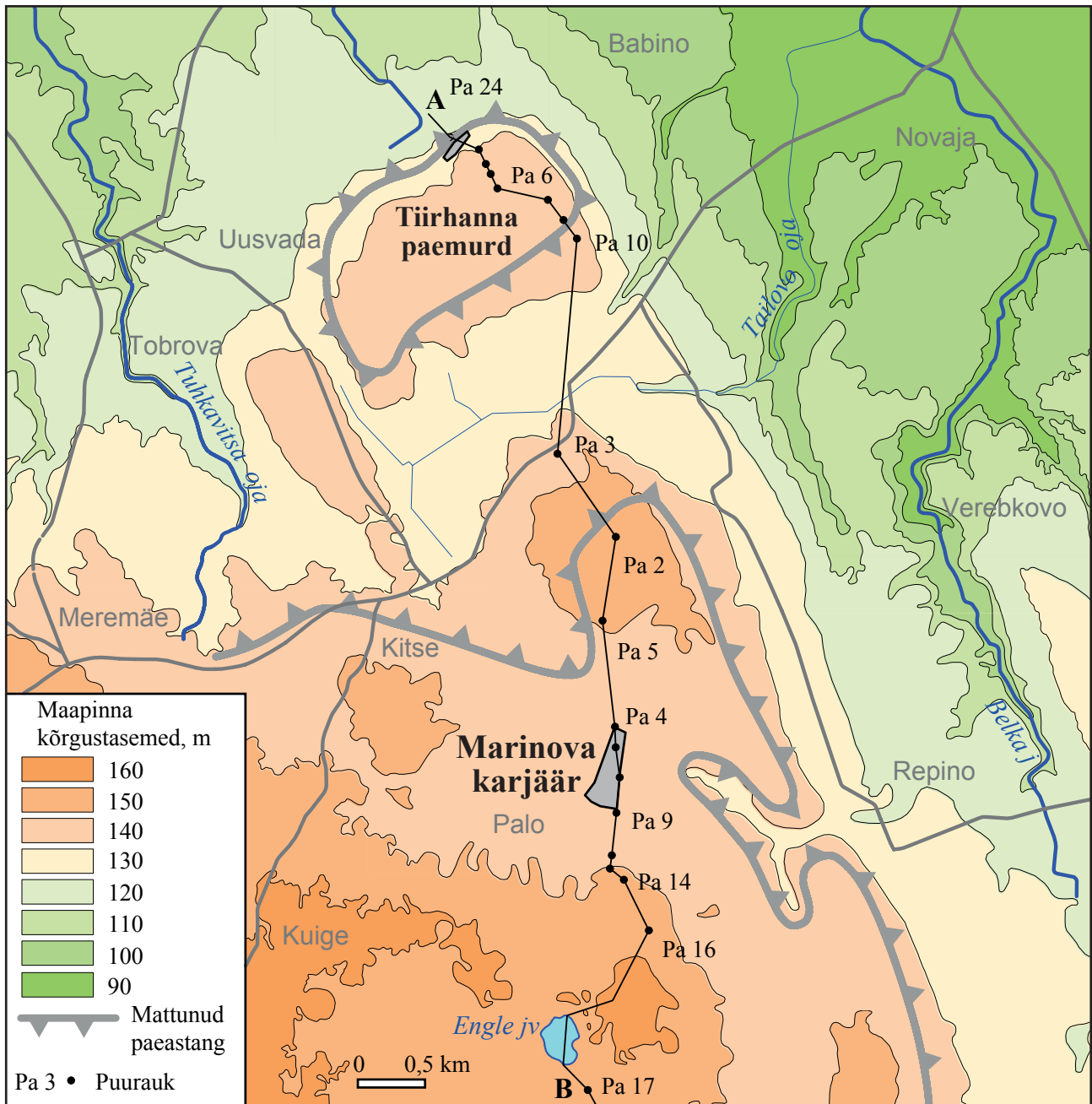
Marinova maardla ehituskivi geoloogiliste uuringute (Brutus 1990; Põldvere, Grünberg 2005) tulemusena selgus, et ligikaudu 10 m paksuse Pskovi kihistu dolokivi lasundi ülemine pool on väga tugevalt purustatud ja karstunud. Uuringupuuraukude südamik koosnes vaid lõhelise dolokivi tükkidest ja puurimise tegid keerulisemaks puurkolonni läbikukkumised tühikute kohal, mis olid kohati karstisaviga täitunud. Pildi kivimi purustatusest ja karstinähtuste tegelikust ulatusest ning sellega kaasnenud dolokivi lasundi deformatsioonidest ja murenemisest on andnud Marinova karjääri kaevandamise järk-järguline laienemine lõuna suunas (joonis 2). Käesolevaks ajaks on karjääri pindala ligikaudu 9 hektarit. Karjääris on kaevandatud

kuni kümne meetri paksust dolokivi kihti, millest pool asub põhjavee tasemest kõrgemal, pool madalamal. Kuna karjäärist põhjavett välja ei pumbata, siis veetasemest madalamale jäävat paekivi saab näha vaid siis, kui see on peale lõhkamist karjääri põrandale nõrguma tõstetud.

Marinova karjääris põhjavee tasemest kõrgemal asuvat dolokivi iseloomustab väga tugev purustatus (joonis 3 ja 4) ja lasundi ülaosa murenemine (joonis 5 ja 6). Marinova karjääri dolokivi lauspurustatuse tõttu kaevandatakse veetasemest kõrgemal asuvat dolokivi nagu kruusa kruusakarjäärist – lihtsalt ekskavaatoriga ammutades.

Põhjavee tasemest madalamal asuv dolokivi on vähem purustatud ja seda lõhatakse. Vee alt väljatõstetud materjalid domineerivad mitte lõhkamisega tekkinud värsked murdepinnad, vaid juba palju varasema purustuse tulemusena tekkinud erineva kujuga tükid, mille kõik küljed on pika aja jooksul kattunud näiteks erinevat värvi rauaühenditega (joonis 7).

Karjääri põhjapoolses osas on kivim küll tugevasti purustatud, kuid algse, horisontaalse lasumuse rikkeid esineb harva. Liikudes kaevandamisega 300–400 m lõuna suunas, on aga karjääri seintes jälgitavad horisontaalset lasumust rikkuvad arvukad lokaalsed painded (joonis 3 ja 8), mida saab seostada ajaliselt varem kujunenud karstikoobaste kohal asunud kivimikihtide nn läbivajumisega. Samas esineb paelasundis ka ligikaudu meetri kõrgusi ja laiusi karstikoopaid, mille lagedes ega külgedel pole selliseid läbivajumisi märgata (joonis 9).



Joonis 1. Marinova karjääri ja Tiirhanna paemuru asukoht Ülem-Devoni Pļaviņase lademe Pskovi kihistu karbonaatkivimite levikualal Kagu-Eestis. Mattunud paeastang markerib karbonaatkivimite levila põhjapiiri ja sellest põhja pool asetsevat üksikut jäänuksaart. Läbilõige A–B on joonisel 12.



Joonis 2. Marinova dolokivi karjäär 2012. aasta suvel, vaadatuna põhja pool asuva ligikaudu 15 m kõrguse katendimäe otsast (siin ja edaspidi autori fotod).



Joonis 3. Looduslike protsesside mõjul killustikuks purustatud dolokivi karjääri läänesesinas. Horisontaalset lasumust rikub kihtide paine sissevajunud karstitühiku kohal.

Joonis 4. Purustatud dolokivi kiht stromatopooridega karjääri idasesinas.





Joonis 5. Aja jooksul on dolokivi lasundi ülaosa (kollakashall kiht punakaspruuni moreeni all) intensiivselt murenenud.



Dolokivi asub Marinova karjääris kuni 5 m paksuse kattekihi all, mis koosneb valdavalt moreenist ja üksikutest liiva ning kruusa lüütsedest. Kivi kaevandamiseks tuleb kattekiht eemaldada. Karjääri praeguses lõunaosas (kaeve-ee piirkonnas) tuli kattepinnase eemaldamisel päevalvalgele mitte tasane, vaid arvukate, kuni paari meetri sügavuste lohudega paepind (joonis 10). Suure tõenäosusega markeerivad paepinnal esinevad lohud sissevajunud lagedega karstikoobaste asukohti, mis maapinnal negatiivsete pinnavormidena ei avaldunud. Samas esineb seni kaevandamata karjääri alal, kaeve-est veidi lõuna pool, kahe kuni kolme meetri sügavusi sulglohe, mida võib suure tõenäosusega pidada kokkuvajunud koobaste kohale kujunenud karstilehtriteks.

Dolokivi lasundi ülemises osas on pinnakatte all kuni 1,5 m paksune murenemiskoorig, mis koosneb erineva murenemistasmega dolokivi nurgelistest tükkidest ja pudedast kollakashallist karbonaatsest aleuriidist (joonis 5 ja 6). Sügavuse suurenedes väheneb karbonaatse aleuriidi osatähtsus ja suureneb murenemisprotsessidest Joonis 6. Pinnakatte setete all ümbritseb dolokivi nurgelisi tükke karbonaatne aleuriit.



Joonis 7. Rauaühendite koorikutega kaetud dolokivi tükid lõhatud materjalist veepiiri alt. Looduslike protsesside mõjul purustatud pisi- ja mikrokristallilise dolokivi tükkide küljed on siledade, tihti ka koonusjate pindadega.

Joonis 8. Horisontaalse lasuvusega dolokivi kihtidel lasub deformeeritud kihtidega peenpurustatud dolokivi kompleks, mille pinnakatte setete (moreen) all olev osa on intensiivselt murenenud (kollakashallid kihid). Arvatavasti on kihtide painded kujunenud juba sisselangenud karstitühikute kohale.





Joonis 9. Karstikoopa lagi on veel horisontaallasuvuses.

Joonis 10. Sile maapind karjääri lõunaosas varjas langatuslehtritest liigestatud dolokivi kompleksi pealispinda.



puutumata halli, horisontaalkihilise, kuid väga lõhelise dolokivi osa. Karstikoobaste lagede sissevajumise järel on murenemine nendes kohtades intensiivistunud ja karbonaatse aleuriidiga kihi paksus võib seal ulatuda mitme meetrini.

Ulatuslike karstinähtuste kujunemine on toimunud olukorras, kus vee voolamist lõhelistes kivimites on soodustanud lähedal asuv Belka jõe org (absoluutne kõrgus 110 m). Pskovi kihistu dolokivide lamami absoluutne kõrgus on aga ligikaudu 130 m. Oru läänevool, kus dolokivid moodustavad mattunud astangu, on arvukalt allikaid, mis toituvad ka Marina karjääri dolokive läbivast veest. Seda kinnitab ka karjääri veekogust kagusse, Belka jõe oru poole suunduv veevool. Tuleb lisada, et Meremäe aleviku piirkonnas, kus samuti asub Pskovi kihistu dolokividest mattunud astang, voolab paeastangust algavate allikate vesi Tuhkavitsa oja orgu, mille põhi on samuti madalam kui dolokivi kihtide lamam.

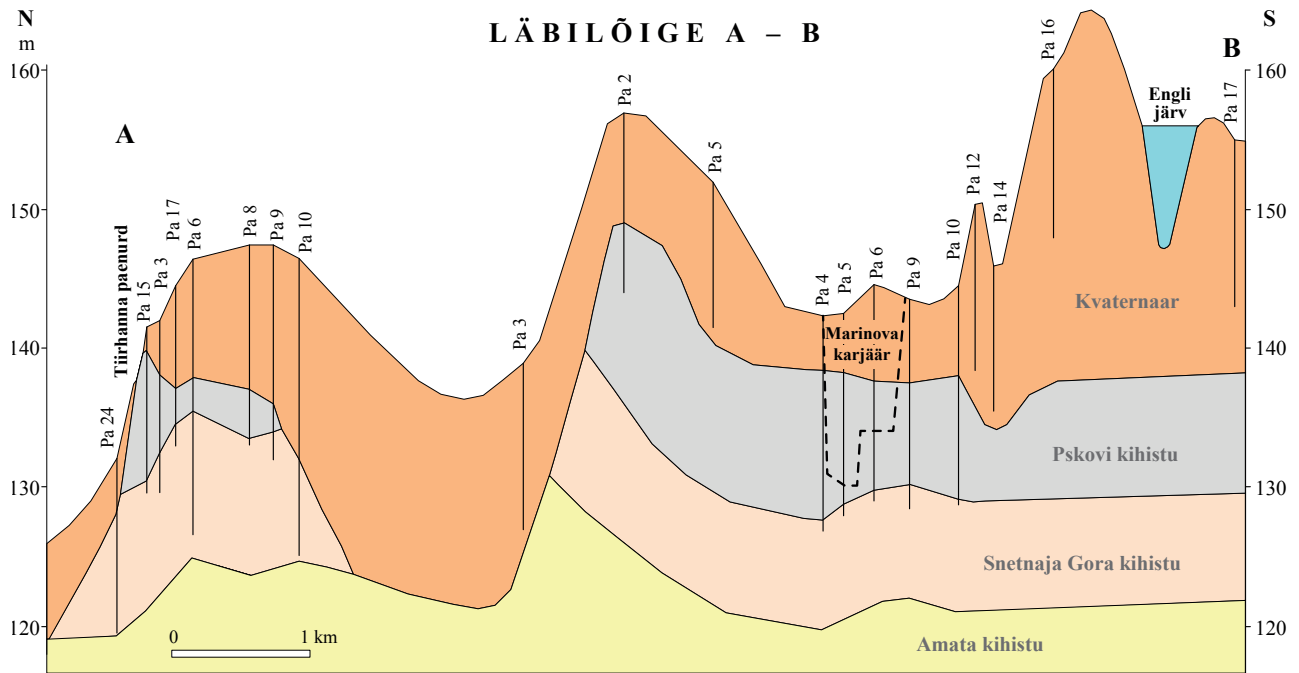
Pole täpselt teada, miks Pskovi kihistu dolokivide ülemine osa on Marina karjääri piirkonnas sedavõrd lõheline. Kohati ei anna alglasumusest suuresti erinevat kihtide kallutatust (joonis 11) seletada ainult karstiprotsessidega. Neli kilomeetrit põhja pool, Tiirhanna paemurru kivimites sellist pilti ei avane, kuid

Tiirhanna maardla geoloogiliste uuringupuuraukude kirjelduste (Brutus 1989) alusel on kivimi lõhelisus ka seal küllalt suur. Intensiivset lõhelisust ja karstumist pole aga täheldatud Pskovi kihistu dolokivide levila lääneosas, Mõniste lähedal asuva Kalkahju maardla ja Naha prognoosala ehituskivi geoloogiliste uuringute puursüdamikes (Brutus 1990). Seal on dolokivid massiivsed, vaid üksikute lõhedega ja karsti-ilmingud praktiliselt puuduvad.

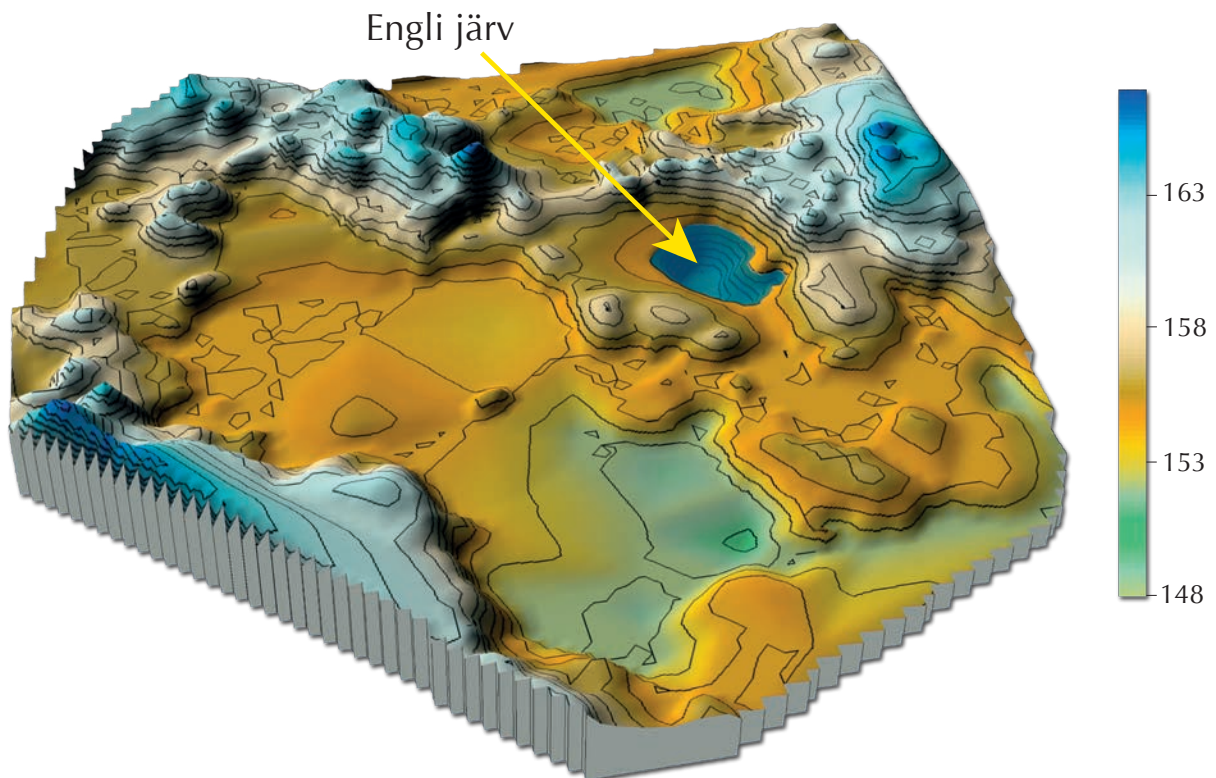
Üheks Marina piirkonna Pskovi kihistu dolokivi kihtide ülemises osas esinevate purustuste ja deformatsioonide põhjuseks võiks olla mandrijää surve, mida dolokivi astangust takistusele avaldati kirdest, Belka jõe orust (joonis 1). Tiirhanna ja Marina maardla ehituskivi geoloogiliste uuringute (Brutus 1989, 1990; Põldvere, Grünberg 2005) puuraukude andmete põhjal saab järeldada, et Pskovi kihistu horisontaalset lasumust on rikutud, sest dolokivide alumine pind asub kohati väga erineval kõrgusel (joonis 12). Mandrijää survet väljendavat paekivide tihelõhelisust kirjeldatakse (Suuroja jt. 2009) lubjakivi pangastes, mis moodustavad Kirde-Eestis Sinimägede tuumiku. Mandrijää liikumapanevast ja purustavast survest annavad tun-

Joonis 11. Erinevate kallakusnurkadega dolokivi kihid karjääri edelaosas.





Joonis 12. Kesk-Devoni Amata lademe (=kihistu) ja Ülem-Devoni Pļaviņase lademe (Snetnaja Gora ja Pskovi kihistu) kivimite ning Kvaternaari setete skemaatiline läbilõige Tiirhanna paemurru ja Marinova karjääri joonel. Marinova karjääri kontuur on joonistatud 2012. aasta andmete alusel; karjääri põhjavee taseme absoluutne kõrgus on 134 m. Läbilõike joon A–B on näidatud joonisel 1. Pa, puurauk.



Joonis 13. Marinova karjäärist ligikaudu 1,5 km lõuna pool asuva ovaalse kujuga sügava Engli järve kaldad meenutavad ringvalliga ümbritsetud meteoriidikraatrit (maapinna kõrguse skaala numbrid on meetrites).

nistust ka Mõnistest 16 – 18 km edela pool Põhja-Lätis, Gauja jõe ääres geoloogilise kaardistamise (mõõtkavas 1:200 000; Tracevski jt. 1964) käigus avastatud mitmesajameetrise läbimõõduga Ülem-Devoni dolokivi pangased, mis on ilmselt jää survele isegi ümberpaigutatud. Algsest horisontaallasumusest väljaviidud dolokivi pangaste kaldenurgad ulatuvad seal 60 kraadini. Kuid siiski pole välistatud, et Lokno – Mõniste kerkestruktuuri piirkonda jäävatele Marinova karjääris avatud dolokividele võisid purustavat ja deformeerivat mõju avaldada ka tektoonilised protsessid.

Seni mingeid otseseid fakte pole, kuid hüpoteetiliselt võiks Marinova piirkonna dolokivi lasundi purustusi seletada ka meteoriidi langemisega karjäärist lõuna poole jääva Engli järve (rahvasuus tuntud põlenud järvena) asukohta. Engli järv on ovaalse kujuga, küllaltki sügav (kuni 9 m) ja ümbritsetud meteoriidikraatrite iseloomuliku ringikujulise valliga (joonis 13). Hüpoteesile annab jumet see, et Marinova karjääris jälgitud dolokivi lasundi deformatsioonid Engli järve suunas suurenevad ja Marinova karjäärist vahetult lõuna pool on geoloogilise uuringu (Pöldvere, Grünberg 2005) andmetel dolokivi kiht praktiliselt terve läbilõike ulatuses purustatud ja karstunud.

Marinova dolokivikarjääris kaevandamine jätkub ja järk-järgult liigutakse kaeve-eega edasi lõuna suunas, kus geoloogi pilgule võib avaneda veel palju huvitavaid, mille kallal pead murda.

KIRJANDUS

- Brutus, A. 1989. Aruanne Tiirhanna leiukoha ehituslubjakivi eeluuringutest. Eesti Geoloogiafond, 4349.
- Brutus, A. 1990. Aruanne otsingu- ja otsingu-hinnangulistest töödest Võru maakonnas. Eesti Geoloogiafond, 4413.
- Pöldvere, A., Grünberg, R. 2005. Marinova ehitusdolokivi maardla täiendav geoloogiline uuring. Eesti Geoloogiafond, 7705.
- Suuroja, K., Mardim, T., Ploom, K., All, T., Kõiv, M., Otsmaa, M. 2009. Eesti geoloogilise baaskaardi Sillamäe (6533) leht. Seletuskiri. Tallinn, Eesti Geoloogiafond, 8072.
- Tracevski, G., Juškevitš, V., Polinko, J., Lude, D., Brio, H., Šteiman, I. 1964. Aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:200 000 lehe O-35-XXI lõunapoolse osa territooriumil. Eesti Geoloogiafond, 2227. [Vene keeles].

EUROOPA LIIDU ENERGIA JA MAAVARADE PROJEKT 2010–2013

MARE KUKK

Eesti Geoloogiakeskus, Kadaka tee 82, 12618 Tallinn; m.kukk@egk.ee

Eesti Geoloogiakeskus osaleb rahvusvahelises projektis “Euroopa Liidu informatsiooni ja poliitika toetussüsteem Euroopa jätkusuutlikuks varustamiseks energia ja maavaradega” (**EuroGeoSource** – *European Union Information and Policy Support System for Sustainable Supply of Europe with Energy and Mineral Resource*), mille raamprogrammiks on „Informatsiooni- ja kommunikatsioonitehnoloogia poliitika“. Projektis osaleb 13 partnerit 11 riigist, projekti juhtiv koordineerija on Hollandi Geoloogiateenistus (*TNO Geological Survey of the Netherlands*). Projekti kestuseks on 3 aastat (2010–2013). Projekti tutvustust vaata: <http://eurogeosource.eu/>.

Projekti raames on toimunud 12 seminari: Utrechthis, Ljubljanas, Budapestis, Lissabonis, Brüsselis, Bukarestis, Tallinnas, Saragossas, Rotterdamis ja Varssavis.

Projekti eesmärged, töötappide koordineerijaid ja esimese tööaasta tulemusi kajastab EuroGeoSource esimene reklaamleht (http://www.eurogeosource.eu/docs/first_flyer_EuroGeoSource.pdf).

2010. aasta lõpuks selgitati küsimustike alusel välja maavarade haldamise ja kaevandamisega tegelevate asutuste ja ettevõtete vajadused, mida tutvustati nii Eesti kui Euroopa Liidu tasandil. Samas jätkati Euroopa georessursside jaoks ühtse ruumilise informatsiooni infrastruktuuri (INSPIRE, *Infrastructure of Spatial Information in the European Community*) direktiividel põhineva koodide süsteemi väljatöötamist ning vastavate interoperatiivsete andmeformaatide loomist.

2011. aasta märtsis toimus rahvusvaheline seminar Budapestis ja mais tehti Brüsselis kokkuvõtte projekti esimese aasta tulemustest (ülevalde uudiskirjas: http://www.eurogeosource.eu/newsletter/EuroGeoSource_newsletter_1.pdf).

Teise aasta tulemusi käsitleti 2012. aasta märtsis läbiviidud avalikul rahvusvahelisel seminaril Rotterdamis, kus arutati EuroGeoSource portaali andmebaaside testimisega seonduvat ning otsiti lahendusi georessursside interoperatiivsetele veebilahendustele ja mitmekeelse tõlke korraldamisele. Teise aasta tulemustest tehti kokkuvõtteid 2012. aasta maikuu Belgias, mille kohta on koostamisel teine uudiskiri.

Kolmandal aastal toimus 2012. aasta juunis seminar Varssavis, kus loeti EuroGeoSource süsteemi üldine ülesehitus lõpetatuks ja keskenduti digitaalse info vahetamiseks vajalike veebiteenuste arendamise võimaluste käsitlemisele.

Eesti Geoloogiakeskuse poolt on projekti töös osalenud Jaan Kivisilla, Mare Kukkk, Mark Karimov, Priit Koppel ja Jegor Karimov. Maardlate andmed saadi siseriikliku koostöölepingu alusel Maa-ametilt.

Koostööpartnerid:





The image is a vertical banner. The top half shows an offshore oil platform in the middle of a calm sea under a clear blue sky. The bottom half shows a large open-pit mine with terraced levels and a yellow excavator in the foreground. The background of the text is a dark blue gradient.

www.eurogeosource.eu

Information on:

- oil, gas and minerals
- extraction sites
- production data
- (geological) reserves

Web services offering:

- maps and features
- identify and access data
- use and re-use data
- user defined queries

**for sustainable energy and minerals
Supply in Europe**



The Euro Geo Source logo features a yellow map of Europe on a blue background, with the text 'Euro Geo Source' and 'Oil - Gas - Minerals' below it. The European Union flag is shown to the right.



KALJU KAJAK 1929–2011

Kalju Kajak sündis 29.03.1929. aastal Tartus. 1953. aastal lõpetas ta Tartu Ülikooli geoloogia osakonna, jäädes seejärel geoloogia kateedrisse tööle õppejõuna. 1958. aastal kutsuti Kalju Kajak tööle vastloodud Eesti Geoloogia Valitsusse (tänapäevane Eesti Geoloogiakeskus; EGK), kuhu ta jäi tugisambaks aastakümneteks, kuni pensionile siirdumiseni veidi enne sajandivahetust. Töötades kas geoloogina, osakonnajuhatajana või peageoloogina, oli kõige olulisemaks ja teedrajavaks tema tegevus Eesti ala geoloogilisel kaardistamisel. Ehkki Kalju Kajak oli spetsialiseerunud pinnakatte geoloogiale, oli ta aktiivselt tegev ka Eesti aluspõhja kivimite uurimisel ja kaardistamisel. Kalju Kajaku juhendamisel kasvanud mitu geoloogide põlvkonda võivad täna tõdeda, et suurel osal 1975. aastaks valminud Eesti keskmisemõõtkavalistest geoloogilistest kaartidest on Kalju Kajaku kvaliteedimärk. 1984. aastal omistati talle Baltikumi geoloogiliste kaartide sarja ühe autorina NSVL riiklik preemia.

Möödunud sajandi lõpukümnenditest kuni viimaste aastateni tegeles Kalju Kajak aktiivselt koolinoortega, kavadades TÜ ja TTÜ geoloogia instituutide, EGK ja Eesti Geoloogia Seltsi (EGEOS) toel noorgeoloogide ringi tegevust. Väljaspool geoloogiat kuulus Kalju Kajaku süda malele. Veel mõne aasta eest oli ta Keila Maleklubi juht ja treener, hinnatud malekohtunik.

Kalju Kajaku kolleegid ja mõttekaaslased erinevatest organisatsioonidest ja põlvkondadest jäävad siira tänutundega meenutama tema osa Eesti geoloogilisel kaardistamisel ja mitme põlvkonna geoloogide kasvatamisel. Manalateele lahkus teenekas Eesti geoloog, valgetähe IV klassi teenetemärgi kavaler, geoloogiamagister ja EGEOS auliige.



JAAN KIVISILLA 1941–2012

Jaan Kivisilla sündis 5. aprillil 1941. aastal Tallinnas. 1959. aastal lõpetas ta Tallinna I Keskkooli ning siirdus edasi õppima Tartu Ülikooli. TÜ geoloogiaosakonna lõpetas ta 1964. aastal, mille järel asus tööle Geoloogia Valitsusse (praegune Eesti Geoloogiakeskus; EGK).

Alustanud töötamist tehnikuna, seejärel geoloogi, vanemgeoloogi, osakonna peageoloogi ja osakonnajuhatajana jäi tema erilisse huvifääri ikkagi aluskorra kivimite geokeemia. Selles valdkonnas kaitses ta 1987. aastal geoloogia-mineraloogiateaduste kandidaadi väitekirja. Kivimite geokeemia kohta on temalt ilmunud hulk teadusartikleid ja monograafiate peatükke.

Alates 2000. aastast oli Jaan Kivisilla EGK teadusdirektor, viimased kaks aastat samas programmitalituse nõunik juhendades nii rahvusvahelisi programme ja projekte kui ka siseriiklikke töid. Tema koostada oli valdav osa EGK tööplaanidest.

Jaan Kivisilla oli põhjalik EGK Toimetiste, aastaraamatute, kaartide ja paljude teiste väljaannete toimetaja, tema märkuste ja paranduste järgi täiendati paljusid artikleid ja aruandeid.

Sõbralik ja heatahtlik, alati valmis abistama ja seletama, mitte kunagi tõrjuv või pahameelt näitav – sellisena mäletavad teda kolleegid läbi pikkade koosoldud aastate.

