

TARTU ÜLIKOOL
LOODUS- JA TEHNOLOOGIATEADUSKOND

Ökoloogia ja Maateaduste Instituut

Geoloogia osakond

Kris Kelp

RÕSTLA KARJÄÄRI PALEOKARSTI ILMINGUD

Magistritöö (30 EAP)

Juhendaja: Tõnu Pani, *MSc*

Tartu 2014

Sisukord

Sisukord.....	2
Sissejuhatus	3
1. Karst.....	4
1.1 Karsti tüübid.....	5
1.2 Karstivormid ja –nähtused Eestis	5
1.3 Karstikoopa arengufaasid	7
1.4 Paleokarsti dateerimine	8
1.5 Mitmejärguline karstumine	11
1.6 Paleokarsti vormide säilimine	12
2. Geoloogiline taust	13
2.1 Paleokarst Eestis.....	13
2.2 Karsti tekke arenguperioodid	14
2.3 Karstitühemete täited.....	15
2.4 Rõstla paekarjäärise	15
2.5 Ala arengulugu	18
2.6 Rõstla karjäärise esinevad kivimitüübid	18
2.7 Rõstla karjääri kivimite dolomiidistumisest.....	19
2.8 Rõstla karjääri kivimite paleomagnetismist	20
3. Materjal	21
4. Metoodika.....	36
5. Tulemused	37
5.1 Röntgenfluorestsents meetod	37
5.2 Röntgendifraktomeetria meetod	43
5.3 Süsiniku ja hapniku isotoopsuhte analüüsid.....	46
6. Arutelu ja järeldused	48
Kokkuvõte	51
Tänuavaldused.....	52
Kasutatud kirjanduse loetelu	53
Summary	56

Sissejuhatus

Karst on tänapäeval laialt levinud nähtus, seal hulgas Eestis. Karstivormide mattumisel ja vee aktiivse tegevuse lõppemisel saab sellest paleokarst. Vaatamata karsti laiiale tänapäevasele levikule pole paleokarsti nähtusi kuigi palju edukalt tõestatud. Põhjuseks on karstinähtuste keerukas areng ja probleemne säilimine.

Käesoleva töö esimeses pooles käsitletakse karsti ja paleokarstiga seotud teoreetilist tausta ja kirjeldatakse uuritud ala geoloogilist situatsiooni. Töö teises pooles kirjeldatakse Jõgevamaal Põltsamaa lähistel asuva Rõstla karjääri paleokarsti ilminguid ja selgitatakse nende teket.

Rõstla karjääri seintes avanevad õõnsused, mida täidavad oletatavad speleoteemid. Speleoteemid meenutavad oma tüübilt nõrg- ja tilkekive ja said uurimisobjektiks valitud oma sarnasuse tõttu tänapäevaste karstivormidega. Kõige tuntumaid speleoteeme, milleks on stalagmiidid ja stalagtiidid, pole karjäärist leitud. Mis muudab Rõstla karjääris esinevate speleoteemide esinemine huvitavaks, on nende koostis. Kui tänapäeval moodustuvad speleoteemid põhiliselt kaltsiidist, aragoniidist ja kipsist, siis Rõstlas on need dolomiidist ja neid katavad dolomiidi druusid.

Karstivormide esinemine on Rõstla karjääris seotud põhiliselt vaid ühe kivimitüübiga, mida kinnitavad varasemalt tehtud tööd karjääris (Kuldkepp, 2000; Teedumäe et al. 2001). Viimaste aastate jooksul on karjääri uues osas paljandund aluspõhja pealispind, mis on liigestatud 0,5 kuni 2 meetri sügavuste karstikraavidega. Need kraavid on samuti seotud muutunud kivimi vöönditega ja seega paleokarsti ilmingutega.

Rõstla karjääris leiduvad paleokarsti õõnsused on üldiselt hästi säilinud ja kõik käesolevas töös kasutatavad kivimipalad pärinevad hea säilivusega õõnsustest. Paleokarsti õõnsuste ja selles leiduvate speleoteemide tekke selgitamiseks tehti speleoteemidest lihvid ning uuriti nende keemilist, mineraloogilist ja isotoopkoostist.

1. Karst

Sõna karst tuleneb Sloveenias asuvast Karsti lavamaast, mida sloveenlased ise kutsuvad *Kras-*iks. Tegu on Aadria mere ääres asuva platooga, kus leidub rohkelt karstivorme ja kus karstumist esimest korda põhjalikult uuriti. Kirjalikud andmed karsti kohta pärinevad juba Antiik-Kreekast ning on seotud selliste kuulsate filosoofidega nagu näiteks Platon ja Aristoteles (White, 2007). Tõsisemale karsti uurimisele pani alguse 16-19 sajandil valitsenud geopoliitiline seis, mil paljud inimesed olid sunnitud rändama läbi Karsti lavamaa. Geomorfoloogia areng ja süstemaatiline koobaste uurimine olid viinud 19. sajandi lõpuks karsti laiemal uurimiseni (Kranjc, 2011).

Karsti uurimine on oluline tänapäevalgi, olles seotud ehitustegevuse, maavarade kaevandamise ja ennekõike oma olulisusega veemajanduses. Hinnanguliselt ligi 25% maailma elanikkonnast saavad vett karstiga seotud põhjaveekihtidest. Paljud karstivormid sisaldavad kaevandamisväärsid mineraale, naftat ja gaasi. Lisaks majanduslikule tähtsusele omavad mitmed karstivormid kultuurilist tähtsust (Ford et al. 1988; Heinsalu, 1978; Pirrus, 2007).

Karsti all mõistetakse geoloogilist protsessi, mis tekib ja areneb enamasti vees suhteliselt kergesti lahustuvais kivimeis ning väljendub spetsiifilistelt pindmiste ja maa-aluste karstivormide kompleksis ning hüdrograafilise võrgu ja põhjavete tsirkuleerimise omapäras. Karsti protsessis etendab peamist osa lahustumine, sekundaarseks protsessiks on erosioon, mille käigus lahustumatuid osakesi ära kantakse (Heinsalu, 1987). Karst on looduses laialt levinud nähtus, mida leidub paljudes maailma piirkondades, kus aluspõhjas on lahustuvaid kivimeid (Heinsalu, 1977).

Karsti omapära ja vastavalt sellele karstikoobaste suurus ning levik sõltuvad reast teguritest ja nende vastastikusest koosmõjust. Neist kõige tähtsam on karstuva kivimikompleksi kivimiline koostis ja lasumustingimused ning lõhelisuse iseloom. Olulised on ka sademete filtratsiooni- ja äravoolutingimused, mis omakorda olenevad reljeefist, pinnakatte paksusest ning koostisest. Karsti intensiivsuse määrab kliima, eriti aga sademete hulk ja jaotus aastaegade järgi. Tähtsad on veel kivimit lahustava vee mineralisatsioon ja agressiivsus (Heinsalu, 1987). Karbonaatsed kivimid on vees lahustuvad praktiliselt vaid siis, kui see sisaldab vaba süsihappet või teisi orgaanilisi või anorgaanilisi happeid (Heinsalu, 1977).

Karbonaatsete kivimite suhtes agressiivsed veed kujunevad keerulistes tingimustes. Juba maapinnale langevad sademed kujutavad paljukomponendilist lahust, mis formeerub atmosfääris vee, gaaside ja tahke aine osakeste koosmõjul. Maapinnal etendab agressiivsuse kujunemises suurt osa süsihappegaas, mis tekib mitmesuguste biokeemiliste protsesside tulemusena. Tänapäeval esineb süsihapet suurtes kogustes mullas (Heinsalu, 1977).

1.1 Karsti tüübid

Kõiki kergesti lahustuvaid kivimeid mõjutab maapinda imbuva vesi. Lisaks lubja- ja dolokivis esinevatele karstivormidele võib karstumine toimuda ka näiteks soolades, kipsis, marmoris, kvartsiidis, liivakivis ja isegi jääs (Bosák, 2008; Cigna, 2008; Pirrus, 2007). Olenevalt tekkekeskkonnast ja olemuselt jaotatakse karstinähtusi erinevatesse gruppidesse: hüperkarst, karst, parakarst ja hüpokarst (Cigna, 2008).

Lubjakivides esinevad karstiilmingud kuuluvad karsti alla – neis määravad faaside tasakaalu kolm komponenti: karbonaat, vesi ja süsihappegaas. Evaporiitides ja ränikivides esinevad karstinähtused kuuluvad parakarsti alla – neis määravad faaside tasakaalu kivimit moodustav mineraal ja vesi. Karstumine evaporiitides on keskmiselt ligi 100 korda kiirem kui karbonaatides ja ränikivides ligi 100 korda aeglasem (Bosák, 2008). Jääs esinevad karstinähtused kuuluvad hüpokarsti alla –faasi tasakaalu määrab ainult vesi. Hüperkarsti puhul määravad faaside tasakaalu rohkem kui kolm komponenti ja hüperkarsti alla võiks paigutada keerukamates protsessides ja/või keskkondades tekkinud karstivormid, nagu näiteks hüdrotarmaalne karst. (Cigna, 2008).

Erineva nähtus on pseudokarst. Pseudokarsti vormid võivad tekkida nii lainete kulutava toime, vulkaanilise tegevuse, liustike ja igikeltsa sulamise, tuule mõju, maalihete, pinnase erosiooni, murenemise ja inimtegevuse tulemusel. Kuna terminid erineva tekkega vormide jaoks on juba olemas ning nende teke pole karstumisega otseselt seotud, sest antud vormide teke toimub peamiselt füüsikaliste protsesside tulemusel (Cigna, 2008), pole termini „pseudokarst“ kasutamine soovitatav (Ebenhard ja Sharples, 2013). Sellegipoolest on pseudokarstiks loetud vormid tihtipeale karstivormidega sarnased ja see võib kujuneda probleemiks paleokarsti vormide klassifitseerimisel.

1.2 Karstivormid ja –nähtused Eestis

Väljakujunenud karstiaala koosneb kolmest osast: 1) neeldumisala, kus vesi suubub maa alla, 2) maa-aluste käikude võrgustik ja 3) väljavoolu ala, kus esinevad allikaid, langatusala ja jäänukvormid (Ford et al. 1988).

Neeldumisalal leiduvad karstivormid on karrid, avalõhed ja kurisud.

Karrideks nimetatakse vee lahustaval toime lubjakivi ja dolomiidi pinnal moodustunud mõnekümne sentimeetri sügavusi auke, lohke ja vaokesi. Süvendeid eraldavad üksteisest, kui neid on hõredalt, suhteliselt tasased kõrgemad pinnad, kui aga tihedalt, siis kühmud ja harjad. Karre leidub maapinnal peamiselt paljaskarsti ehk maapinnal paljanduvate karstuvate kivimite, harvem kamardunud karsti ehk õhukese mullakamaraga kaetud karsti aladel. Karre esineb kohati ka aluspõhja pealispinnal pinnakatte all, lubjakivi tükkidel pinnakatte sees ja koobastes maa all (Heinsalu, 1977).

Avalõhed on tekkinud (tektooniliste) lõhede karstumisest ja neid leidub loopealsetel, kus pinnakate on väga õhuke. Avalõhede laius on enamasti mõni sentimeeter, väga harva isegi 0,5-1m. Lõhede ristumiskohades on see suurem, otstes väiksem. Avalõhede sügavus on kohati mitu meetrit, kusjuures laius sügavusega väheneb. Nende pikkus ulatub mõnest meetrit mitmekümne meetrini. Avalõhede kujunemises etendab tähtsat osa ka erosioon, kui vesi saab piki lõhet kiiresti voolata (Heinsalu, 1977).

Kurisuteks nimetatakse suuremaid, mitme kuni mitmekümne meetri laiusi lehtri-, lohu- või liuakujulisi karstivorme, mis võivad pinnavett neelata. Põhiliselt sõltuvalt maapinna reljeefist, pinnakatte paksusest ja koostisest, karstunud kivimite ning lõhelisuse iseloomust, kurisu vanusest ja selle arengustaadiumist on kurisud mitmesugused. Kõige nooremad ja väiksemamõõdulised on liudja või koonusja kujuga kurisud. Neist suuremad on ovaalse kujuga kurisud. Korrapäratu kujuga kurisud on tüüpiliselt rohkem arenenud karstiala tunnuseks. Samuti on korrapäratu kujuga kurisute neelamisvõime suurem, kuna neis esineb rohkem pugemeid ja karstunud lõhed on laiemad. Kurisute ja langatuslehrите liitumisest võib moodustuda karstiorg, mis võib jääda juba väljavoolu alasse (Heinsalu, 1977).

Nagu nimigi ütleb, jäävad maa-aluste käikude võrgustiku alasse lisaks käikudele ka tühemed: koopad, lõhed ja kavernid. Karstitühemed võivad olla täitunud setetega, mis on enamasti maapinnalt neisse veega kantud (Heinsalu, 1977).

Karstikoopad tekivad eelistatult lõhede hargnemis- ja ristumiskohtades. Koobastest hargnevad tihti erisuunalised käigud, mille liitumisel kujunevad keerukad tunnelkoobaste süsteemid. Koobaste liitumisel ja sobiva põhjakalde olemasolul hakkab vesi neis voolama, moodustades kindlasuunalise maa-aluse veevoolu ehk salajõe. Salajõed tõstavad tugevasti veevahetuse

intensiivsust maapõues ja hoogustavad teistegi karstivormide arengut. Koos voolavate salajõgedega võib esineda seisvad veekogumid, tinglikult salajärvikud (Pirrus, 2007).

Väljavoolualal satub karstivormides ringlev vesi taas maapinnale. Siia kuuluvad ka varasemad maa-alused karstivormid, mille lagi on lahustumis- ja erosiooniliste protsesside järel kokku varisenud. Sellist nähtust nimetatakse langatusalaks, mis omakorda on osaks karstiorust. Langatusalal võib esineda ümbritsevast kivimist tugevamaid kihte, mis võivad moodustada sambaid. Neid nimetatakse jäänukvormideks.

Väljavooluala iseloomulikuks tunnuseks on karstiallikad. Lõhe-karstivee väikese sügavuse tingimustes on karstiallikad väga laialt levinud nähtus. Sageli on allikad üsna suured, andes alguse veerikkale ojale. Allikate iseloom, asukoht ja leviku iseärasused olenevad põhiliselt geoloogilistest, geomorfoloogilistest ja hüdrogeoloogilistest tingimustest. Põhjavee väljavoolu iseloomu järgi liigitatakse neid lange- ja tõusuallikateks. Langeallikaid iseloomustab surveta, toitealalt allapoole liikuva vabapinnalise põhjavee väljavool. Tõusuallikate kohal voolab põhjavesi maapinnale alt üles hüdrostaatilise surve mõjul. Vee ülesvoolust tekkivaid süvendeid nimetatakse allikalehtriteks – ja lohkuks (Heinsalu, 1977).

Kui karstitühemed on väga väikesed ja vee liikumine nendes aeglane, siis neil juhtudel valgub pinnavesi maa all mööda lõhesid laiali ja nähtav väljavoolu ala puudub (Heinsalu, 1978).

1.3 Karstikoopa arengufaasid

Karstikoobaste teke hõlmab endas kolme faasi: 1) lõhefaas, mille käigus toimub lõhe esmane suurenemine kriitilise piirini. 2) Lähimurde faas, mille käigus toimub küllaltki järsk üleminek kiirele lahusutmisele ja protokoopast areneb välja tõeline koopas. 3) Suurenemisfaas, mille käigus areneb välja kanalite võrgustik ja toimub koopa laienemine (Bosák, 2008).

Lõhefaas kestab 1 ka kuni 10 Ma, olenevalt tingimustest. Ka soodsate tingimuste korral võib see kesta miljoneid aastaid. Tingimused on määratud lahustavate kivimite iseloomust, vee koostisest ja algsete vee liikumisteede, nagu lõhede ja pooride olemasolust (Heinsalu, 1977). Kõige rohkem sõltub see olemasolevate rikete pikkustest ja nende algsest laiuusest. Rikke laienemisel 0,5 - 5 cm-ni toimub kineetiline lähimurre, pärast mida võib vee voolamine muutuda turbulentseks (Bosák, 2008). Sobivate tingimuste juures võib karstumine alata juba setete diagenesi käigus, mil setted pole veel täielikult kivistunud (Bosák, 2003).

Läbimurde faas kestab kuni 100 ka, jäädes tõenäoliselt alla 10 ka. Antud faasi pikkust mõjutavad näiteks filtratsioonigradiendi suurus, temperatuur, P_{CO_2} ning orgaaniliste- ja teiste hapete olemasolu (Bosák, 2008).

Suurenemisfaasis toimub koopavormide ja kanalite laienemine. Laienemiskiirust mõjutavad mitmed tegurid: geoloogilised tingimused nagu litoloogia, primaarne ja sekundaarne poorsus; kliimatingimused nagu temperatuur, sademete ja ringleva vee hulk; hüdrokeemilised tingimused nagu erinevate lahustite esinemine ja nende kontsentratsioon; purdsetete hulk süsteemis ringlevas vees. 1 meetrise läbimõõduga koopa moodustumiseks võib suurenemisfaasis kuluda mõnesajast aastast üle 100 ka, hüdrotermaalse tekkega koobaste puhul 100 ka kuni 1 Ma. Veega täidetud koobaste puhul jääb arvutuslik laienemiskiirus tavaliselt 0,2 kuni 3 mm juurde ühes aastas (Bosák, 2008).

Mammutikoopa (*Mammoth Cave*) – maailma pikima koopa – iga suurema korruse käigustiku moodustumise perioodiks on arvatud 100 ka, alates läbimurdefaasist kuni suurenemisfaasini, mil koopad saavutasid läbimõõdu 5 - 10 m. Tuletorni koopa (*Lighthouse Cave*) – Bahamale kuuluva San Salvadori saare suurima koopa – moodustumisajaks on arvatud 49 ka. Antud väärtus on tuletatud tuulesetete tsementatsiooni vanusest, kuhu karstikoobas on tekkinud ja koopas esineva stalagmiidi U-Th vanuse vahest. Lisaks on mitmest maailma paigust leitud koopaid, mille teke viitab viimase jääaja järgsele perioodile ja nende vanuseks on seega 8 kuni 15 ka (Bosák, 2008).

Karstumise lõppu tähistab vaieldamatult moment, kui karstunud kivimikiht, on täielikult koos selles asetsenud karstivormidega ära lahustunud või kulutatud. Kulutuse või teiste protsesside tagajärjel võib hävida ka vaid osa karstist. Säilinud paleokarsti vormide puhul loetakse karstumise lõpuks seda, kui hüdroloogiline tegevus ja läbi selle kivimite lahustumine lõppeb. Karstist saab "surnud karst" (Bosák, 2003; Bosák, 2008).

1.4 Paleokarsti dateerimine

Kuni 20. sajandi teise pooleni oli levinud arusaam, et enamus pinnavorme koos neis sisalduvate koobaste ja karsivormidega olid noored, kuni Pleistotseeni vanusega ja nooremad. Lisaks arvati, et karstivormid tekkisid lühikese aja jooksul ühe geoloogilise protsessi tulemusel. 1970-ndatel hakkas see mõttelaad muutuma. Karstumist hakati pidama mitmeastmeliseks protsessiks, mis võib vahepeal peatuda ja seejärel uuesti aktiveeruda ja lisaks hakati mõistma, et pinnavormid võivad olla oluliselt vanemad, kui seni arvatud (Armstrong ja Osborne, 2005).

Kainosoikumist vanemaid koopaid ja sellega seotud karstivorme pole kuigi palju usaldusväärselt dateeritud. See ei tulene sellest, et neid vorme leiduks vähe, vaid asjaolust, et paleokarsti vanuse tõestamine on äärmiselt keeruline. Suhtelise dateerimise meetodid võivad küll anda ettekujutuse paleokarsti tekkeaja kohta, kuid täpset arvulist väärtust neilt ei saa. Probleemsed on ka absoluutse vanuse dateerimise meetodid. Karsti vormides leiduvate setete vanuse määramine ei pruugi karstivormi enda vanuse kohta midagi öelda. Setted võivad pärineda ümbritsevast keskkonnast ja olla paleokarstist endast kas oluliselt nooremad või ka vanemad (Armstrong ja Osborne, 2005).

Vanim teadaolev paleokarsti nähtus koos koobaste ja selles asuvate setetega pärineb Paleoproterosoikumist, olles 2,2 Ga vana ja paiknedes Transvaalis, Lõuna-Aafrika Vabariigis. Proterosoikumi vanusega paleokarsti alasid on veel teada mitmes kohas Kanadas, Hiinas, Venemaal ja Austraalias (Bosák, 2003).

Paleokarsti dateerimiseks kasutatakse paljusid erinevaid dateerimismeetodeid, mis annavad tulemuseks absoluutse vanuse või suhtelise vanuse.

Absoluutse vanuse määramiseks kasutatakse põhiliselt isotoopmeetodeid ja radiomeetrilisi meetodeid. Isotoopmeetodid uurivad muutusi isotoopkoostises radioaktiivse lagunemise tõttu. Sobiva meetodi kasutamine sõltub proovi vanusest. Siia alla kuuluvad näiteks nii U/Pb, K/Ar, Rb/Sr, radiosüsiniku meetod ja veel kümned teised meetodid. Nende ühiseks omaduseks ja karsti puhul päris suureks nõrkuseks on see, et pärast settimist peab süsteem olema suletud. Radiomeetrilised meetodid mõõdavad radioaktiivse lagunemise kumulatiivset mõju. Siia alla kuulub näiteks *fission-track* meetod (Bosák, 2003).

Suhtelise vanuse määramiseks kasutatakse stratigraafiat. Stratigraafia, ennekõike litostratigraafia, on karstivormide vanuse määramise aluseks. Kahjuks on paleokarsti ja selles sisalduvate setete arengulugu tihtilugu väga keeruline. Probleemiks on see, et stratigraafia üks fundamentaalsetest printsiipidest, superpositsiooniprintsiip, ei ole tihti karstivormidele kohandatav. Lisaks on üldiselt põiksed suhted paleokarsti arenguloo selgitamisel olulisemad kui kihtide lasuvuse suhted (Armstrong ja Osborne, 2005).

Paleokarstist leiduvate setete probleemiks on nende segunemine ja ümbertöötlemine, mistõttu võib vaid oletada, kuna nad vormidesse sattusid. Dateerimist muudab veelgi raskemaks asjaolu, et litifitseerunud setted ei pruugi litifitseerumata setetest vanemad olla, kuna üldiselt ei toimu karstivormides setete kivistumine mitte tihenemise tagajärjel, vaid nende

tsementeerumisel. Tsementeerumine sõltub pigem veejuhtivusest ja settekeskkonnast kui ajast (Armstrong ja Osborne, 2005).

Karstivormide suurus ja ulatus sõltub suurel määral karstumiseks sobiva aja pikkusest ja see tuleneb põiksuse ulatusest. Mida väiksemat ajaperioodi põiksus enda all hõlmab, seda vähem aega on karstumiseks aga ka teisteks pinnapealseteks – ja lähedasteks kulutuslikeks protsessideks ja seda suurem on tõenäosus karstivormide säilimiseks. Lisaks annab see võimaluse põiksuse ulatust täpsemalt dateerida (Bosák, 2003).

Kõige paremad tingimused paleokarsti vormide säilimiseks on merelist või kontinentaalset päritolu settekihi all, mis on settinud vahetult pärast karstumise lõppemist või selle ajal. Tulenevalt sellest määratakse üldiselt paleokarsti vanuseks põiksuse lõpudaatum või periood natuke enne seda (Bosák, 2003).

Paleokarsti dateerimiseks on võimalik kasutada ka biostratigraafiat, kuid selle miinuseks on tihtipeale dateeritavate fossiilide puudumine paleokarsti täidetes. Kuna karstivormides endis elutsevad liigid on tavaliselt väikse levialaga, siis neid korreleerimisel enamasti kasutada ei saa ja dateerimiseks kasutatakse liike, kes pärinevad väljastpoolt karstivorme (Bosák, 2003). Kõige edukamalt kasutatakse selleks merelist päritolu fossiile, keda leidub nii paleokarsti täitvates setetes, kui ka lähedalasuvates kihtides, kuna nii on neid võimalik korreleerida ja seeläbi dateerida (Armstrong ja Osborne, 2005).

Karstivormide tekkeaja kohta võib olulist informatsiooni anda ka magmatism ja tektoonika. Magmatismiga võivad olla seotud karstivormides asuvad setted, intrusioonid ja kontaktmoone, mis aitavad karstivormide vanust määrata. Lisaks võib magmatism põhjustada hüdrotërmaalset tsirkulatsiooni, mille tulemusena tekib hüdrotërmaalne karst. Tektoonikaga on karsti areng seotud nii läbi murrangute kui kurrutuste. Kuigi karstivormid võivad teatud murrangutüüpide puhul säilida, ei ole nende säilimine intensiivse kurrutuse tingimustes väga tõenäoline. Seega peavad oma vormi säilitanud karstivormid olema viimasest kurrutusepisoodist nooremad. Paleokarsti vormide puhul võib see olla heaks indikaatoriks nende suurima vanuse kohta (Armstrong ja Osborne, 2005).

Paleokarsti vormide vanuse kohta annab vihjeid ka magnetostratigraafiaga ja stabiilsete isotoopide analüüs (Bosák, 2003). Põhiliselt kasutatakse kahte stabiilsete isotoopide paari: $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ja $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Süsiniku ja hapniku isotoopkoostise suhe võib väljendada erinevaid keskkonnamõjusid. Süsiniku isotoopsuhte muutused võivad tuleneda settekeskkonna

muutusest või bioloogilisest tegevusest. Hapniku isotoopsuhte muutused võivad tuleneda settekeskkonna temperatuuri muutumisest ja kivimit läbivate vedelike isotoopkoostisest (Kelp, 2011).

Maa-aluste karstivormide puhul sõltub süsiniku isotoopkoostis põhiliselt lahustunud anorgaanilise süsiniku koostisest, mis väljendab arvatavasti karstivormi katva mulla ja taimestiku tüüpe. Hapniku isotoopkoostis sõltub karstikoopa temperatuurist, ookeani temperatuurist, vihmavee koostisest ja globaalsest jää mahust (Nordhoff, 2005).

1.5 Mitmejärguline karstumine

Paleokarsti dateerimise keerukus seisneb selles, et tema mattumine või karstivormide täitumine setetega võib tähistada kõigest ühte episoodi karsti arengus. Karsti katvad setted võivad kulutuse tagajärjel kaduda, täitvad setted ära kanduda või lahustuda ja karstumist põhjustavad protsessid taastuda. Ka tänapäeval aktiivsed olevad karstialad võivad olla seotud paleokarstiga, kuigi noorte koobaste ja karstivormide esinemine koos paleokarstiga kuigi levinud ei ole (Armstrong ja Osborne, 2003). Lisaks peab meeles pidama, et isegi juhul, kui paleokarst esineb koos noore karstiga, esindavad paleokarsti leiud niinimetatud "surnud karsti", mille vormide moodustumine on lõppenud ja vesi neis enam aktiivselt ei tegutse (Pirrus, 2007).

Karsti „elustumist“ soodustavad mitmed tegurid: esiteks lahustuvate kivimite, milles karst saaks kujuneda, paiknemine settebasseini äärealadel. Mere transgresioonil või maapinna tektoonilisel langemisel kaetakse karstunud pind ja selles sisalduvad karstivormid kas osaliselt või täielikult setetega, tagades nende säilimise. Kui peaks toimuma mere regressioon või pinnase tõusmine, satuvad paleokarsti ilmingud neid katvate setete kulutuse järel taas maapinnale või selle lähedale. Karstivorme täitvate setete ärakandel võib karstivormide areng jätkuda (Armstrong ja Osborne, 2003).

Teiseks paiknemine suuremastaapse antiklinaali luku alal. Põhjuseks on antiklinaali tüüpiliselt suurem kulutus, mistõttu mattunud paleokarst satub maapinnale lähemale. Piisavalt suuremõtmelise kurrutuse puhul võib kurru luku alal paleokarsti vormide kuju küllaltki hästi säilida. Lisaks aitab sellises situatsioonis karstumise jätkumisele kaasa karsti vertikaalsete struktuuride orientatsiooni säilimine (Armstrong ja Osborne, 2003).

Kolmandaks soodustab karstumise jätkumist karstiõõnsuste täitumine mineraalidega, mis aeratsioonivööndisse sattudes hakkavad lagunema. Üheks selliseks mineraaliks on näiteks püriit (Armstrong ja Osborne, 2003).

Neljandaks võib mattunud paleokarst saada osaks hüdrotermaalsest ringlusest, kuna tõusvad lahused läbivad eelistatult juba olemasolevaid karstiõõnsusi, millel on ümbritsevast kivimist parem veejuhtivus (Armstrong ja Osborne, 2003).

Viiendaks karstumise jätkumisele võib kaasa aidata ka paragenees, mis tüüpiliselt esineb situatsioonides, kus noored koopad on tekkinud vanade setetega täitunud karstikoobaste alla. Parageneesi käigus toimub noorte küllastusvööndis paiknevate koobaste laes sisuliselt samaaegne setete transport, settimine ja lahustumine. Protsessi tulemusena saavad vanad karstiõõnsused osaks uutest koobastest (Armstrong ja Osborne, 2003; Farrant ja Smart, 2011).

Kuuendaks jääajad võivad samuti mängida rolli paleokarsti vormide säilimisel ja karstumise jätkumisel. Esiteks seoses liustikuorgudega, mis võivad paleokarsti läbida ja alandada põhjavee taset, mille tulemusel karstumine peatub. Karstivormide täitumine purdsetetega loob eeldused jääajajärgse põhjaveekihi tekkeks, milles võib karstumine jätkuda. Suur kogus sulavett võib tõsta põhjavee taset, sattuda kurisutesse ja sügavatesse põhjaveekihtidesse, mis kõik võivad kaasa aidata karstumise jätkumisele (Armstrong ja Osborne, 2003).

Mitmejärguline karstumine ei ole problemaatiline vaid vanade karstivormide võimaliku hävimise tõttu. See tekitab probleeme ka karsti vanuse määramisel, kuna karsti taasaktiveerumise käigus võivad seguneda erinevate ajastute karstivormide täited ja muuta dateerimise võimatuks (Bosák, 2003). Selle nähtuse mittearvestamise tulemuseks võib olla valedel andmetel põhinev interpretatsioon, kuna vanemate karstinähtuste areng võib hõlmata isegi sadu miljoneid aastaid.

1.6 Paleokarsti vormide säilimine

Kuivõrd mitmejärguline karstumine on küllaltki tavaline, ei säili mitte kõik karstinähtused ja karsti arenguetapid. Osad karstivormid satuvad subduktsioonivöönditesse, osad ei satu pinnasele kunagi piisavalt lähedale, osad deformeeruvad ulatuses, mis ei lase neil ka soodsatesse tingimustesse sattudes taas aktiveeruda ja ka sügavamale mattunud karstivormid ei pruugi pääseda vete mõjusfäärist, mis võivad karsti ilmingud hävitada. Seega on karsti säilimiseks vajalikud teatud geoloogilised tingimused (Armstrong ja Osborne, 2003; Pirrus, 2007).

Paleokarsti vormide säilimise esmatingimuseks on karstumist põhjustavate protsesside peatumine. Seda võib põhjustada näiteks nii metamorfism, mineralisatsioon, mere transgresioon, kattumine kontinentaalsete setetega või vulkaanilise materjaliga, kliimamuutused, põhjaveekihi alanemine või kadumine ja karstiõõnsuste või maapealsete lõhede täitumine setetega. Lõhed täituvad tüüpiliselt purdsetetega, mis võivad olla fluviaalset, deluviaalset või eoolset päritolu. Teisalt võivad lõhesid blokeerida speleoteemid, püroklastiline materjal ja laava (Armstrong ja Osborne, 2003; Bosák, 2008).

Setetest täitumata paleokarsti vormide säilimiseks on oluline lisaks karstumist põhjustavate protsesside lõppemisele ka isolatsioon maapealsetest protsessidest. Isolatsiooni maapealsetest protsessidest võib tagada karsti kattev veepide ja maapealsete lõhede ja avade blokeerumine (Armstrong ja Osborne, 2003).

2. Geoloogiline taust

2.1 Paleokarst Eestis

Eestis avaldub karst peamiselt vettneelavate kurisute, maa-aluste jõgede, karstiallikate ja -järvede ning mitmesuguste maapõues leiduvate väikeste tühemete näol. Tingimused karsti arenguks on üldiselt soodsad, ühe erandiga. Aluspõhja karbonaatkivimid koosnevad siin suuremalt jaolt õhukesekihilistest savikaist dolomiitsetest lubjakividest, lubjakividest ja dolomiitidest, mis lahustuvad suhteliselt halvasti. Nende kihtide vahel on rohkesti õhukesi mergli ja savi vahekihte, mis takistavad karsti arengut sügavuti. Puhtaid lubjakive ja dolomiite, mis lahustuvad hästi, esineb vähe. Osa lademeid või nende osi on kohati nii savikad, et moodustavad ulatuslikke veepidemeid (Heinsalu, 1987).

Lubjakivide ja dolomiitide õhukesekihilise savikuse tõttu ei olegi Eestis hiiglasuuri karstikoopaid. Nad on pisikesed ja asuvad peamiselt maapinna lähedal kuni 10 m sügavusel. Sügavamal kui 30 m on karst tavaliselt arenenud juba väga nõrgalt. Erandi moodustavad vaid kohad, kus esinevad tektoonilised lõhevööndid, mille piires esineb intensiivse kivimite lõhelisuse tõttu karstivorme isegi sügavamal kui 100 m (Heinsalu, 1987).

Koobastest väiksemaid karstitühemeid leidub kõigis aluspõhja lademetes ja nad kujutavad väga väikesi kanalikesi ja kaverne. Kanalikeste ristlõike kuju on enamasti madal ja lai, harvem kõrge ning kitsas, vastavalt kujunemisele kas kihipinna või püstlõhe järgi. Lähestikku asuvad karstikanalikesed on omavahel tavaliselt ühenduses (Heinsalu, 1977).

Enim leidub lahustumisest tekkinud kaverne ja poore dolomiitides. Karstist tingitud poorsuse ja kavernoossuse arengu aluseks on kivimis varem kujunenud niisugune poorsus, milles poorid on omavahel lõhede ja kanalitega ühendatud. See võimaldab vee liikumist läbi pooride ning nendelaienemist lahustumise teel, eeldusel, et vesi on agressiivne (Heinsalu, 1977).

Poorsus ja kavernoosus võib olla mitmesugune, sõltuvalt kivimi dolomiidistumise astmest, terrigeense aine sisaldusest ning struktuurist. Tingimused poorsuse ja kavernoossuse arenguks lahustumise teel on olnud eriti soodsad väikese savisisaldusega sekundaarsetes dolomiitides, tänu dolomiidistumisel tekkivale poorsusele. Lubjakivides ja primaarsetes dolomiitides on karstist tingitud poorsus ja kavernoosus haruldane. Savikates kivimites ei ole see arenenud (Heinsalu, 1977).

2.2 Karsti tekke arenguperioodid

Üldiselt võib Eesti karsti tekke jaotada kolme perioodi. Esimene karsti arengu periood algas Paleosoikumis, Siluris, pärast mere taganemist ja kestis ligikaudu 10 miljonit aastat. Selles ajavahemikus arenes karst sügavuti peamiselt varem tekkinud kirde-edela-suunaliste tektooniliste rikkevööndite kohal. Ka tänapäeval võimaldab karsti arengut, vee infiltratsiooni kivimitesse ja selle edasiliikumist Ordoviitsiumi, Siluri ja Ülem-Devoni karbonaatseis kivimeis olev tihe lõhedevõrk (Heinsalu, 1977).

Teine periood, kestusega 340 miljonit aastat, hõlmab ajavahemikku Ülem-Devonist kuni esimese jääajani Kvaternaaris. Selle väga pika kulutusperioodi vältel kujunes välja ka tänapäeval nähtav aluspõhja reljeef. Enne jääaegu oli karstumine kõige intensiivsem arvatavasti Paleogeenis ja Neogeenis umbes 50 miljoni aasta vältel, kui vaadeldav ala kerkis tektooniliste tõusuliikumiste tulemusena ja meri oli Eesti suhtes üle 100 meetri madalam praegusaegsest tasemest. Siis kulutati aluspõhja sügavad orud, mistõttu kohalik erosioonibaas oli paljudes kohtades mitmekümne meetri sügavusel. See soodustas karstivormide arengut (Heinsalu, 1977).

Kolmas periood hõlmab Kvaternaari, mille jooksul Eesti oli mitmel korral kaetud mandrijääga ning mis iga kord kandis ära peaaegu kogu varasema pinnakatte. Väiksemale ja suuremale kulutusele allusid ka osad aluspõhja pealmised kihid, mille tagajärjel pindmised karstivormid suuremalt jaolt hävinesid. Pärast mandrijää viimast taganemist ja Läänemere taseme alanemist sai karst kujunema hakata, Kagu-Eestis ja Põhja-Eesti kõrgematel aladel mõni tuhat aastat varem kui Lääne- ja Loode-Eesti rannikulähedastel aladel (Heinsalu, 1977).

2.3 Karstitühemete täited

Karstikoopaid ja –kanaleid täitva materjali koostis ja vanus võib olla mitmesugune. Kui liivakas-savine materjal on kihitatud ning sisaldab kvartsi, päevakivi, barüüdi ja leukokseeni kõrval rohkesti ka vilku, siis võib seda pidada Devonieegseks. Vastavad karstivormid on tekkinud esimesel karstiepohhil, mis leidis aset Devoni transgressioonieelsele kontinentaalsele perioodil (Heinsalu, 1977).

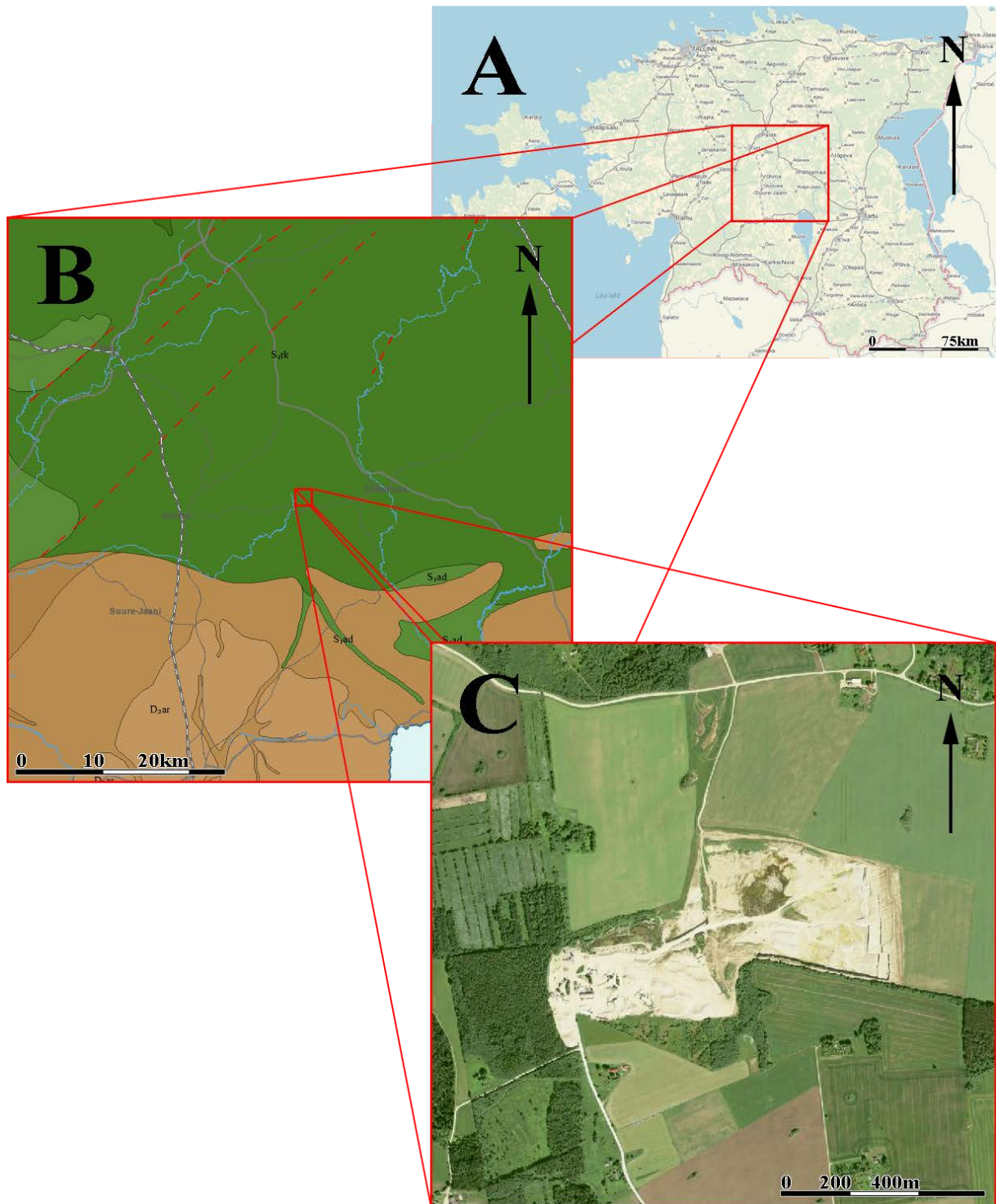
Need vanad karstitühemed, mis tekkisid maapinna lähedal juba teisel karstiepohhil, mis kestis Devonist kuni Kvaternaaris esinenud jääaegadeni, võivad olla täitunud samuti savi ja liivaga. Mitmes kohas Eestis, seal hulgas Võhma ümbruses täidab kohati karre ja lõhesid telliskivipunane karbonaatne savi, mis kujutab endast Pleistotseenieelset deluuviumi. Enamasti on aga Pleistotseenieelsete karstivormide täitematerjal liivakas, sisaldades kristalsete kivimite veeriseid ning on järelikult mandrijää sulamisvee sete (Heinsalu, 1977).

Jäävaheaegadel või Holotseenis erosiooni või sufosiooni teel karstitühemetesse kantud liivakassaviseis seteteis võib leiduda huumuse, puutükkide, - lehtede ning rohttaimedejäänuseid (Heinsalu, 1977).

Kui vanade täidetud karstitühemete arengu ülemist vanusepiiri on karstivormis leiduvate setete uurimisega võimalik määrata, siis alumist piiri kindlaks teha on väga raske. Karstitühemed võisid areneda mitmesuguse kiirusega, olenevalt tingimustest ühes või teises kohas ja nende muutumisest ajas. Võib ka arvata, et Devoni transgressiooni ajal või mandrijää sulamisel ei täitunud osa karstitühemaid setetega või täitus vaid osaliselt ja järgmisel karstiepohhil nende kasv jätkus. Seda arvestades võib mandrijää sulamisvee või Holotseensete setetega täidetud karstitühemete arengu algus ulatuda isegi Devonieelsesse kontinentaalsesse perioodi (Heinsalu, 1977).

2.4 Rõstla paekarjäär

Rõstla paekarjäär asub Jõgeva maakonna läänepiiril, Põltsamaa vallas, Põltsamaast linnulennult ligi 10 km lääne pool ja Rõstla külast ligi 2 km põhja pool (Joonis 1). Karjäär on tegutsenud Põltsamaa Graniit OÜ, kes toodab Kesk- ja Lõuna-Eesti paljudele piirkondadele kvaliteetset ja tugevat dolomiidikillustikku, mida saab kasutada nii tee-ehituses, betooni- ja asfalditööstuses kasutatava killustiku valmistamiseks ning murtud paekivina müüri ladumiseks ja dekoratiivsetel eesmärkidel (Põltsamaa Graniit, 2014).



Joonis 1. Rõstla karjääri paiknemine ja kuju. Rõstla karjääri asukoht Eesti kaardil (A). Piirkonnas avanevate aluspõhja kivimite vanus (tumeroheline tähistab Siluri Raikküla ladet, heleroheline Adavere ladet, tumepruun Devoni Pärnu ladet, pruun Narva ladet ja helepruun Aruküla ladet) (B). Karjääri kuju (C). Kaartide autor Maa-amet.

Karjääri edelapoolne, vanem, väljatöötatud osa on umbes 10-13 m sügavune, läbimõõduga 400-500 m ja kasulikuks kihiks antud mäeeraldises on Raikküla lademe Imavere ja Mõhküla

kihtide dolokivid, mille paksus varieerub 10-17 m vahel (Ainsaar, 1995; Rõstla paekarjäär, 2014). Praegu jätkub tootmine uue mäeeraldise idapoolses küljes (Joonis 2), mis on läbimõõduga ligi 500 m ja kasulikuks kihiks on Raikküla lademe dolokivid, mille keskmine paksus on 10-17m. Dolokivi ei ole antud karjääris väljutatud täies mahus, kuna kaevandamise käigus selgus, et sügavamad kihid olid savirikkad, ega sobinud seetõttu killustiku tootmiseks (Rõstla dolokivimaardlasse..., 2014). Praeguste kaevandusmahtude juures jagub ehitusdolokivi karjääris veel 10-15 aastaks (Rõstla II paekarjäär, 2014).



Joonis 2. Karjääri idasein 2010 aasta sügisel. Foto autor Tõnu Pani.

Rõstla karjääri piires levib Siluri veekompleksi Raikküla veekiht, mis koosneb lõhelisest ja karstunud dolokividest. Veekiht antud alal on surveta ja ümbritsevas piirkonnas jääb 5-15 m sügavusel, sõltudes paikkonna reljeefist. Karjääri põhjaosas paikneb pumpla ja veekraavid, mis teenindasid nii vanemat karjääri osa ning teenindavad praegu töötavat uut mäeeraldist. Veekraavidest koguneb vesi isevoolu teel edasi Rõstla mäeeraldisel asuvasse veekogujatesse. Sealt pumbatakse vesi settebasseinidesse ja puhastatud vesi edasi Navesti jõkke (Rõstla dolokivimaardlasse..., 2014).

Keemilise koostise poolest on kivim kõrge MgO sisaldusega, keskmiselt 20,37%, kuid ebahühtlaselt jaotunud terrigeense lisandiga 3,58-12,5%. Seetõttu ei saa kivimit kasutada tehnoloogilise dolokivina (Rõstla dolokivimaardlasse..., 2014).

2.5 Ala arengulugu

Kesk-Eesti Raikküla lademe moodustumine algas Llandovery keskel, kui Ordoviitsiumi-Siluri Balti Paleobasseini kirdenurgas settisid madalmerelises tingimuses peaaegu puhtad bioklastilised lubjakivid, millele järgnes nende osaline sekundaarne dolomiidistumine (Teedumäe et al 2001). Dolomiidistumise põhjuseks oli basseini arengu regressiivsed faasid (Teedumäe et al 2004). Sama perioodi iseloomustab ka üleminek niiskelt parasvöötmeliselt kliimalt kuivale lähistroopilisele kliimale (Teedumäe et al 2001). Llandovery keskpaigust kuni Ludlowini toimus Mõhkküla kihtide mattumine karbonaatkivimite alla (Plado et al. 2008).

Siluri lõpust kuni Devoni alguseni toimus setete tihenemine Kaledoonia orogeneesi mõjutusel. Sel perioodil moodustusid ka põhiliselt kirde-edela-suunalised rikkevööndid ja toimus lasuvate Siluri settekihtide murenemine ja erosioon, mille tulemusena Raikküla lade taas paljandus. Siin perioodis hakkas arvatavasti toimuma ka varasem dolomiidistumine ja arenema karstikoopad ja – kanalikesed (Plado et al. 2008).

Kesk-Devonist kuni Ülem-Devonini toimus kergelt lõunasuunalise kallakusega settekihtide mattumine transgressiivset päritolu Devoni setete alla, mille paksuseks kujunes mõnisada meetrit (Plado et al. 2008).

Valdavalt kontinentaalne olukord püsis Eesti aladel alates Karbonist kuni Paleogeeni. Neogeneeni kontinentaalse perioodi jooksul Raikküla lade taas paljandus ja lõpuks mattus õhukese Kvaternaari setete kihi alla (Plado et al. 2008).

2.6 Rõstla karjääris esinevad kivimitüübid

Rõstla vanema väljatöötatud osa põhjaseina 11,5 m läbilõikel paljanduvate kivimite järgi, milles suurima osa moodustavad Mõhkküla kihid, on karjääri põhiliseks kivimitüübiks peenekristalliline punaste kirjadega dolomiit, milles esineb õhukesi detriitse dolomiidi läätsi. Läbilõike keskosas on 1,5 m paksune jämekristalse kavernoosse dolomiidi kiht. Kogu läbilõike ulatuses esineb valgeid ränimugulaid ja ränistunud pentameriidide kuhjeid. Murru põhjas paljanduv kirju savikam dolomiit kuulub ilmselt Imavere kihtidesse (Ainsaar, 1995).

Rõstla karjääri andmetel läbi viidud teadustöodes on eristatud kivimite makroskoopilise ilme alusel eristatud sõltuvalt tööst 3 või 5 kivimitüüpi.

Kuldkepp, 2000 järgi jagunevad Rõstlas esinevad dolomiidid viieks. Esimest kompleksi iseloomustavad pisikristalsed massiivsed pruunikad kuni hallid violetsete laikudega dolomiidid, milles ei esine ränikonkretsioone.

Teist kompleksi iseloomustavad kollakashallid poolmuguljad punaste servadega 20 cm paksusi plaate andvad peenekristalsed dolomiidid, milles esineb ränikonkretsioone.

Kolmandat kompleksi iseloomustavad kollakashallid dolomiidid, mis on olemuselt teise kompleksi sarnane, kuid puuduvad punased impregnatsioonid.

Neljandat kompleksi iseloomustavad pruunikashallid ühtlaselt peeneteralised ebaselgelt laigulised kompaktsed tihedad dolomiidid, milles on tihti püriidi laiike. Kivim on varasemalt nimetatutest rohkem muutunud.

Viienda kompleksi moodustavad tugevalt muutunud hallid keskmise kuni jämedakristalsed, valdavalt muguljad dolomiidid, mis moodustavad massiivseid kehi. Tihtipeale esineb mugulate vahel paari mm paksusi lainelise mergli vahekihte. Seda kivimitüüpi iseloomustab oma ilmelt suurem varieeruvus ja selle tüübiga on seotud suuremad, tihti heledamate dolomiidi druusidega täidetud kavernid ja karstiõõnused, mida teistes kivimitüüpides ei leidu.

Plado et al., 2008 järgi on kivimitüübid kompleksidesse jagatud samade põhimõtete järgi ja laias laastus on jaotus sama. Erinevused tulenevad sellest, et teine ja kolmas kompleks kokku võetud üheks ja neljandat kompleksi pole eristatud, kuna selle levik on eelnimetatud viiest kompleksist Rõstlas kõige väiksem.

2.7 Rõstla karjääri kivimite dolomiidistumisest

Mõhkküla kihtide kivimid on allunud sekundaarsetele muutustele, mis väljenduvad eelkõige dolomiidistumises ja ränistumises. Dolomiidistumiseks vajaliku magneesiumi päritolu kohta on mitmeid teooriaid: 1) magneesium pärineb Devoni setetest, 2) magneesium pärineb Siluri või Devoni merebasseinist kivimitesse tunginud merevee ja mageda põhjavee segunemise vööndist (Ainsaar, 1995; Teedumäe et al 2001).

Esimese, teise ja kolmanda kompleksi dolomiitidel on suur poorsus, mis tuleneb arvatavasti sekundaarsest dolomiidistumisest, kuna dolomiidil on kaltsiidist väiksem ruumala. Karstivorme sisaldava kompleksi dolomiitide mikropoorsus on väike, kuid kuna viienda kompleksis esineb suuremaid õõnsusi ja lõhesid, on kompleksi üldine poorsus suurem (Plado et al. 2008).

Tõenäoliselt on dolomiidistumine toimunud karstivorme sisaldava kompleksi dolomiitides ülejäänud karjääris paljanduvatest dolomiitidest hiljem, kuid täpse aja välja pakkumine on keeruline. Siiski on selle kohta vihjeid. Nimelt Rõstla karjääri lähedal asub ala, kus on toimunud mõningane sulfiidide mineralisatsioon. Umbes 15 km Rõstlast edela suunas Navesti jõe jaoks kaevatud kraavis esinevad suuri kaverne, poore ja lõhesid täidavad sulfiidsed täited. Antud vormid kuuluvad samuti Mõhküla kihtidesse. Samas kohas on täheldatud ka, et lasuvaid Devoni mergleid läbivad peenikesed sulfiidsed ja karbonaatsed sooned. See viitab, et nad tekkisid pärast lasuvate Devoni kihtide moodustumist. Vanuse hinnangut kinnitab lisaks asjaolu, et sulfiididel pole märke murenemisest, kuigi Siluri lõpus ja Devoni alguses esinesid kontinentaalsed tingimused (Plado et al. 2008).

Kuigi sulfiidide mineralisatsioon pole Rõstlas kuigi ilmekalt esindatud, on Plado et al., 2008 välja pakkunud, et hiline sekundaarne dolomiidistumine või madalatemperatuuriline hüdrotermaalne dolomiidistumine on vanuselt sama vana, kui nähtused Võhma-Navesti alal. Komplekse tsonaalsusega dolomiidikristallide esinemine koos kristallidega, millel tsonaalsus puudub, viitab mitmele asendus-, kasve- ja nukleatsiooni episoodile. See tähendab, et dolomiidistumine pidi toimuma pikema perioodi jooksul. Hüdrotermaalsel dolomiidistumist võis põhjustada orogeenset päritolu fluidide tsirkulatsioon kivimis, mille põhjustajaoks oli Kaledoonia või Hertsüünia orogenees. Fluidide tsirkulatsioon võis alata juba Kesk-Devonis ja kesta kuni Devoni lõpuni või Karboni alguseni (Plado et al. 2008).

2.8 Rõstla karjääri kivimite paleomagnetismist

Eesti Siluri vanusega kivimites esinevad põhiliselt sekundaarsed ferromagneetilised mineraalid. Nende mineraalide poolt kantud jääkmagnetiseeritused on moodustunud pärast kivimi enese tekkeaga. Esinev magnetiseeritus on väga nõrk, kuid sellegipoolest on võimalik eristada erinevaid komponente (Preeden, 2009).

Rõstlas võib täheldada Ülem-Devoni kuni Mississipi vanusega diagenetilist komponenti, mille kandjaks on arvatavasti magnetiit ja/või maghemiit (Preeden, 2009). Selle teke on arvatavasti seotud Kaledoonia või Hertsüünia orogeneesist tulenenud madalatemperatuurilise hüdrotermaalse tsirkulatsiooniga (Plado et al. 2008).

Täheldatud on ka Mesosoikumi, täpsemalt Vara-Kriidi vanusega komponenti, mis tuleneb põhiliselt hematiidi esinemisest (Preeden, 2009). On alust arvata, et vanemale Devoni-Karboni komponendile on noorem Kriidi komponent mõju avaldanud, mistõttu võivad vanema komponendi dateeringud pisut valed olla (Plado et al. 2008).

Mesosoikumi komponent ei pruugi olla otseselt mingi sündmusega seotud, kuna Mesosoikumis ja Kainosoikumis toimus maakoore pidev erosioon, mistõttu magnetiseeritust kandvad mineraalid said lahustega kanduda järjest sügavamale ilma konkreetse tektoonilise sündmuseta (Plado et al. 2008).

Karstivorme sisaldavas kivimitüübis Rõstlas sekundaarset hematiiti ei leidu. Põhjuseks on ilmselt kivimi liiga väike mikroporsus, mistõttu lahused ei saanud vabalt liikuda (Plado et al. 2008).

3. Materjal

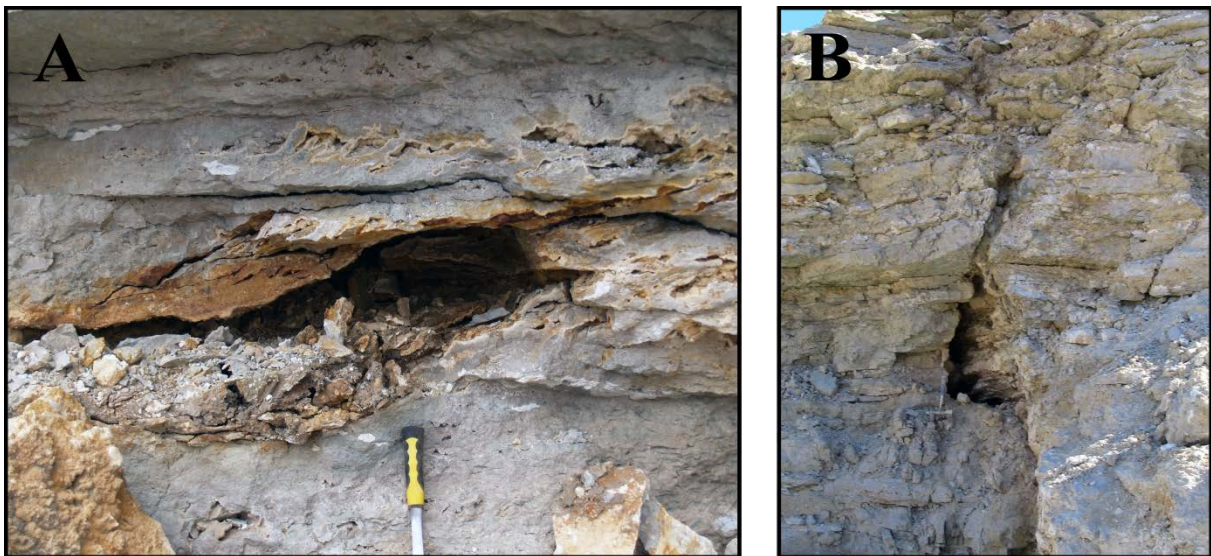
Töös kasutatud kivimipalad pärinevad Rõstla karjäärist ja on kogutud ajavahemikus 1999-2014. Kogujateks on olnud töö autor, töö juhendaja Tõnu Pani ja Reedik Kuldkepp. Kuna selle aja jooksul on karjäär jõudsalt arenenud, pole valdav enamuse proovivõtukohtadest enam alles või on need kaetud sõelmetega. Proovid pärinevad karjääri seintes esinenud õõnsustest, mis esinevad karjääri kõige enam muutunud kivimikompleksis. Õõnsuste esinemine on seotud karjääris asuva lõhede süsteemiga (Joonis 3).



Joonis 3. Karstiõõnsuse esinemine koos lõhega kivimikompleksis karjääri idaseinas. Foto autor Tõnu pani, 2013 suvi.

Karjääri seinas avanevate õõnsuste puhul on põhiliselt nende põhi kaetud suuremate ja väiksemate dolomiiditükkidega ja muu puruga. Varasemalt paljandunud õõnsustest võib lisaks leida mulda ja muid Kvaternaari setteid. Neis õõnsustest võib sisalduda ka hallikat, pruunikat või sinakat savi ja tüüpiliselt punakat liiva. Samas setetega täitunud need õõnsused pole ja täitvad setted moodustavad tüüpiliselt kõigest õhukese kirme.

Õõnsuste laius on tavaliselt suurem kui kõrgus, kuid esineb ka koopaid, mille kõrguse ja laiuse suhe on sisuliselt sama ja õõnsusi, mis on vertikaalsuunaliselt tugevalt välja venitatud, olles kujunenud püstlõhesse (Joonis 4). Koopa ava läbimõõt jääb tavaliselt alla poole meetri ja sügavus alla mõne meetri.

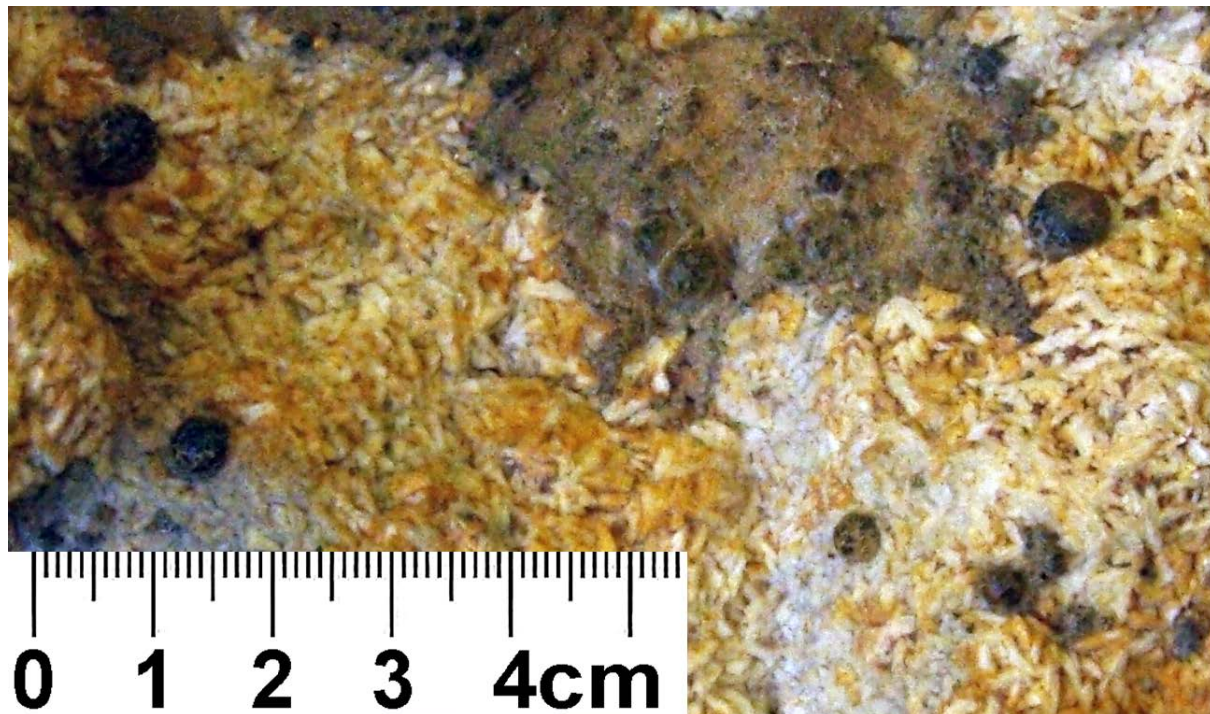


Joonis 4. Näited karstiõõnsuste kujust. Lame karstiõõnsus, foto autor Tõnu Pani, 2008 suvi (A). Püstlõhesse kujunenud karstiõõnsus, foto autor Kris Kelp, 2014 kevad (B).

Need õõnsused sisaldavad tihti huvitava kujuga vorme. Ühiseks jooneks neis koobastes esinevate vormide puhul on see, et nad on kaetud dolomiidi druusidega. Dolomiidi druusidega on kaetud ka koopa seinad ja lagi. Kuna koobaste põhi on tihti erinevaid setendeid täis ja tihti kõige rohkem kahjustada saanud, ei pruugi sealt dolomiididruusidega kaetud pindu leida. Samas parema säilivuse korral võib ka õõnsuste põhi olla väiksemamõõduliste dolomiidikristallidega kaetud. Siiski leidub ka õõnsusi, mille pinnad dolomiididruusiga kaetud pole.

Koobastes esinevad vormid on eriilmelised. Domineeriv on olnud lahustav ja kulutav tegevus, kuid võib jälgida ka karstikoobastele omast vee lahustava-setitava tegevust, mille tulemusena on tekkinud nõrgkivid. Kahjuks praeguseni pole teadaolevalt neist koobastest kõige tuntumaid





nõrgvorme, stalagmiite ja stalaktiite, leitud. Huvitav on ka veel asjaolu, et vorme katvad kristallid on allpool suuremad kui ülevalpool. Paljudel vormidel esineb ka kuni 5 mm läbimõõduga radiaalkiirelise püriidi agregate (Joonis 5).



Joonis 5. Pala nr. 43 katvad püriidi radiaalkiirelised agregaadid ja püriitne koorik.

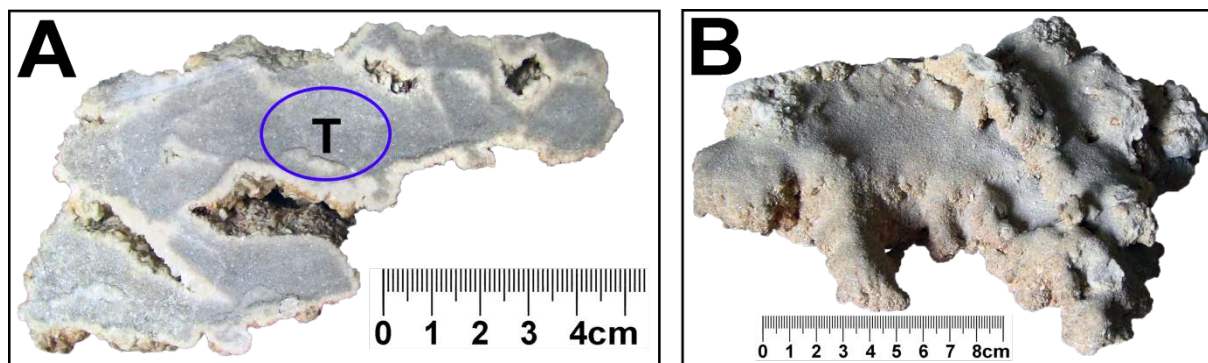
Käesoleva töö tarbeks koguti 58 kivimipala ja nendest 19 esinduslikumat valiti välja mitmesuguste analüüside jaoks. Järgnevale materjali kirjeldusele lisatud joonistele on märgitud ka proovivõtukohtad. Joonistel esinevate märgete ja nimetuste selgitused on toodud vastavas tabelis (Tabel 1).

Tabel 1. Materjali kirjeldusele lisatud joonistel esinevate sümbolite tähendus.

Sümbol	Kirjeldus
	Proovivõtu kohast on tehtud keemiline analüüs, mineraloogiline analüüs ja kuumutuskao analüüs.
	Proovivõtu kohast on tehtud keemiline analüüs ja kuumutuskao analüüs.
	Proovivõtu kohast on tehtud lahustumatu jäägi keemilise koostise analüüs.
	Proovivõtu kohast on tehtud süsiniku ja hapniku isotoopsuhte analüüs.
T	Proov on võetud tumeda väljanägemisega dolomiidist.
H	Proov on võetud heleda väljanägemisega dolomiidist.
D	Proov on võetud pala katvast dolomiididruusist.
B	Proov on võetud detriitsest materjalist.

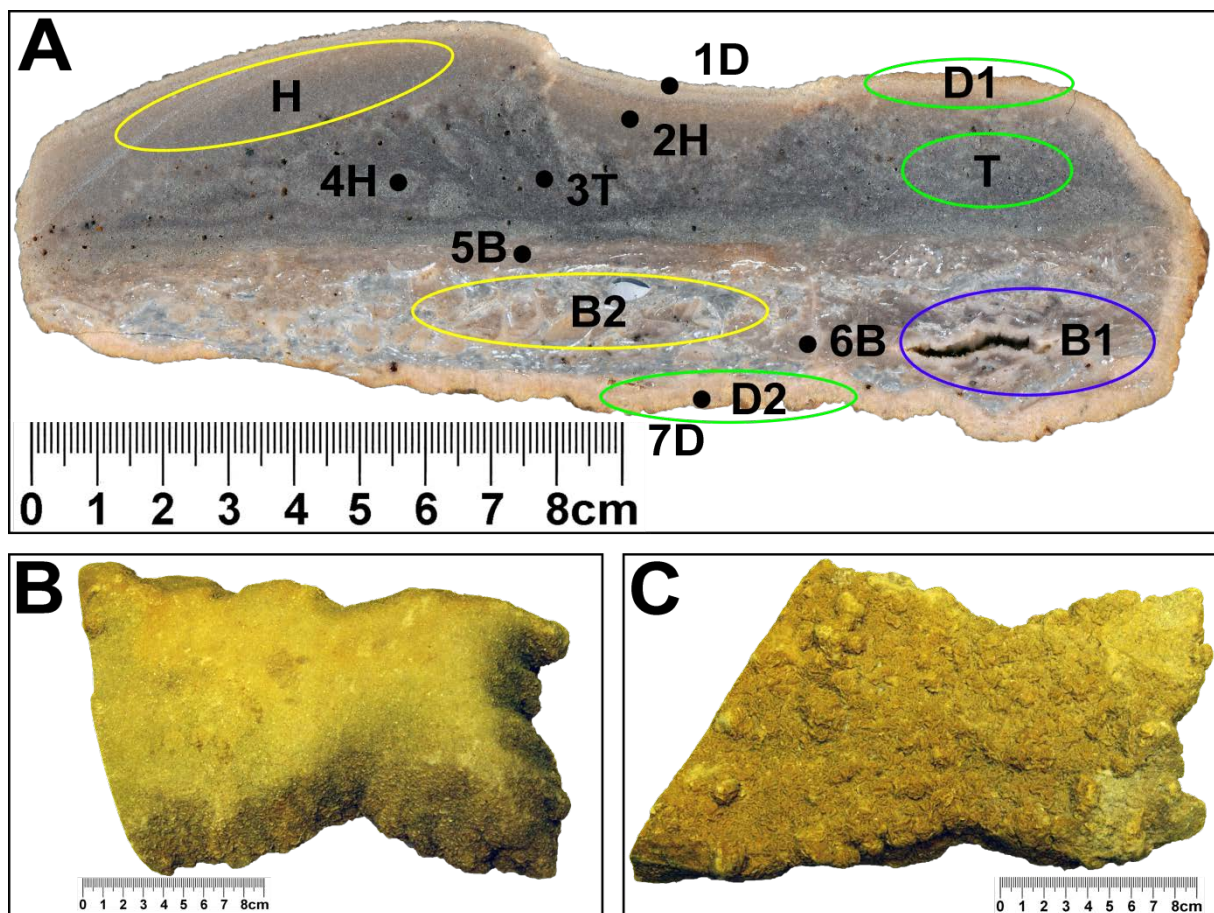
Koobastest pärit palad

1 – hall keskmise- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 6). Palas esineb kuni 1 cm läbimõõduga kaverne. Kivim on kaetud dolomiidikristallide koorikuga, mis on kivimi alumisel poolel kollakad-oranžid ja läbimõõduga 2 mm või alla selle. Ülemist poolt katavad beežikad dolomiidikristallid läbimõõduga keskmiselt alla 0,25 mm. Kivimit katva kihi paksus alumisel poolel on keskmiselt ligi 2 mm ja ülemisel poolel 1 mm. Vormilt paistab tegu olevat harulise tilkekiviga.



Joonis 6. Pala nr. 1. Ristlõige (A). Vorm pealt poolt vaadates (B).

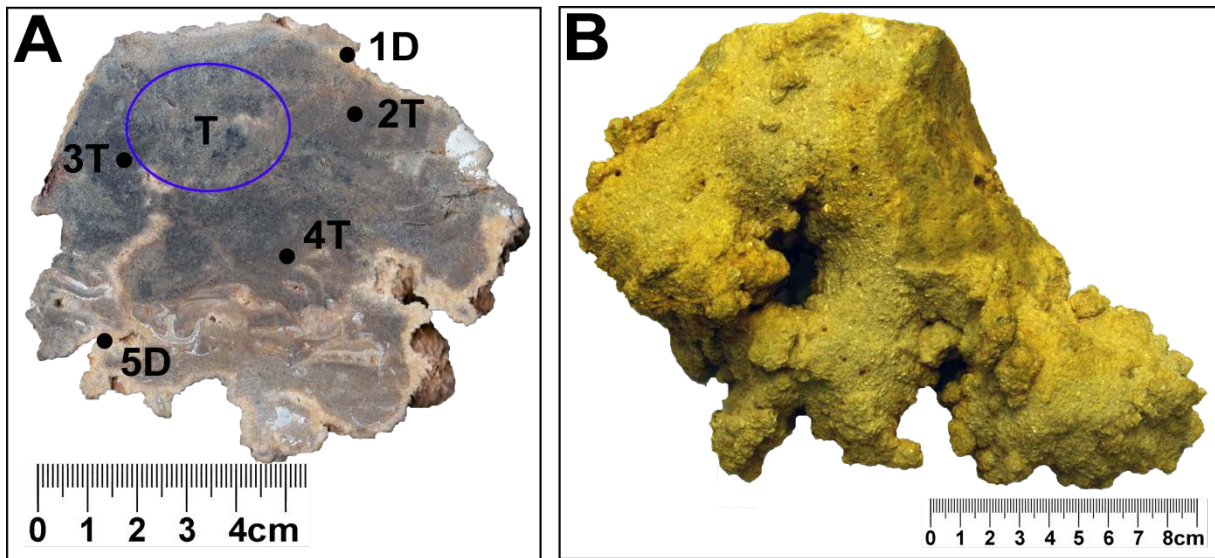
3 – hallikas-beež kihiline keskmise- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 7). Pala koosneb kolmest eriilmelisest kivimist. Alumist kihti iseloomustab detriidirikas suure ränisisaldusega dolomiit, milles esineb kaverne ja ränimugulaid. Keskmist kihti iseloomustab vahelduv hele- ja tumehall keskmise- kuni jämedateraline poorne dolomiit ja selles esineb ka püriiti. Ülemist kihti iseloomustab keskmiseteraline küllaltki sujuvalt hallist beežikaks üleminev dolomiit. Piir keskmise ja ülemise kihi vahel on kohati samuti üpris sujuv. Kivim on kaetud kollakate dolomiidi kristallidega, mille läbimõõt kivimi alumisel poolel on ligi 2 mm ja pealmisel poolel jääb keskmiselt alla 0,25 mm. Alumise dolomiididruusi kihi paksus on ligi 5 mm, ülemise 4 mm. Vormilt paistab tegu olevat pikliku ja lapiku nõrgkiviga.



Joonis 7. Pala nr. 3 ja muutused druuse moodustavate dolomiidikristallide suuruses pala peal ja all. Ristlõige (A). Vorm pealtvaates (B). Vorm altvaates (C).

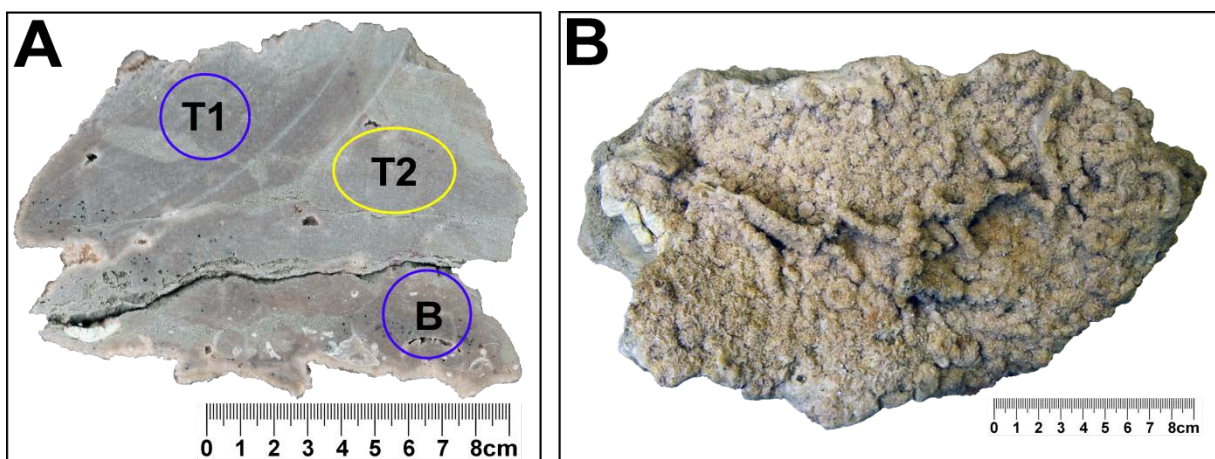
4 – hallikas-beež keskmise- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 8). Pala alumises kolmandikus esineb detriitset materjali ja kaverne. Ülemises osas toimub helehalli, tumehalli ja beežika keskmise- kuni jämetateralise dolomiidi vaheldumine. Esineb ränimugulaid. Kivim on kaetud kollakate dolomiidi kristallidega, mille läbimõõt alumisel poolel on ligi 1 mm ja

pealmisel poolel alla 0,5 mm. Katva kihi paksus alumisel poolel on ligi 2 mm ja pealmisel poolel ligi 1 mm. Vormilt paistab tegu olevat harulise tilkekiviga.



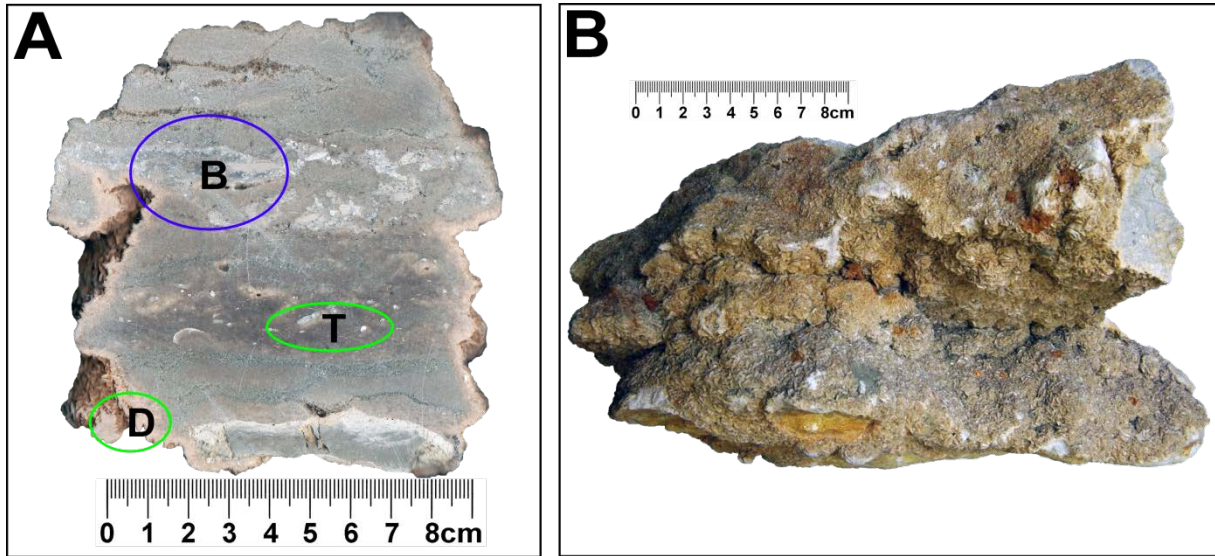
Joonis 8. Pala nr. 4. Ristlõige (A). Vorm pealt poolt vaadates (B).

5 – helehall-tumehall keskmise- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 9). Pala alumises veerandis esineb detriitset materjali. Alumises pooles esineb poore, mis kohati on püriidiga täidetud, lisaks esineb mõne millimeetri suurusi kaverne. Kivimit läbivad savikad vahekihid, toimub heledama ja tumedama dolomiidi vaheldumine. Esineb punakaid sooni, ränimugulaid ja püriiti. Kivim on kaetud hallide dolomiidikristallidega, mille läbimõõt alumisel poolel on ligi 2 mm ja pealmisel poolel alla 0,5 mm. Katva kihi paksus alumisel küljel on ligi 2 mm ja pealmisel küljel 1 mm.



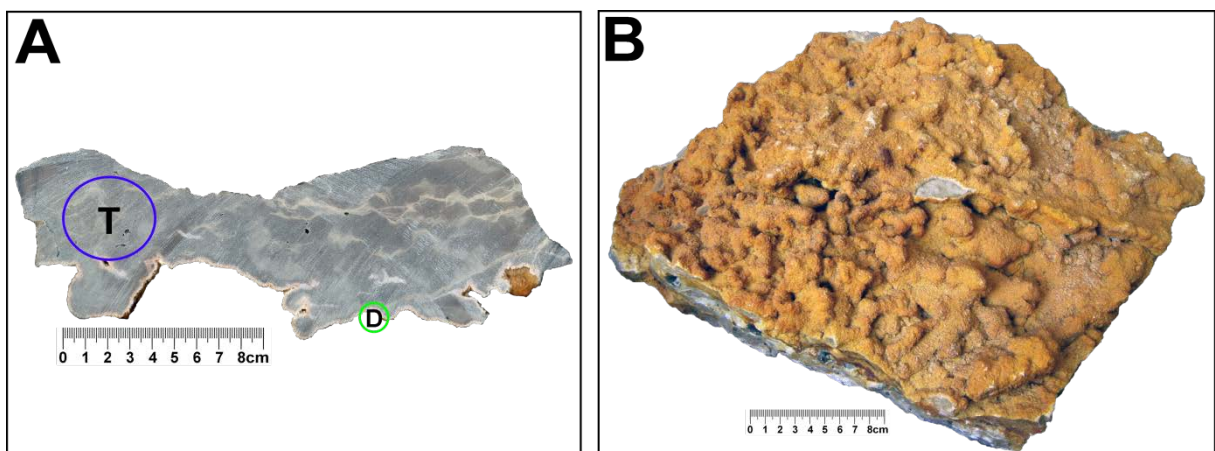
Joonis 9. Pala nr. 5. Ristlõige (A). Vorm altvaates (B).

6 – hallikas savikate ja detriitsete vahekihtidega keskmise- kuni jämedateraline dolomiit. Savikate vahekihtide paksus on mõni millimeeter (Joonis 10). Keskmises kolmandiku alumisel poolel on detriitne materjal tumedama dolomiidi sees. Keskmise kolmandiku ülemisel poolel esineb kuni sentimeetri pikkuseid räniläätsesid. Esineb mõne millimeetri kuni sentimeetri pikkuseid kaverne. Pala alumises osas on ligi 1 cm paksune ränikonkretsioon. Kivimit katavad kollakas-hallid dolomiidikristallid, mille läbimõõt on ligi 2 mm. Katva kihi paksus on 3 mm või vähem.



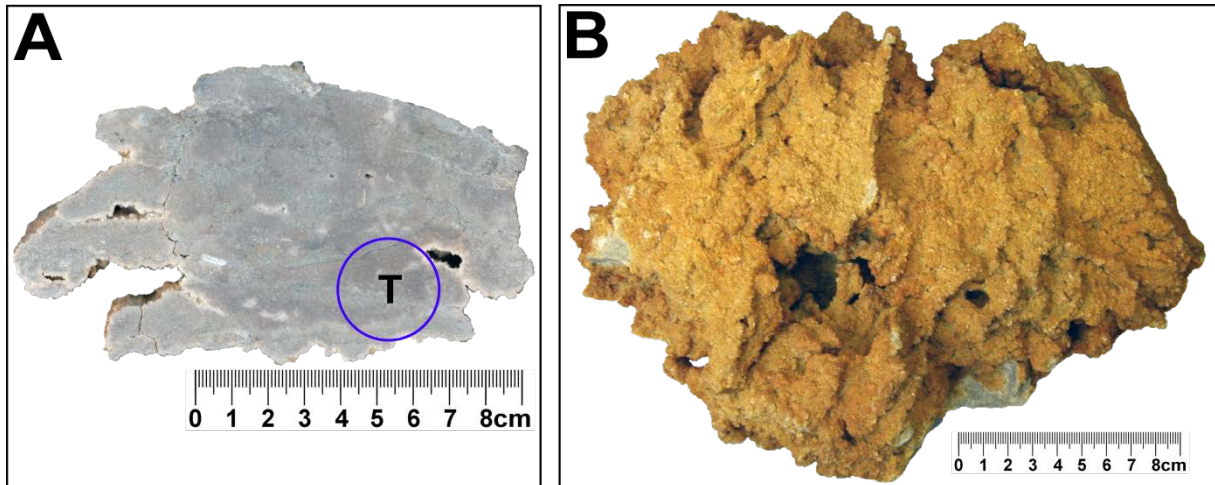
Joonis 10. Pala nr. 6. Ristlõige (A). Vorm küljelt vaadates (B).

8 – helehall-tumehall beežikate soontega keskmiseteraline dolomiit (Joonis 11). Hajusalt esineb poore ja kaverne. Pala katavad altpoolt alla 1 mm läbimõõduga oranžid dolomiidikristallid, katva kihi paksus on ligi 1 mm.



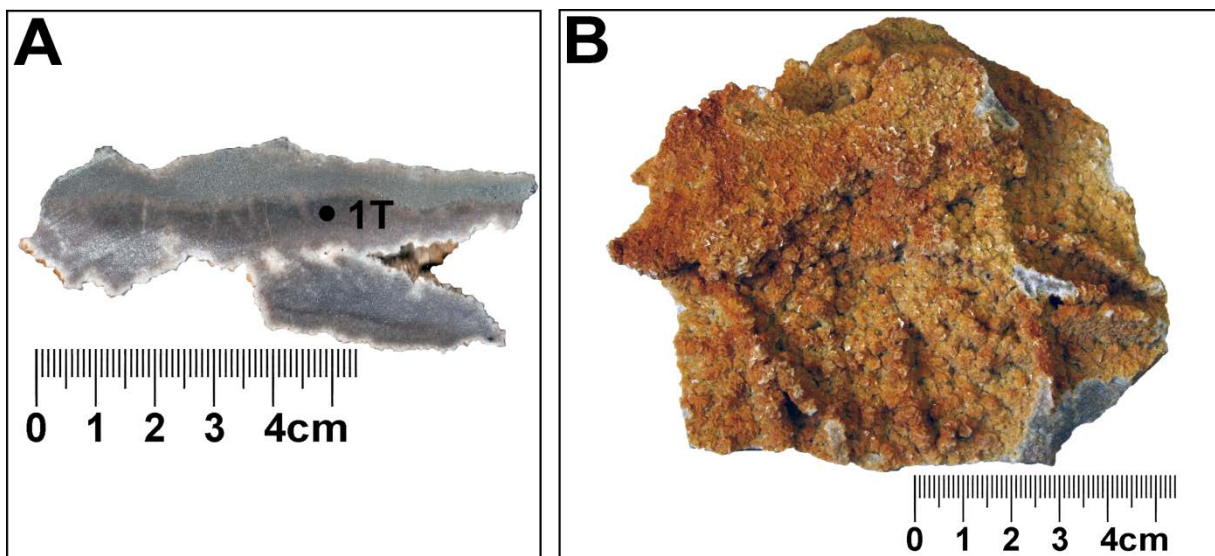
Joonis 11. Pala nr. 8. Ristlõige (A). Vorm alt poolt vaadates (B).

9 – hall savikate vahekihtidega keskmise- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 12). Palas esineb kuni 1 cm läbimõõduga kaverne, lisaks üksikuid väikseid ränikonkretsioone ja vähesel määral detriitset materjali. Savikate vahekihtide paksus jääb tüüpiliselt alla mõne millimeetri. Kivimit katavad kollakad-oranžid dolomiidikristallid läbimõõduga 2 mm või alla selle. Kivimit katva kihi paksus on ligi 1 mm.



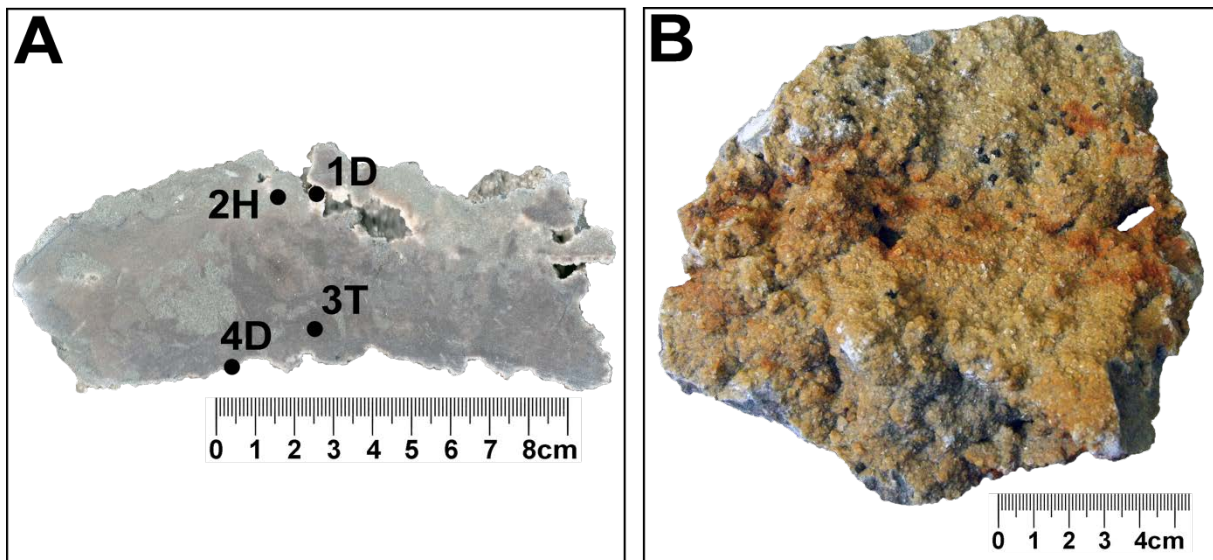
Joonis 12. Pala nr. 9. Ristlõige (A). Vorm alt poolt vaadates (B).

29 – hall peenekiuline keskmiseteraline dolomiit (Joonis 13). Ülemist veerandit läbib savikam vahekiht. Pala katavad altpoolt ligi 1 mm läbimõõduga oranžid dolomiidikristallid ja pealtpoolt laiguti alla 0,5 mm läbimõõduga hallid-kollakad dolomiidikristallid. Katva kihi paksus mõlemal poolel on ligi 1 mm. Kivimil leidub püriidi radiaalkiirelisi agregate.



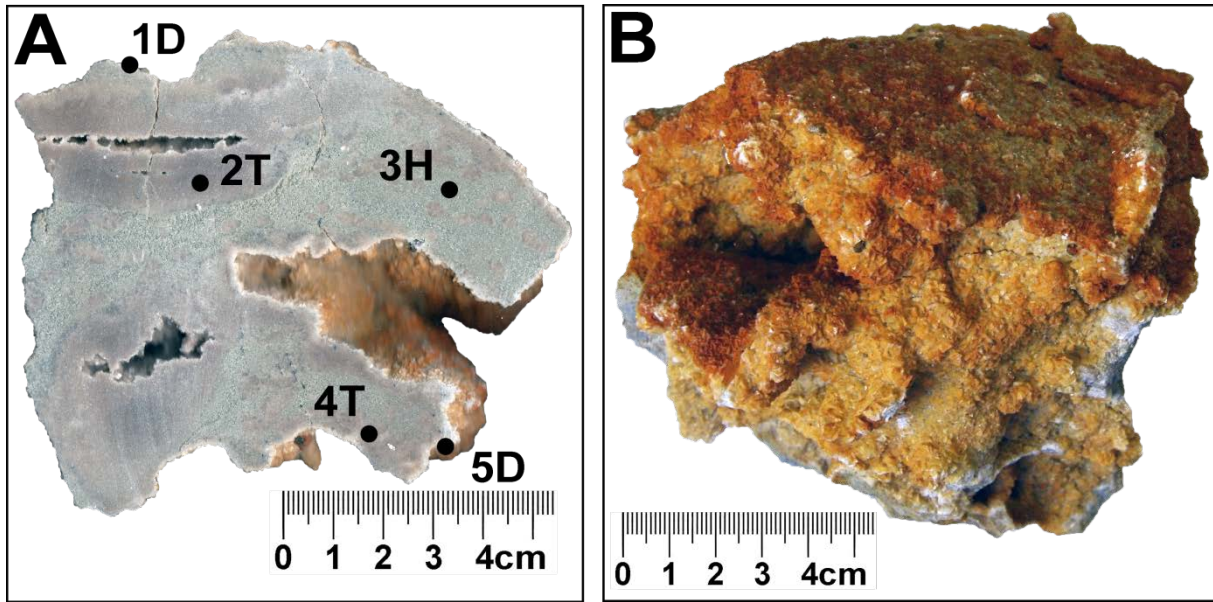
Joonis 13. Pala nr. 29. Ristlõige (A). Vorm alt poolt vaadates (B).

30 – helehall-tumehall keskmiseteraline dolomiit (Joonis 14). Palas leidub palju tavaliselt alla 1 cm läbimõõduga savikamaid läätsesid ja mugulaid, ülemises pooles esineb alla 0,5 cm läbimõõduga kaverne. Pala on altpoolt kaetud kollakate dolomiidikristallidega, mille läbimõõt jääb tavaliselt 0,5 kuni 1 mm vahele. Pealtpoolt on pala laiguti kaetud helehallide-kollakate dolomiidikristallidega, mille läbimõõt jääb alla 1 mm. Katva kihi paksus alumisel ja pealmisel poolel alla 1 mm. Kivimil leidub püriidi radiaalkiirelisi agregate.



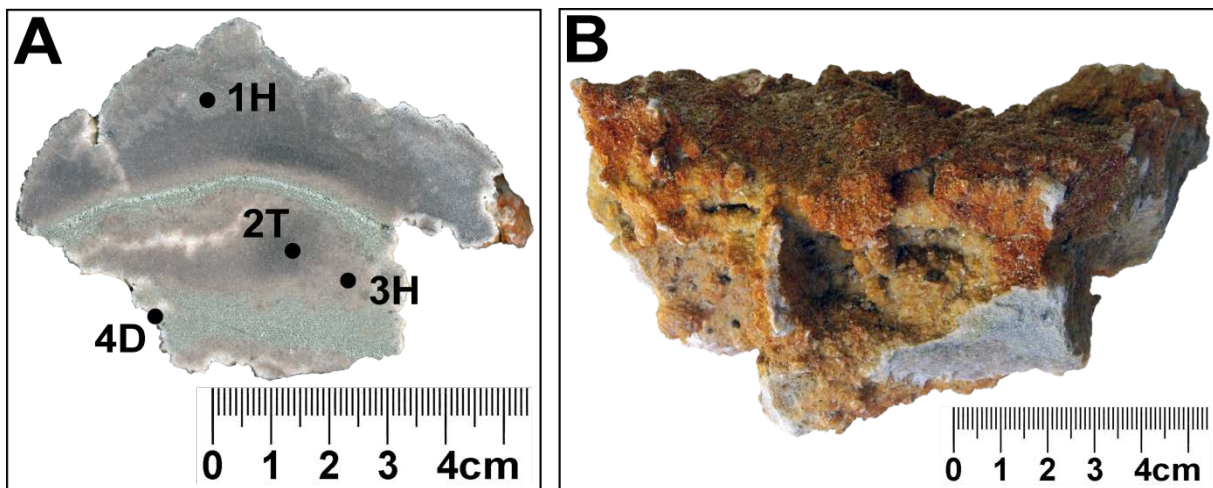
Joonis 14. Pala nr. 30. Ristlõige (A). Vorm alt poolt vaadates (B).

34 – hall paljude savikate vahekihtidega ja lõheline keskmine- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 15). Esineb mitme sentimeetri pikkusi kaverne ja ränimugulaid. Savikate vahekihtide paksus jääb mõne millimeetri juurde. Pala on altpoolt kaetud alla 1 mm läbimõõduga kollakate-oranžide dolomiidikristallidega, pealtpoolt ligi 1 mm läbimõõduga hallide dolomiidikristallidega. Katva kihi paksus alla 1 mm. Kivimil leidub püriidi radiaalkiirelisi agregate.



Joonis 15. Pala nr. 34. Ristlõige (A). Vorm küljelt vaadates (B).

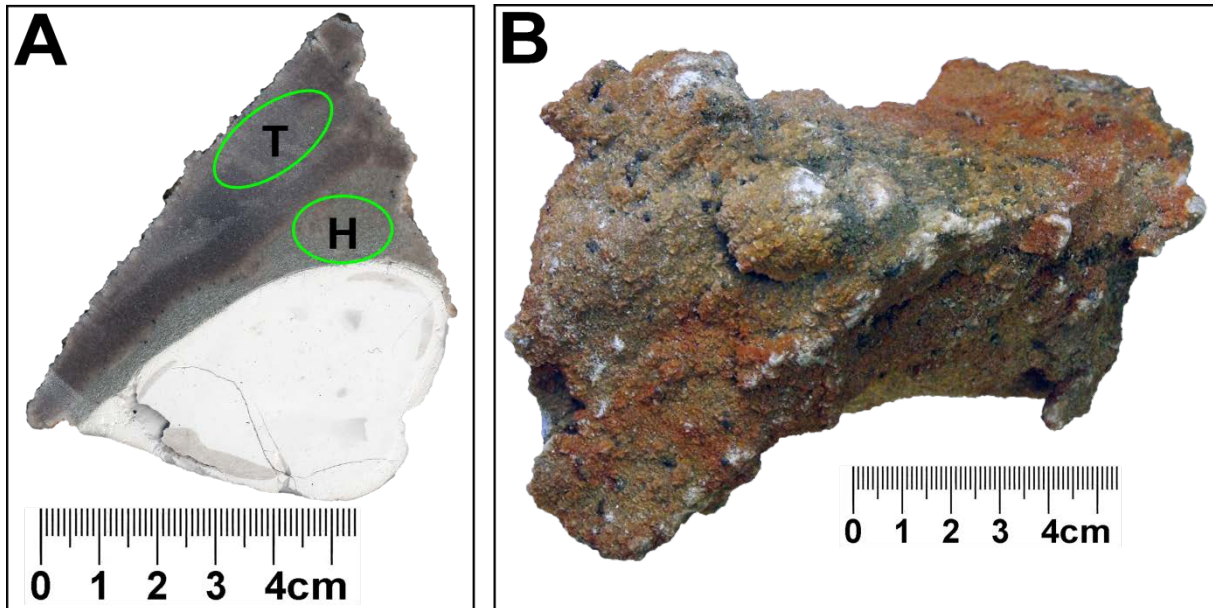
35 – hall savikate vahekihtidega keskmiseteraline dolomiit (Joonis 16). Savikate vahekihtide paksus mõnest millimeetrist kuni ligi sentimeetrini. Ülemist poolt iseloomustab tumedama dolomiidi esinemine, mis vaheldub küllaltki kontrastselt heledama dolomiidiga. Pala on altpoolt kaetud alla 1 mm läbimõõduga kollakate-oranžide dolomiidikristallidega, pealpoolt ligi 1 mm läbimõõduga hallide dolomiidikristallidega. Katva kihi paksus alla 1 mm. Kivimil leidub püriidi radiaalkiirelisi agregate.



Joonis 16. Pala nr. 35. Ristlõige (A). Vorm küljelt vaadates (B).

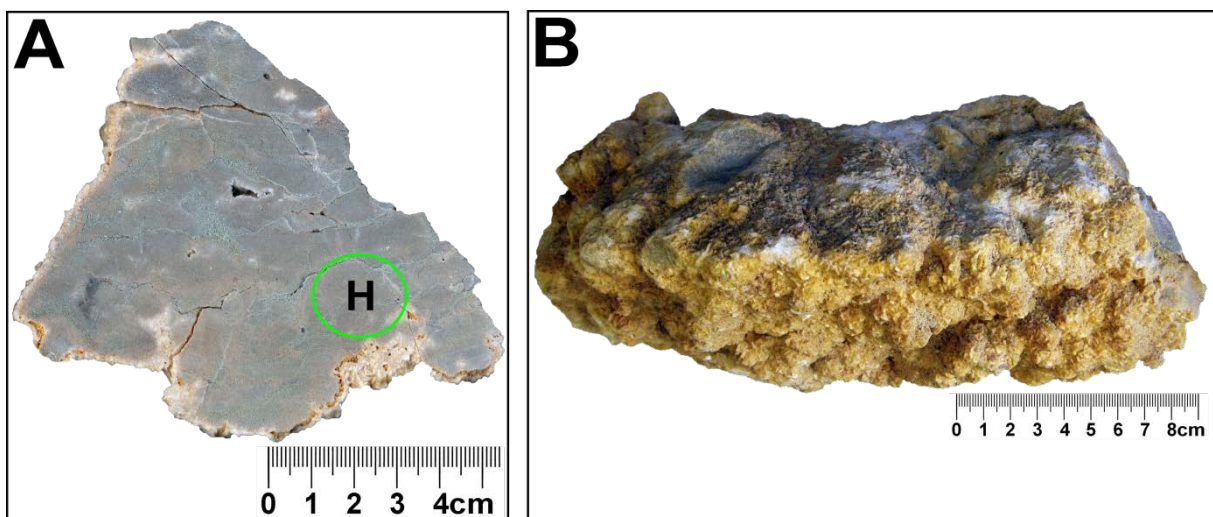
37 – tumehall keskmise- kuni jämedateraline dolomiit, mis paikneb suure ränikonkretsiooni peal (Joonis 17). Ränikonkretsiooni ja dolomiiti eraldab savikam vahekiht. Antud kihi dolomiidipoolsel piiril leidub püriiti. Lisaks leidub püriiti ka kivim peal. Kivim on kaetud

kollakate dolomiidikristallidega, mille keskmine läbimõõt on ligi 1 mm. Samuti on katva kihi paksus ligi 1 mm.



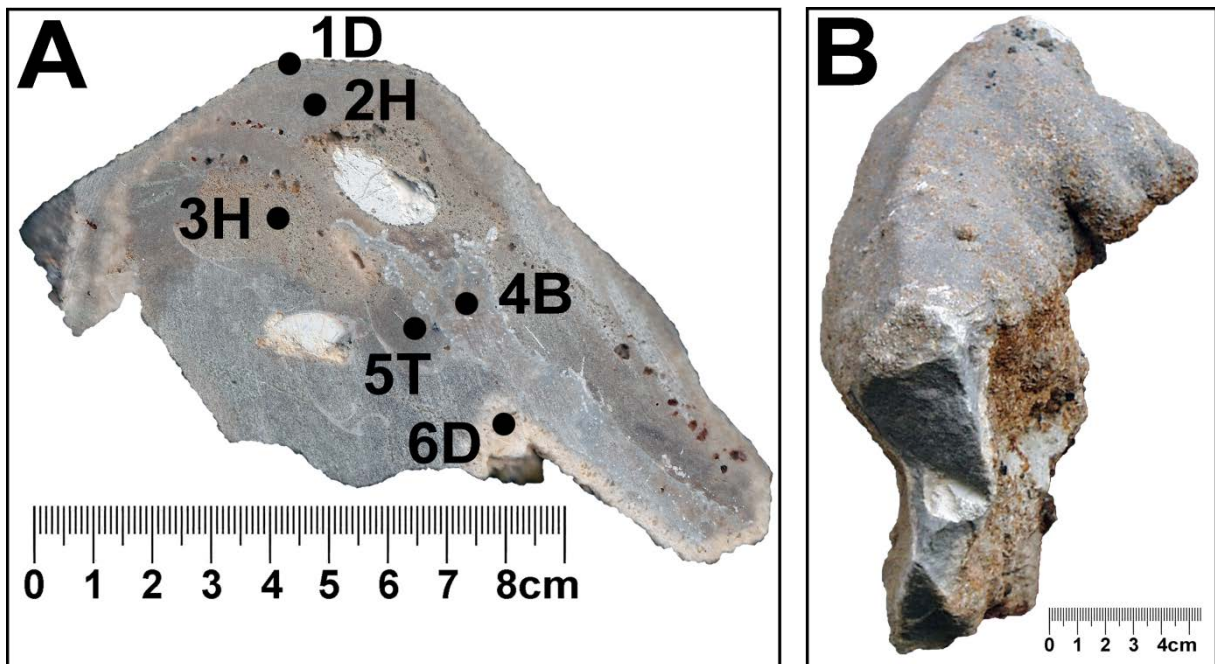
Joonis 17. Pala nr. 37. Ristlõige (A). Vorm küljelt vaadates (B).

40 – hall savikate vahekihtidega ja lõheline keskmiseteraline dolomiit (Joonis 18). Savikate vahekihtide paksus jääb vahemikku 1 kuni 3 mm. Esineb ka väikseid, tavaliselt mõne millimeetrise läbimõõduga kaverne. Kivimit katavad kollakad dolomiidikristallid, mille läbimõõt jääb alla 2 mm. Katva kihi paksus on keskmiselt 2 kuni 3 mm. Kohati esineb katva dolomiidi druusi ja kivimi vahel lahustunud püriidi? tühik.



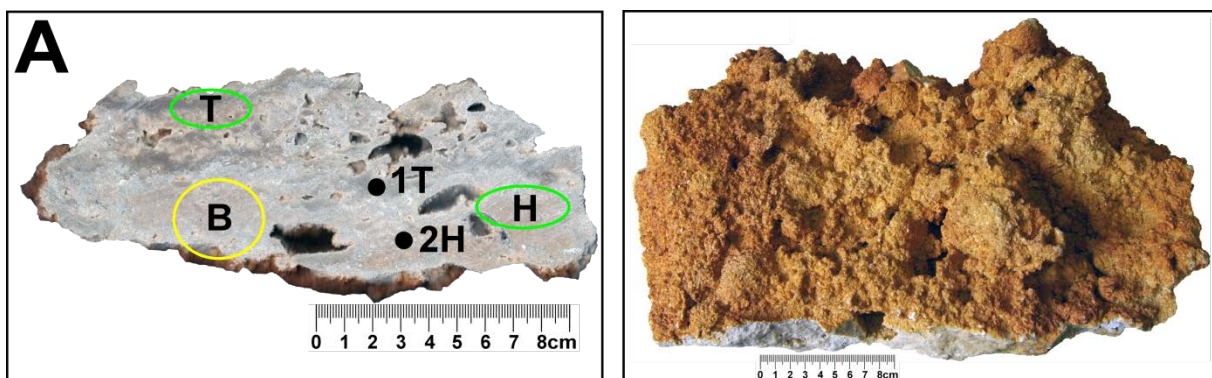
Joonis 18. Pala nr. 40. Ristlõige (A). Vorm küljelt vaadates (B).

43 – hall keskmise- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 19). Palas esineb üle sentimeetrise läbimõõduga ränimugulaid. Ülemist poolt iseloomustab arvatavasti koostas settinud ligi 1 cm paksune monotoonse ilmega helehall keskmise- kuni jämedateralise dolomiidi kiht, millele järgneb ligi 1 cm paksune väga suure poorsusega kihi esinemine, esineb detriitset materjali ja väikseid kaverne. Alumist poolt katavad kollakad dolomiidikristallid, mille läbimõõt on ligi 2 mm. Pealmist poolt katvate hallide dolomiidikristallide läbimõõt jääb 0,25 mm. Katva kihi paksus alumisel poolel on 3 mm või rohkemgi ja pealmisel poolel alla 1 mm. Kivimilt võib leida püriiti.



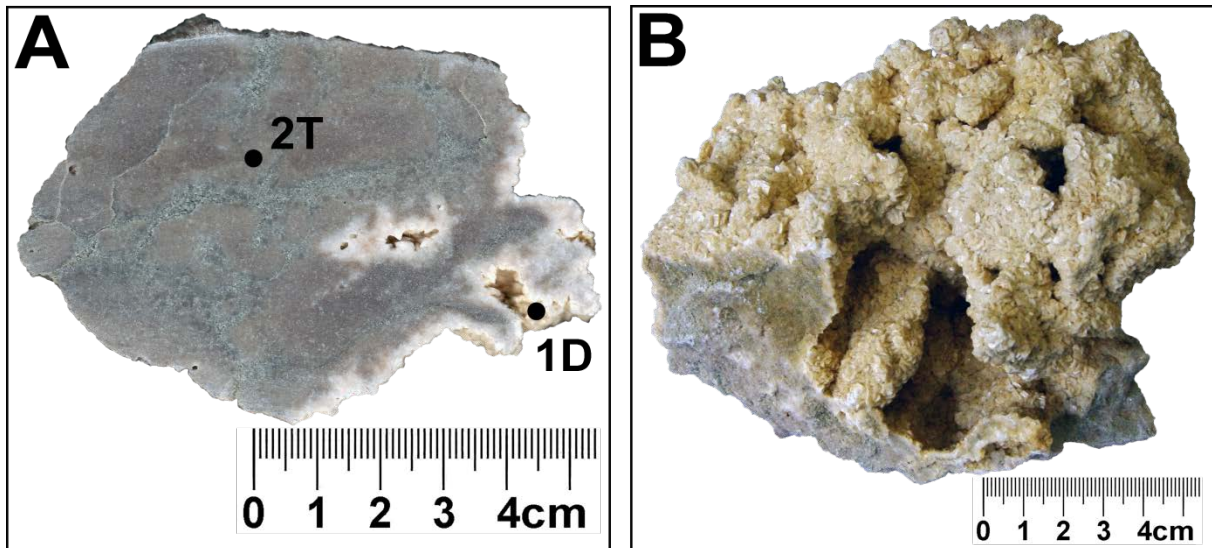
Joonis 19. Pala nr. 43. Ristlõige (A). Vorm küljelt vaadates (B).

46 – hallikas-beež kavernoosne detriitset materjali sisaldav keskmise- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 20). Pala alumist poolt iseloomustab tumedam dolomiit, mis vaheldub kollaka dolomiidiga ja üldiselt rohkemate, kuid läbimõõdult väiksemate kavernide esinemine. Ülemist poolt iseloomustab beež dolomiit, milles esineb üksikuid suuremaid kuni mõne sentimeetrise läbimõõduga kaverne. Palas esineb ka helehalle, suurema poorsusega kihte, millest üks eraldab ülemist ja alumist poolt. Kivim on altpoolt kaetud oranžide-punakate dolomiidikristallidega, mille läbimõõt jääb alla 2 mm. Ülemine pool on kaetud kollakate dolomiidikristallidega, mille läbimõõt jääb alla 1 mm. Katva kihi paksus jääb allpool alla 2 mm ja üleval alla 1 mm.



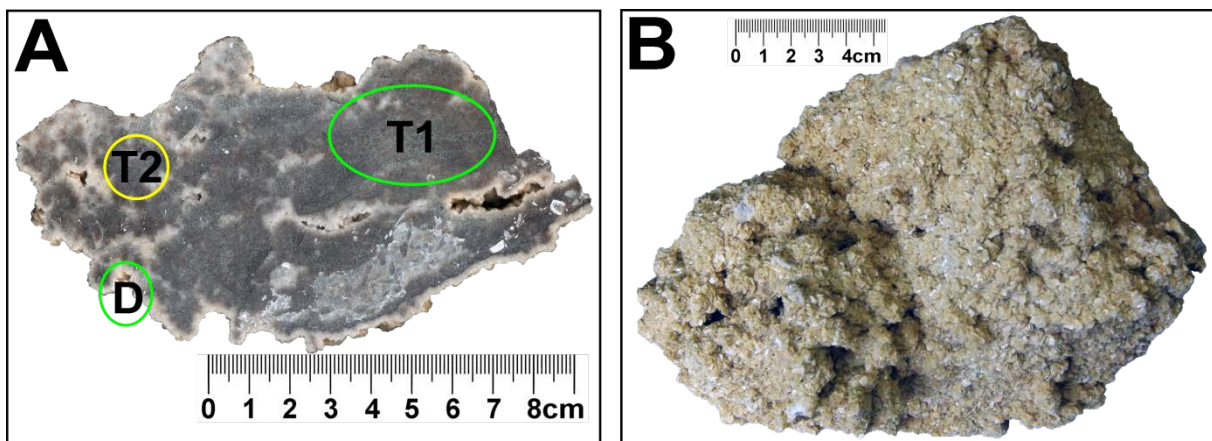
Joonis 20. Pala nr. 46. Ristlõige (A). Vorm alt poolt vaadates (B).

48 – tume savikate vahekihtidega ja kaverne sisaldav keskmise- kuni jämedateraline dolomiit (Joonis 21). Savikate vahekihtide paksus on alla 3 mm ja kavernide läbimõõt jääb alla 1 cm. Kivimit katavad kollakad dolomiidikristallid, mille läbimõõt on ligi 1 mm ning katva kihi paksus on ligi 2 mm.



Joonis 21. Pala nr. 48. Ristlõige (A). Vorm küljelt vaadates (B).

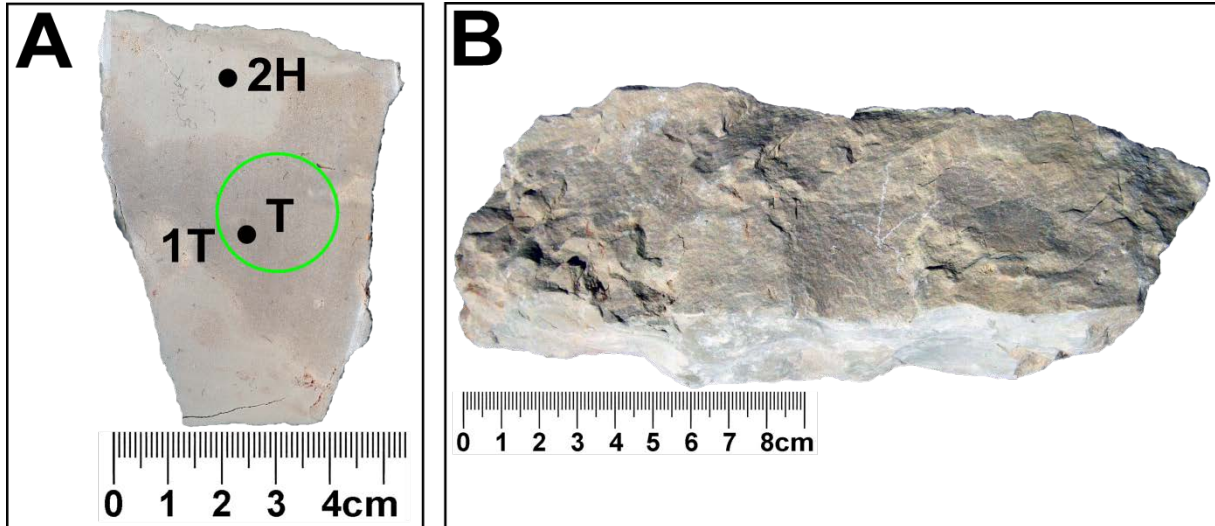
49 – tumehall kaverne ja detriitset ränistunud materjali sisaldav dolomiit (Joonis 22). Kavernid on kohati täies mahus täitunud heledama dolomiidiga, mõõtmetelt on kavernide läbimõõt tavaliselt alla 1 cm. Kivim on kaetud kollakate dolomiidikristallidega, mille läbimõõt jääb alla 2 mm. Katva kihi paksus jääb samuti alla 2 mm.



Joonis 22. Pala nr. 49. Ristlõige (A). Vorm altvaates (B).

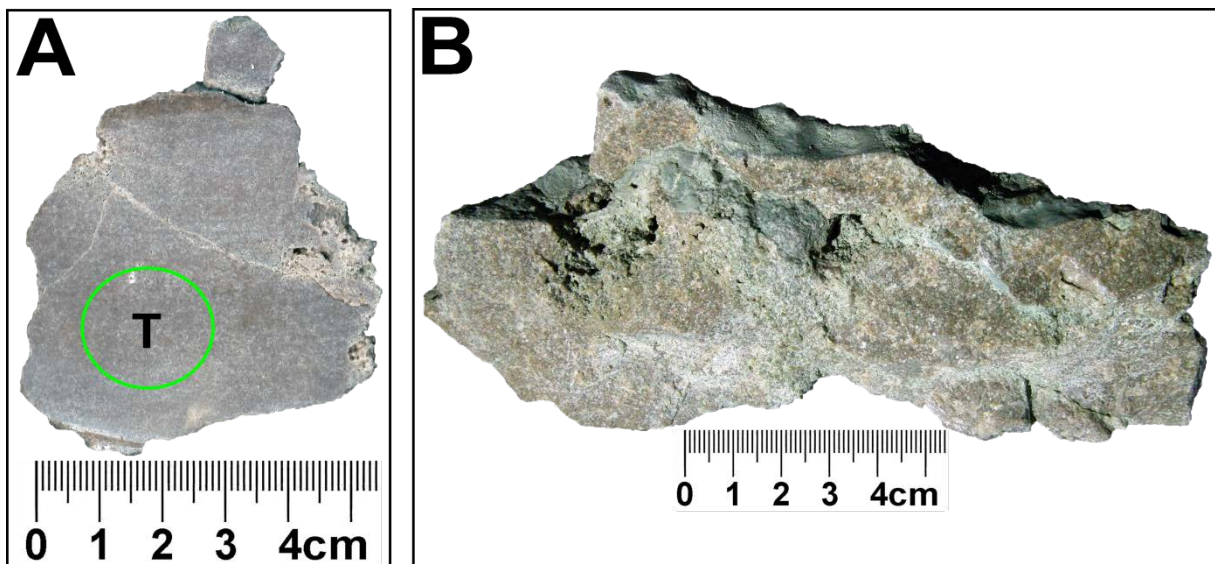
Ümbritsev kivim

57 – hall peeneteraline dolomiit (Joonis 23). Toimub heledama ja tumedama dolomiidi vaheldumine, kohati on kivi poorne.



Joonis 23. Pala nr. 57. Ristlõige (A). Kivim küljelt vaadates (B).

58 – tumehall keskmiseteraline dolomiit (Joonis 24). Palas esineb savikaid ja poorseid vahekihte.



Joonis 24. Pala nr. 58. Ristlõige (A). Kivim küljelt vaadates (B).

4. Metoodika

Materjali uurimiseks viidi läbi proovide keemiline analüüs, mineraloogiline analüüs ja süsiniku ning hapniku isotoopsuhte analüüsid. Tulemuste täpsustamiseks ja võrdluseks tehti lisaks proovide kuumutuskao ja lahustumatu jäägi analüüsid. Kõik analüüsid viidi läbi Tartu Ülikooli geoloogia osakonnas.

Osa keemilisi ja mineraloogilisi analüüse viidi läbi Tartu Ülikooli geoloogia õppekavasse kuuluva aine „Mineraloogia II“ raames professor Kalle Kirsimäe juhendamisel.

Kivimipalade ja karjääri pildid on tehtud digitaalse peegelkaameraga Pentax K20D. Lihvid skanneeriti printer-skänner Canon PIXMA MG5150 abil. Fototöötlus teostati programmiga Adobe Photoshop CC ja andmetöötlus programmiga Microsoft Excel 2010.

Proovide ettevalmistusse kuulus huvipakkuvast kohast ~25 g kivimitüki eraldamine, selle peenestamine ja uhmerdamine. Uhmerdamiseks kasutati Fritsch kuulveskit koos volframkarbiidist uhmri ja kuulidega.

Proovide keemilise koostise määramiseks kasutati röntgenfluorestsents (XRF) meetodit. XRF preparaadi valmistamiseks pressiti umbes 10 g proovimaterjali 30 mm diameetriga ja ligi 5 mm paksusega tablettideks. Tablettide analüüsimiseks kasutati Rigaku ZSX Primus II röntgenfluorestsents spektromeetrit, mis kasutas Rh primaarkiirgust. Keemilise koostise määramiseks kasutati poolkvantitatiivset meetodit, mida korrigeeriti sama maatriksiga laboristandardi suhtes. Kuumutuskadu (*loss on ignition* ehk LOI) määrati ~1,5 g proovi kuumutamisel 2 tundi 950° C juures. Kokku analüüsiti 23 proovi.

Proovide mineraloogilise koostise määramiseks kasutati röntgendifraktomeetria (XRD) meetodit. Selleks valmistati proovidest pulberpreparaadid, mida mõõdeti röntgendifraktomeetri Bruker D8 Advance abil, kasutades Ni-filtreeritud CuK α kiirgust. Proovide digitaalsed difraktogrammid mõõdeti lineaardetektoriga LynxEye sammuga 0,02 ja loendusajaga 1 sekund (summaarselt 166 sekundit punkti kohta) vahemikus 3-72,5° 2 θ . Saadud mõõtmistulemused analüüsiti programmiga Topas 4.1, kasutades kogudifraktogrammi Rietveldi meetodit. Lahustumatu jäägi proovid analüüsiti programmiga EVA. Kokku analüüsiti 13 proovi.

Isotoopanalüüsiks vajalikud proovid saadi kivimi puurimise teel. Seejärel proovid kaaluti ja lasti neil reageerida 99% fosforhappega (H₃PO₄). Eraldunud CO₂ analüüsiti mass-

spektromeetriga (Delta V advantage koos GasBench II-ga). Kasutatud tööstandardid olid NBS 18, NBS 19 ja LSVEC. Hapniku ja süsiniku isotoopanalüüside mõõtetulemused väljendavad promillides mõõdetud proovide $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ja $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ suhete hälvet standardite suhtes:

$$\delta (\text{‰}) = (R_{\text{proov}} / R_{\text{standard}} - 1) \times 1000$$

Kus R on vastavalt proovi või standardi $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ või $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ suhe (Kelp, 2011). Hapniku ja süsiniku standardiks on VPDB (Viini-Pee-Dee belemniiit). Saadud proovide standardhälbed oli vastavalt:

$$dC = 0,0106$$

$$dO = 0,0163$$

Standardhälbed saadi labori sisestandardi korduval mõõtmisel ühe proovitsükli jooksul. Kokku analüüsiti 38 proovi.

5. Tulemused

5.1 Röntgenfluorestsents meetod

Röntgenfluorestsents meetodi abil määratud proovide keemiline koostis on kokkuvõtvalt esitatud vastavas tabelis (Tabel 2). Paladest 3, 5, 6, 8, 37, 46, 49 võeti mitu proovi, et jälgida erineva ilmega kivimi keemilise koostise muutusi. Proovid 3D1, 3D2, 6D, 8D ja 49D on võetud vastavaid palasid katvatest dolomiididruusidest, 3-nda pala puhul nii alumisest kui ülemisest druusist.

Tabel 2. Proovide keemiline koostis.

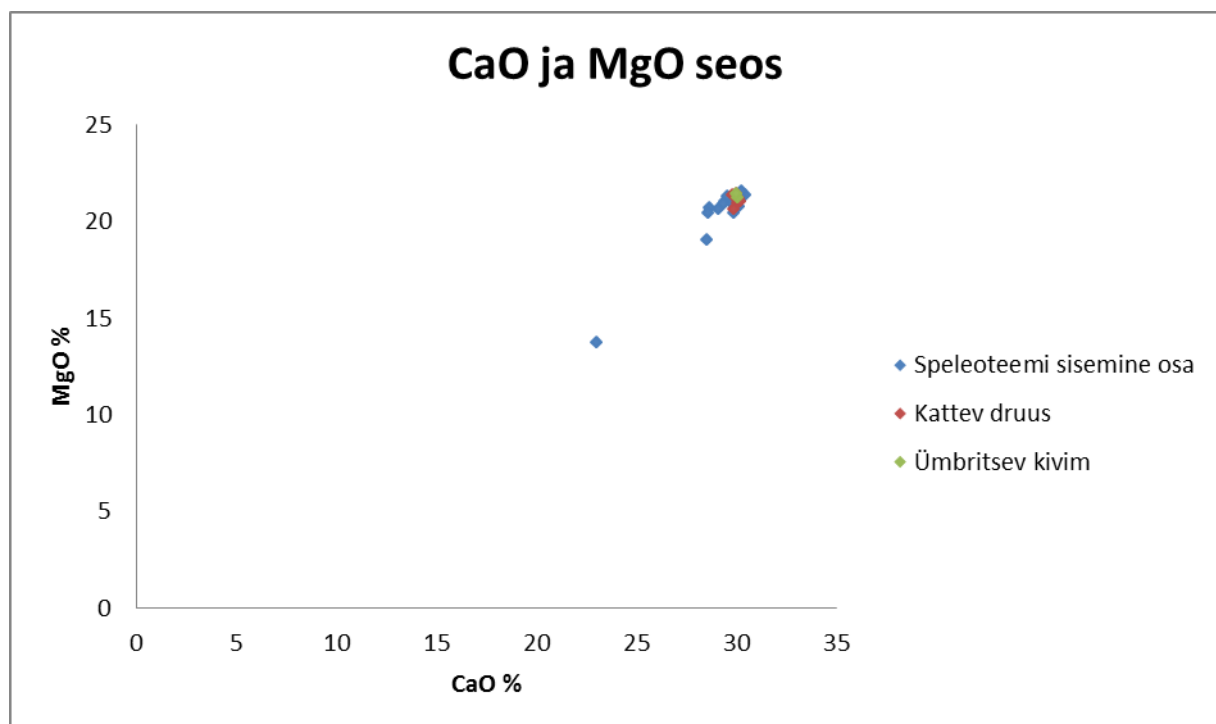
Proovi nr	CaO %	MgO %	SiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Mn ppm	Al ₂ O ₃ %	K ₂ O %	Cl %	Na ₂ O ppm	S ppm	P ₂ O ₅ ppm	TiO ₂ ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Br ppm	Rb ppm	Sr ppm	Pb ppm	LOI %
1T	30,44	21,34	1,43	0,68	1205	0,28	0,16	0,30	283	128	158	191	20	18	10	29		50		45,14
3D1	30,09	20,97	0,90	0,55	873	0,22	0,11	0,19	675	148	65	189	20	34	41	18	4	52	38	46,75
3T	28,53	19,04	5,49	0,61	1121	1,13	0,58	0,26	1307	297	52	830	21	65	62	22	9	63	65	43,97
3B1	28,67	20,71	10,83	0,62	967	0,09	0,03	0,20		310	49		24	56	1091	19		45	380	38,54
3D2	30,15	21,15	3,91	0,60	878	0,03	0,02	0,17	132	326	67		17	377	746	19		44	262	43,67
4T	29,44	21,06	2,52	0,55	1153	0,56	0,30	0,22	248	483	135	472	22	23	20	16		54	<18	44,92
5T1	30,27	21,57	1,14	0,60	1128	0,22	0,13	0,29	315	478	100	181	21	81	16	27	<32	49	37	45,51
5B	29,85	20,46	5,53	0,52	1329	0,37	0,21	0,19	537	667	44	276	55	465	85	26	6	54		42,47
6B	23,04	13,72	27,42	0,63	750	0,56	0,22	0,13	231	221	29	236		20		29	10	42		34,11
6T	30,15	20,75	2,41	0,37	763	0,29	0,15	0,26	783	170	27	222	21	20	28		<3	72		45,38
6D	29,88	20,66	2,34	0,61	828	0,15	0,07	0,20	511	125	47	118	19	13	18	22		42		45,92
8T	29,80	21,29	2,01	0,52	1092	0,38	0,24	0,25	198	381	75	329	15	23		19	<4	51		45,27
8D	29,80	21,39	0,84	0,61	876	0,16	0,11	0,22	718	382	47	157	18	85	65	19		51		46,62
9T	29,55	21,30	2,59	0,48	1203	0,28	0,19	0,22	267	123	69	261	16	14		20	8	41		45,18
37T	28,59	20,40	4,98	0,62	710	0,89	0,59	0,22	561	836	46	643	25	20	<6	24		46	<4	43,41
37H	29,34	20,91	3,02	0,56	755	0,56	0,36	0,21	569	452	42	523	17	29	18	25	5	45		44,79
40H	29,83	20,90	1,91	0,46	793	0,39	0,22	0,22	399	145	33	265	16	25	<9	25	<3	55		45,89
46T	30,02	20,83	4,66	0,52	1226	0,13	0,08	0,26	734	147	42	140	14	31	28	21		54		43,23
46H	30,26	21,22	6,34	0,48	854	0,01	0,02	0,26	682	101	28		26	23	17	25		43		41,23
49T1	29,11	20,63	3,40	0,53	780	0,58	0,33	0,25	707	210	45	466	16	17	18	24	7	45		44,94
49D	30,22	21,01	1,86	0,56	1085	0,10	0,06	0,25	684	202	42	111	18	16		26		43		45,71
57T	30,04	21,24	1,76	0,41	372	0,34	0,22	0,09	649	142	40	321	22	17		6	<3	36		45,73
58T	29,98	21,44	1,22	0,38	718	0,26	0,16	0,13	269	177	32	223	13	16	<7	17	<3	43		46,27

Võrreldes Eesti Siluri dolomiitide keskmise keemilise koostisega (Jürgenson, 1988), on antud proovidel oluliselt väiksem Fe, Al, K ja Sr sisaldus ning suurem Mg ja Mn sisaldus (Tabel 3).

Tabel 3. Käesoleva töö proovide keemilise koostise keskmiste väärtuste ja Eesti Siluri dolomiitide keskmiste väärtuste (Jürgenson, 1988) võrdlus.

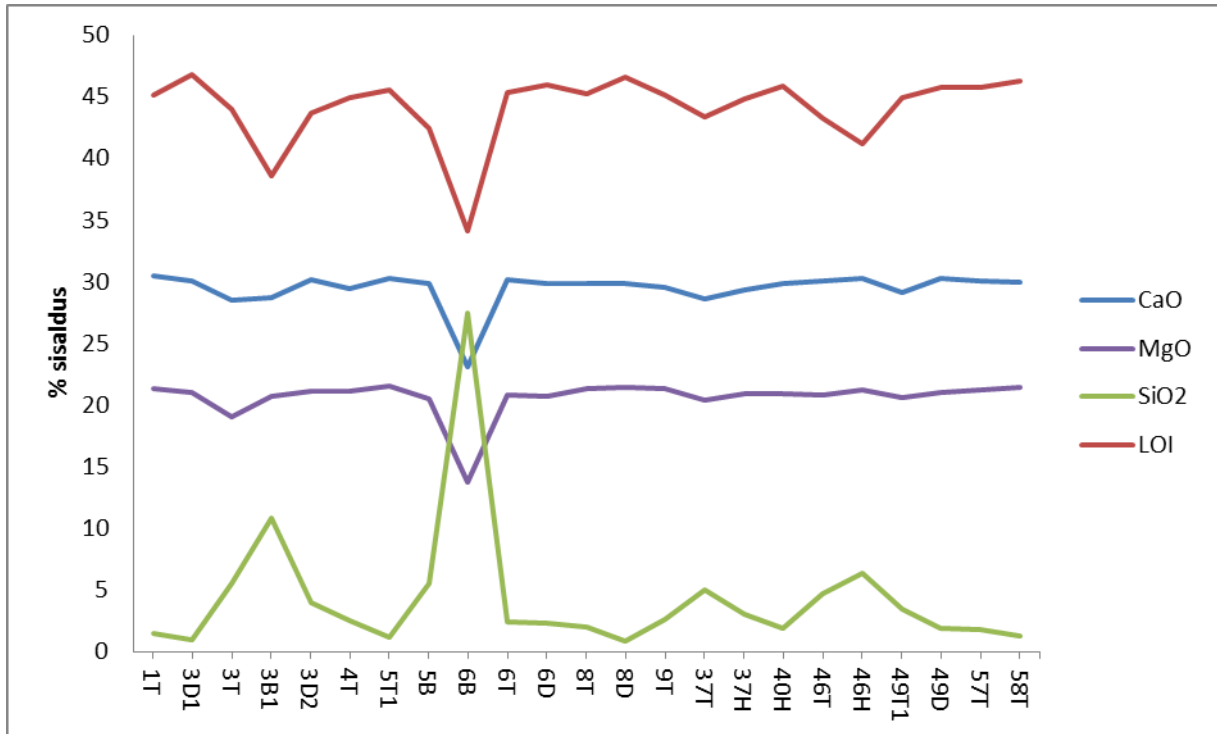
	CaO	MgO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Mn	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	Zn	Sr	Pb	LOI
	%	%	%	%	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%
Proovide keskmine	29,44	20,61	4,28	0,54	933	0,35	0,20	498	268	98	49	34	44,11
Eesti Siluri keskmine	30,35	18,00	4,00	0,92	190	1,63	0,70	500	500	16	230	9	45,00

Kaltsium ja magneesium on proovides omavahel tugevas positiivses korrelatsioonis (Joonis 25), mis näitab, et proovide puhul on tegemist dolomiidiga. Tulemused kinnitavad varasemalt Rõstla karjääris tehtud uuringuid (Kuldkepp, 2000; Teedumäe et al. 2001). Üldiselt jäävad kaltsiumi sisaldused vahemikku 28,5-30,5% ja magneesiumi sisaldused vahemikku 19-21,5%. Oluliselt väiksema Ca ja Ma sisaldusega proov on seotud ränidetriitse materjali esinemisega.



Joonis 25. Kaltsiumi ja magneesiumi omavaheline seos.

Proovide kuumutuskadu jääb üldiselt vahemikku 43-46%. Väiksemad väärtused on seotud ränidetriitse materjaliga. Kuumutuskadu ja räni sisaldus on oma vahel negatiivses korrelatsioonis (Joonis 26).



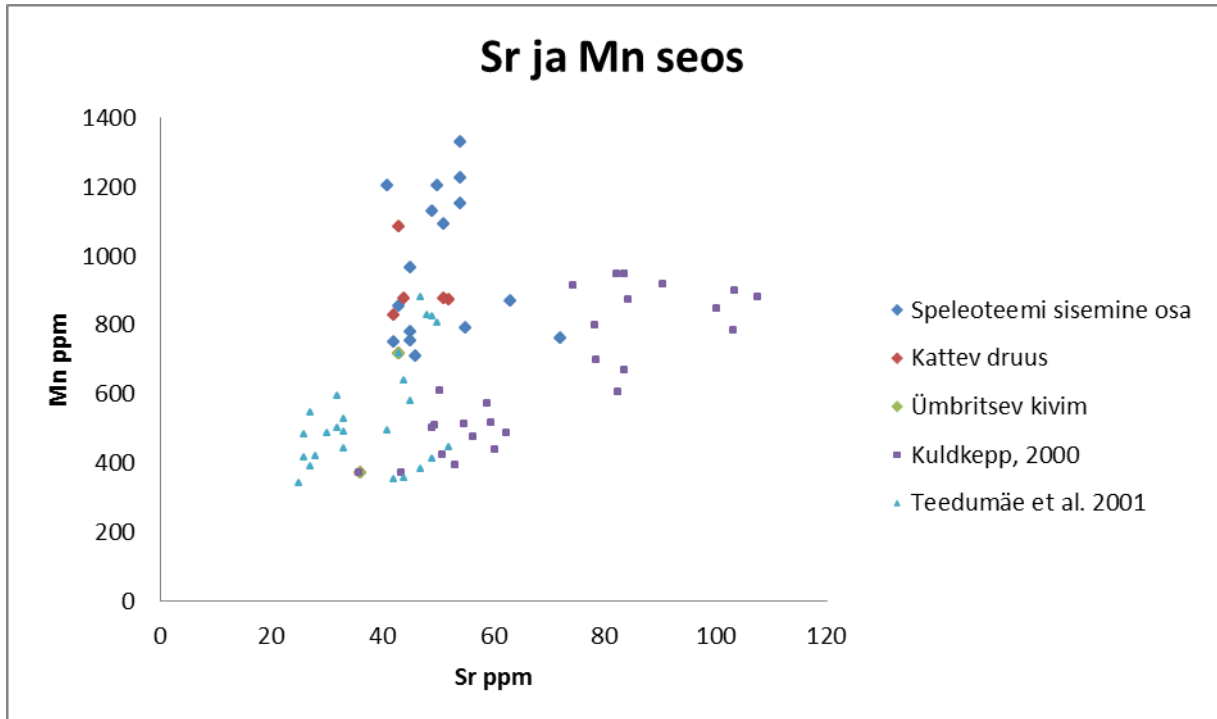
Joonis 26. Kaltsiumi, magneesiumi ja räni sisaldused proovides ning proovide kuumutuskadod.

Raua sisaldus proovides oluliselt ei muutu ja selle sisaldus on küllakti sarnane karjääris tehtud varasematele uuringutele. Raua sisaldus jääb vahemikku 0,37-0,68%.

Mangaani sisaldus proovides jääb vahemikku 372-1329 ppm. Looduses esinev korrelatsioon raua ja mangaani vahel (Salminen 2005) antud proovides välja ei tule. Selle põhjuseks on pakutud raua ja mangaani erinev päritolu kivimis (Kuldkepp, 2000): raud on settelist päritolu ja mangaan hüdrotermaalset päritolu.

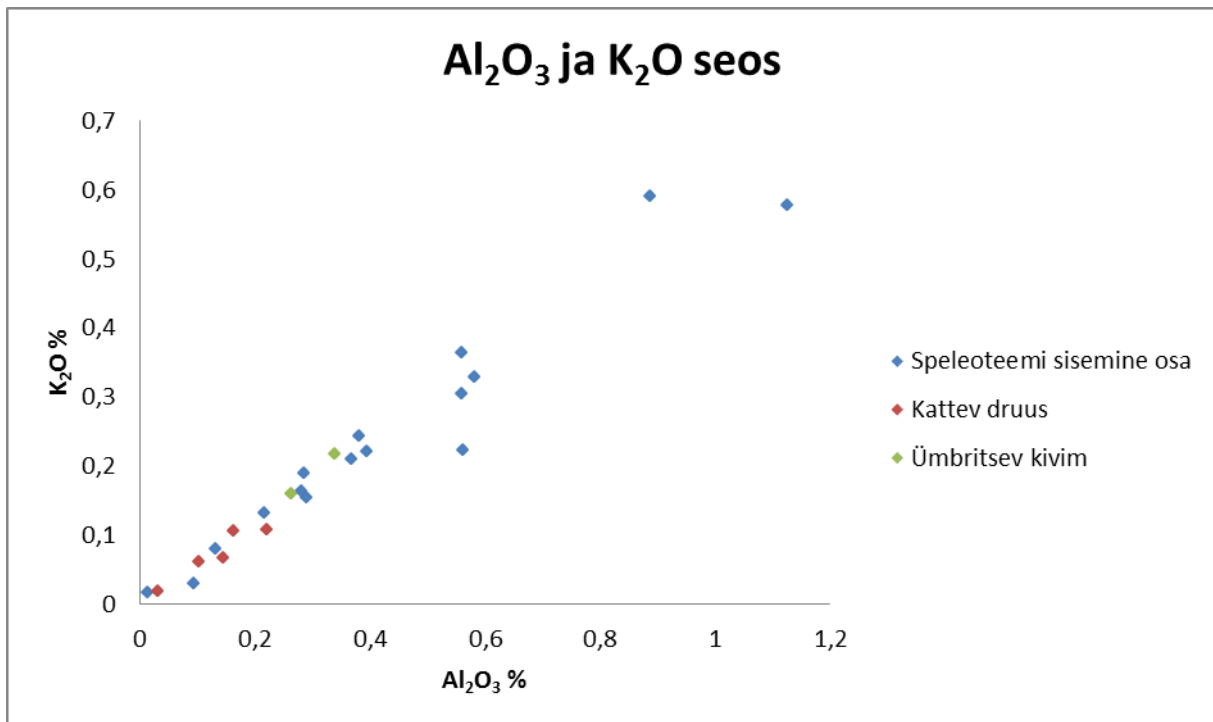
Strontsiumi sisaldus proovides jääb vahemikku 36-72 ppm. Otsest seost mangaani ja strontsiumi sisalduse vahel ei ole (Joonis 27). Strontsiumi sisalduse osas tekib vastuolu Kuldkepp, 2000 saadud tulemustega, kuna nimetatud töös olid õõnsustega seotud proovide strontsiumi sisaldused suuremad ja eristusid ülejäänud karjääri proovide tulemustest. Lisaks ei olnud mangaani sisalduste maksimaalväärtused nii suured. Teisalt Teedumäe et al. 2001 tulemustega sobituvad praeguse töö tulemused paremini. Teedumäe et al. 2001 tulemustes on strontsiumi sisaldus karstivorme sisaldava kivimikompleksi puhul sarnane osade praeguse töö proovidega, erinevuseks on praeguse töö kohati suuremad, üle 1000 ppm, mangaani

väärtused. Erinevused praeguse ja Teedumäe et al. 2001 ning Kuldkepp, 2000 tulemuste vahel võivad tuleneda sellest, et kahe esimese nimetatud töö puhul kasutati keemilise koostise määramiseks XRF meetodit ja Kuldkepp, 2000 puhul ICP analüüsi.

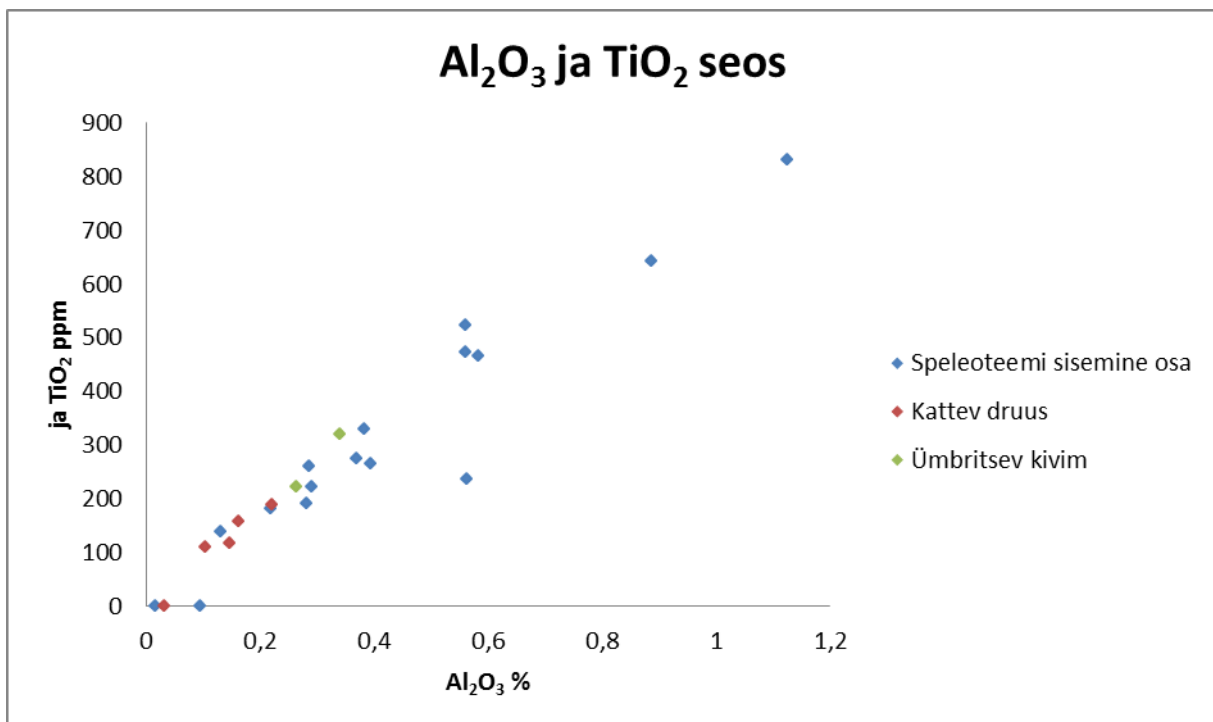


Joonis 27. Strontsiumi ja mangaani omavaheline seos. Joonisele on lisaks kantud Kuldkepp, 2000 ja Teedumäe et al. 2001 Rõstla karjääris tehtud kivimite keemilise koostise uuringute tulemused.

Tugev positiivne korrelatsioon on alumiiniumi, kaaliumi ja titaani sisalduse vahel (Joonis 28 ja Joonis 29). Alumiiniumi-kaaliumi-titaani suhe erineb teistest proovidest enim proovis 6T, kus on suur räni sisaldus. Üldiselt seostatakse neid elemente terrigeense materjaliga (Wei et al. 2003) ning antud juhul on alumiiniumi ja kaaliumi sisalduse vahelist seost seletatav ortoklassi ja muskoviidi esinemisega. Ühtegi titaani sisaldavat mineraali proovidest ei määratud, kuid see tuleneb arvatavasti titaani väikesest kogusest. Alumiiniumi sisaldus proovides jääb vahemikku 0,01-1,13%, kaaliumi sisaldus vahemikku 0,02-0,59% ja titaani sisaldus vahemikku 0-830 ppm.



Joonis 28. Alumiiniumi ja kaaliumi omavaheline seos.



Joonis 29. Alumiiniumi ja titaani omavaheline seos.

Proovide kloori sisaldus jääb vahemikku 0,09-0,30%, naatriumi sisaldus vahemikku 0-1307 ppm, väävli sisaldus vahemikku 101-836 ppm, fosfori sisaldus vahemikku 27-158 ppm, nikli sisaldus vahemikku 0-55 ppm ja broomi sisaldus vahemikku 0-29 ppm.

Vase, tsingi ja plii sisaldus jääb proovides üldiselt alla 100 ppm, kuid erandiks on proovid 3B1, 3D2 ja 5B. 3B1 tsingi sisaldus on 1091 ppm ja plii sisaldus 380 ppm. 3D2 vase sisaldus on 377 ppm, tsingi sisaldus 746 ppm ja plii sisaldus 262 ppm. 5B vase sisaldus on 465 ppm.

Kroomi, koobalti, rubiidiumi, tsirkooniumi ja ütriumi sisaldused proovides olid väga väikesed, jäädes tüüpiliselt alla 10 ppm.

Baariumi sisaldused jäid üldiselt allapoole mõõtepiiri, erandiks proovid 46T, kus baariumi sisaldus oli 126 ppm, 5T1, kus baariumi sisaldus oli 403 ppm ja 5B, kus baariumi sisaldus oli 417 ppm.

4T proovis sisaldus ka fluori, mille sisalduseks määrati 0,22%.

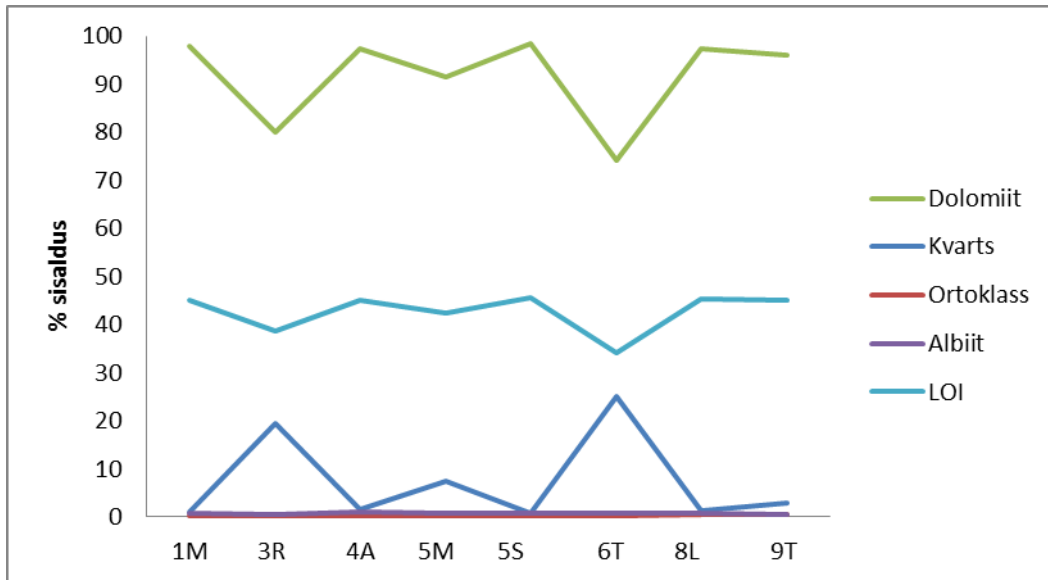
5.2 Röntgendifraktomeetria meetod

Röntgendifraktomeetria meetodiga määrati 8 proovi mineraloogiline koostis (Tabel 4) ja 5 lahustumatu jäägi proovi mineraloogiline koostis (Tabel 5). Proovid koosnevad põhiliselt dolomiidist, mida kinnitavad röntgenfluorestsents analüüsi tulemused. Dolomiidi hulk proovides varieerub vahemikus 74,05-98,02%. Madalamad väärtused on seotud ränistunud fossiilse materjali esinemisega. Kvartsi ja dolomiidi sisalduse vahel on tugev negatiivne korrelatsioon. Seost dolomiidi ja kvartsi sisalduse osas kinnitab ka samadest proovidest tehtud kuumutuskaol analüüsid (Joonis 30).

Tabel 4. Proovide mineraloogiline koostis.

Proovi nr	Dolomiit %	Kvarts %	Ortoklass %	Albiit %
1T	98,02	0,92	0,20	0,86
3B1	80,13	19,32	0,03	0,51
4T	97,27	1,53	0,31	0,90
5T1	98,54	0,65	0,18	0,64
5B	91,46	7,49	0,27	0,78
6B	74,05	25,01	0,29	0,65
8T	97,47	1,38	0,38	0,76
9T	96,13	2,82	0,50	0,55

Lisaks kvartsile, mida oli proovides 0,65-25,01%, esineb proovides ortoklassi ja albiiti. Nende summaarne sisaldus proovides on keskmiselt ligi 1%. Ortoklassi ja albiidi esinemine on osades proovides seoses alumiiniumi ja kaaliumi esinemisega (näiteks 3B1 ja 4T), teisalt osades proovides see seos väga hästi välja ei tule (näiteks 8T ja 9T).



Joonis 30. Proovide mineraloogiline koostis ja kuumutuskadu.

Proovide lahustumatus jäägis on valdavaks mineraaliks kvarts, mille sisaldus oli sõltuvalt proovist 60,1-99,9% (Tabel 5). Lahustumatu jäägi kogus kivimist sõltus detriitse materjali esinemisest, mida 3B2 ja 46B proovides oli üpris palju. Suuremal määral esines veel ortoklassi, sisaldusega 0-25,4% ja illiit/vilk, sisaldusega 0-13,8%. Vähemal määral esines kloriiti ja püriiti, mille sisaldused oli 1,2% või alla selle. Esines ka kaltsiiti, maksimaalselt 0,3%, millest võib järeldada, et proov ei lahustunud täies ulatuses ära. Ühes proovis (49T2) esines veel kaoliniiti, sisaldusega 0,8% ja barüüti, sisaldusega 0,2% ning ühes proovis (3B2) sfaleriiti, sisaldusega 0,2%.

Tabel 5. Lahustumatu jäägi osakaal kivimist ja lahustumatu jäägi proovide mineraloogiline koostis.

Proovi nr	Lah. Jääk %	Kvarts %	Ortoklass %	Illit/vilk %	Kaoliinit %	Kloriit %	Kaltsiit %	Püriit %	Sfaleriit %	Bariit %
3H	2,72	61,4	22,5	13,8		0,9	0,2	1,2		
3B2	25,21	90,8	4,5	2,6		1,2	0,2	0,5	0,2	
5T2	6,25	60,1	25,4	12,1		1,1	0,3	1		
46B	24,27	99,9					0,1			
49T2	4,08	66,1	19,4	12,2	0,8	1		0,4		0,2

5.3 Süsiniku ja hapniku isotoopsuhte analüüsid

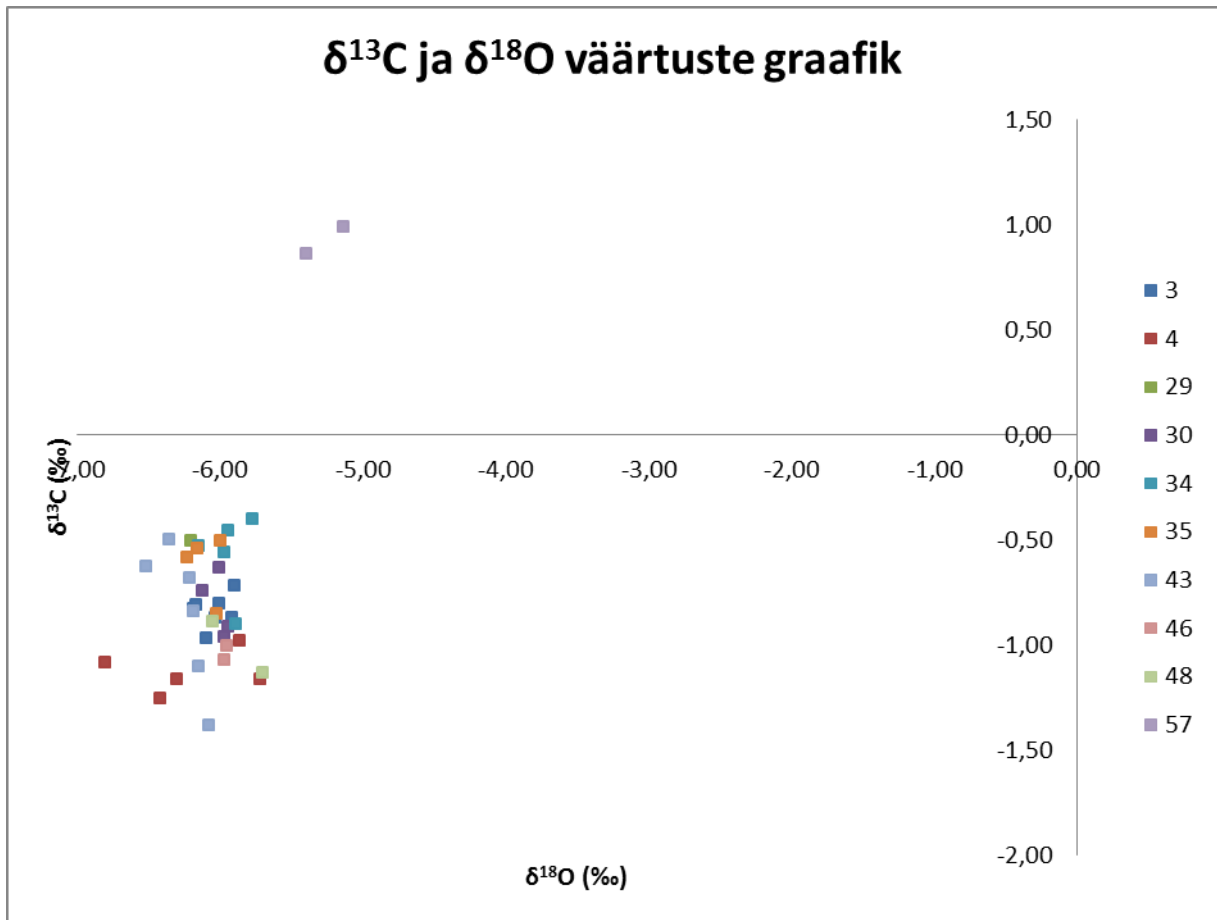
Süsiniku ja hapniku isotoopsuhte analüüsi tulemused on esitatud vastavas tabelis (Tabel 6). Isotoopanalüüse tehti kokku 10-st eri palast ja eesmärgiks oli uurida muutusi karstivormi sees. Võrdluseks tehti 2 proovi ka ümbritsevast kivimist.

Tabel 6. Proovide $\delta^{13}\text{C}$ ja $\delta^{18}\text{O}$ väärtused.

Proov			Proov		
nr	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	nr	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB
3-1D	-0,87	-5,91	34-3H	-0,40	-5,77
3-2H	-0,80	-6,01	34-4T	-0,45	-5,94
3-3T	-0,72	-5,90	34-5D	-0,90	-5,89
3-4H	-0,87	-6,03	35-1H	-0,51	-6,00
3-5B	-0,83	-6,19	35-2T	-0,58	-6,23
3-6B	-0,81	-6,17	35-3H	-0,54	-6,16
3-7D	-0,97	-6,10	35-4D	-0,85	-6,03
4-1D	-0,98	-5,87	43-1D	-0,84	-6,19
4-2T	-1,25	-6,42	43-2H	-0,68	-6,21
4-3T	-1,16	-6,30	43-3H	-1,38	-6,07
4-4T	-1,09	-6,80	43-4B	-0,50	-6,35
4-5D	-1,16	-5,71	43-5T	-0,63	-6,52
29-1T	-0,50	-6,20	43-6D	-1,11	-6,15
30-1D	-0,91	-5,94	46-1T	-1,07	-5,97
30-2H	-0,64	-6,00	46-2H	-1,01	-5,95
30-3T	-0,75	-6,12	48-1D	-0,89	-6,05
30-4D	-0,96	-5,97	48-2T	-1,13	-5,70
34-1D	-0,56	-5,97	57-1T	0,86	-5,39
34-2T	-0,53	-6,15	57-2H	0,99	-5,14

Tulemustest parema ülevaate saamiseks koostati graafik (Joonis 31). Graafikult lähtub, et karstivormidest pärit proovide tulemused moodustavad ühe kogumiku ja ümbritseva kivimi proovide tulemused teise grupi. Kuivõrd sama pala proovide tulemused on küllaltki sarnased, ei toimu pala ülemistest kihtidest allapoole liikudes muutused neis ainult ühes suunas. Suurimaid variatsioone võib näha palades nr. 4 ja 43. Palas nr. 4 varieerusid hapniku

isotoopkoostise tulemused vahemikus -5,71‰ kuni -6,8‰. Palas nr. 43 varieerusid süsiniku isotoopkoostise väärtused vahemikus -0,50‰ kuni -1,38‰.



Joonis 31. Proovide $\delta^{13}\text{C}$ ja $\delta^{18}\text{O}$ väärtuste graafik. Palad 3 kuni 48 pärinevad karstivormidest, pala nr. 57 on võetud ümbritsevast kivimist.

6. Arutelu ja järeldused

Paleokarsti ilmingud Rõstlas kujutavad endast põhiliselt mattunud karsti, milles aktiivset lahustustegevust enam ei toimu. Sellest annavad tunnistust karstiõõnsuste seinu katvad dolomiididruusid. Kuna tänapäevaste dolomiitide levik on väike ja nad on põhiliselt seotud evaporiitsete keskkondadega, ei ole mõeldav, et antud õõnsused oleks tekkinud pärast viimast jääaega. Seega on tegu paleokarsti koobastega, mis esindavad „surnud“ karsti.

Koobaste vanuse väljaselgitamine on keeruline, kuna neis leidub väga vähe sissekantud setteid. Käesolevas töös setete vanuse määramisega ei tegeletud, kuna lisaks setete väikese kogusele tundus autori jaoks tõenäoline, et on toimunud eriaegsete setete segunemine, mille dateeringust ei saaks midagi järeldada. Karstivormide vanuse alumise piiri määrab ära kivimikompleksi vanus, milles nad esinevad. Töös käsitlevad karstivormid paiknevad Siluri Raikküla lademes, mis on vanusega 436,7-441,0 Ma. Ala geoloogiline arengulugu lubab siiski arvata, et karstivormide varane teke on ebatõenäoline.

Karstiõõnsuste esinemine Rõstlas on seotud seotud karjääris esinevate lõhede süsteemiga. Kirde-edela-suunalised rikkevööndid tekkisid Siluri lõpus-Devoni alguses Kaledoonia orogeneesi mõjutusel (Plado et al. 2008). Sama perioodiga on seostatud ka karjääri kivimite varasemat dolomiidistumist. Seega võis see luua soodsad tingimused karstumiseks.

Karstivorme sisaldav kivimikompleks erineb oma väljanägemiselt ülejäänud karjääri kivimikompleksidest enam muutunud väljanägemise poolest. Kivimi algne ilme pole säilinud erinevalt vöönditevaheliselt kivimist. Selle põhjuseks on sekundaarne, hilisem dolomiidistumiseepisood, mis võis toimuda Kesk-Devonist kuni Devoni lõpuni või Karboni alguseni (Plado et al. 2008).

Speleoteemide süsiniku isotoopkoostis erineb selgelt ümbritsevast kivimist. Kuna dolomiidistumise käigus kivimi isotoopkoostis oluliselt ei muutu (Kelp, 2011), pidi algne kivim olema teistsugune ja selline, kus oleks soodustatud karstivormide teke. Speleoteemide ligi 1‰ negatiivsem hapniku isotoopkoostis ja keskmiselt 2‰ negatiivsem süsiniku isotoopkoostis võrreldes ümbritseva kivimiga võib näidata pisut ümbritsevast kivimist soojemat ja teistusugust tekkekeskkonda ja bioloogilise tegevuse jälgi.

Käesoleva töö jaoks tehtud proovide hapniku isotoopkoostis on vastav Karboni eelsetele kivimitele, mis jääb üldiselt vahemikku -4‰ kuni -6‰ (Kelp, 2011). Raikküla lademe lõpu

isotoopväärtused jäävad vahemikku +1‰ kuni +2‰ (Kaljo ja Martma, 2000), mis näitab speleoteemi erinevust ümbriskivimist.

Kas karstivormid on tekkinud hüdrotermaalse tegevuse tagajärjel või on tegemist traditsioonilisema karstinähtusega, kus toimub otsene või kaudne toitumine vihmaveest, pole päris kindel. Traditsioonilisema karsti puhul võiks karstivormide tekkeajaks oletada vahemikku Siluri lõpust kuni Devoni keskpaigani, hiljem pidanuks sobivad kihid olema juba mattunud Devoni mere ja liiva alla. Kuna Kesk-Devoni Narva lademe avamus jääb karjäärist vaid umbes 10 km lõunasse, võib oletada, et enne Kvaternaari jääaegu kattis Narva lade ka karjääris esinevat Raikküla ladet. Lisaks kuna Devoni alguses oli Raikküla lade paljandunud, olid soodsad tingimused karstumiseks ja selle hilisemaks säilimiseks Kesk-Devonis olemas. Lähtuvalt sellest, et parimad tingimused paleokarsti vormide säilimiseks on merelist või kontinentaalset päritolu settekihi all, mis on settinud vahetult pärast karstumise lõppemist (Bosák, 2003), võiks karstumise lõpuajaks lugeda ligikaudu Narva lademe vanust.

Karstiõõnsustes esinevad speleoteemid paistavad kujult olevat tekkinud laskuva vee tingimustes ja see viitab nende tekkele traditsioonilisema karstumise käigus. Samas on võimalik, et vesi tõusis hüdrotermaalse ringluse käigus karstumata lõhesid pidi üles ja voolas karstikoopaid sisaldavate lõhede kaudu taas sügavamale. Rõstlas muutunud ilmega kivimite kanalite kõige alumised osad ei paljandu ja ei saa täie kindlusega väita, et seos karstivormide ja hüdrotermaalse tsirkulatsiooni vahel puudub.

Õõnsuste hüdrotermaalse tekke puhul võis karstumine kesta Siluri lõpust Karboni alguseni. Seda näitavad nii paleomagnetismi uuringud karjääris kui sulfidse täitega lõhede esinemine karjäärist 15 km edela suunas Navesti jõe ääres. Fluidide tsirkulatsiooni käimapanevaks jõuks on nimetatud Kaledoonia või Hertsüünia orogeneesi (Plado et al. 2008). Hüdrotermaalset päritolu ja samuti Ülem-Devoni aegseid karstinähtusi on kirjeldatud ka Svalbardis, Norrale kuuluval Põhja-Jäämere saarestikul (Lauritzen, 2009). Sarnaseid nähtusi on kirjeldatud ka Böömimaal, Tšehhi Vabariigis, kus hüdrotermaalsete karstikoobaste teke toimus dolomiidistumisega arvatavasti samal ajal (Bosák, 1998).

Kivimite keemiline ja mineraloogiline analüüs näitavad seda, et dolomiidistumine on olnud täielik ja kuna keemiline koostis oluliselt kivimite vahel ei erine, on arvatavasti toimunud sama algse kivimi ümbertöötlemine. Keemiline koostis näitab arvatavasti ennekõike dolomiidistumise mõju ja see paistab ühtivat varasemate uurimustega, mille kohaselt

sekundaarne dolomiidistumine karstivorme sisaldatavas kivimikompleksis on hüdrotermaalne ja pikaajaline.

Karstiõõnsuste suuruse järgi võiks oletada, et nende teke väga pikaajaline pole olnud, mis sobitub paremini traditsioonilise karstumise mudeliga. Teisalt kuna hüdrotermaalne karstumine võib toimuda oluliselt aeglasemalt, pole välistatud ka hüdrotermaalne teke. Lisaks võib karstivormide väikese suuruse ja speleoteeme katvate dolomiididruuside järgi öelda, et karst enam pärast sekundaarse dolomiidistumise lõppu edasi ei arenenud.

Kokkuvõte

Käesolevast tööst saadud tulemuste põhjal võib väita, et Rõstla karjääris esinevad speleoteemid on ümbritsevast kivimist erineva tekkega, mida näitavad erinevad süsiniku ja hapniku isotoopsuhted. Speleoteemide keemiline ja mineraloogiline koostis ümbritsevast kivimist oluliselt ei erine ja karstmine ei paista olevat kivimite keemilist koostist muutnud. Mangaani, vase, tsingi ja plii suuremad sisaldused speleoteemides tulenevad arvatavasti hüdrotërmaalselt mõjust, mille käigus toimus sekundaarne dolomiidistumine.

Karstivormide tekke kohta on kaks hüpoteesi: 1) nad tekkisid kas traditsioonilise karstumise käigus, kus vesi pärineb otseselt või kaudselt vihmaveest või 2) hüdrotërmaalse tegevuse tagajärjel.

Traditsioonilist teket toetab karstiõõnsustes esinevate speleoteemide kuju, mis paistavad olevat tekkinud laskuva vee tingimustes. Lisaks toetab seda tekkemehhanismi vormide suhteliselt väike suurus, kuna vormide tekkimiseks soodne aeg esines vahetult enne Devoni aegsete setete kuhjumist võrreldes hüdrotërmaalse tekkemudeliga, mille puhul kestis karstumiseks soodne aeg Siluri lõpust Karboni alguseni.

Karstiõõnsuste hüdrotërmaalsele päritolule viitavad nii karjääris läbi viidud paleomagnetismi uuringud kui sulfiidse täitega lõhede esinemine karjäärist 15 km edela suunas Navesti jõe ääres. Hüdrotërmaalse tsirkulatsiooni käimapanevaks jõuks on nimetatud Kaledoonia või Hertsüünia orogeneesi. Võimalik on ka variant, et vesi tõusis karstumata lõhesid pidi üles ja voolas karstikoopaid sisaldavaid lõhesid pidi taas alla.

Kuna geoloogiline situatsioon karjääris on keeruline, ei saa ühte tekkemudelit teisele antud hetkel kindlalt eelistada. Sellegipoolest on karjääris esinevad karstinähtused huvitavad ja väärivad kindlasti edasi uurimist.

Tänuavaldused

Soovin tänada oma juhendajat Tõnu Pani osutatud abi ja nõuannete eest, Jaan Aruvälja röntgenfluorestsents ja röntgendifraktomeetria analüüside läbiviimise ning õpetuste eest, Holar Seppa mass-spektromeetri analüüside läbiviimise eest, Kalle Kirsimäed õpetuste eest ja Tartu Ülikooli geoloogia II kursust tehtud töö eest proovidega.

Kasutatud kirjanduse loetelu

Ainsaar, L. 1995. Rõstla paemurd. Liivimaa geoloogia: Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi 175. aastapäev. Eesti geoloogide teine ülemaailmne kokkutulek. Tartu, 3 – 6. oktoober 1995. Tartu Ülikool, Eesti Geoloogia Selts, Tartu, 20-21.

Armstrong, R., Osborne, L. 2003. Paleokarst: cessation and rebirth? *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1/2, 1-11.

Armstrong, R., Osborne, L. 2005. Dating ancient caves and related palaeokarsts. *Acta Carsologica*, 34/1, 51-72.

Bosák, P. 1998. The evolution of karst and caves in the Koněprusy region (Bohemian karst, Czech Republic), part II: hydrothermal paleokarst. *Acta Carsologica*, 27/2, 41-61.

Bosák, P. 2003. Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated? *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1/3, 1-24.

Bosák, P. 2008. Karst processes and time. *Geologos*, 14, 19-36.

Cigna, A.A. 2008. The family of karst phenomena: some physical-chemical parameters of some rocks concerned outside the classical karst. *Proceedings of the 10th International Symposium on Pseudokarst*. Gorizia, 29. aprill – 2. mai 2008. Centro Ricerche Carsiche 'Carlo Seppenhofer', 101-112.

Ebenhard, R., Sharples, C. 2013. Appropriate terminology for karst-like phenomena: the problem with 'pseudokarst'. *International Journal of Speleology*, 42, 109-113.

Farrant, A. R., Smart, P. L. 2011. Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*, 134, 79-84.

Ford, D. C., Palmer, A. N., William, W.B. 1988. Landform development; Karst. *Geological Society of America*, Vol. 2, 401-403.

Heinsalu, Ü. 1977. Karsti ja looduskeskkond Eesti NSV-s. Valgus, Tallinn, 5-74.

Heinsalu, Ü. 1978. Karsti tähtsusest põhjaveevaru täienemisel Eestis. *Eesti NSV Teaduste Akadeemia*, Tallinn, 44-51.

Heinsalu, Ü. 1987. Eesti NSV koopad. Valgus, Tallinn, 6-7.

- Jürgenson, E. 1988. Setete kuhjumine Baltikumi Siluris (vene keeles). Valgus, Tallinn, 1-175.
- Kaljo, D., Martma, T. 2000. Carbon isotopic composition of Llandovery rocks (East Baltic Silurian) with environmental interpretation. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, 49, 272-276.
- Kelp, K. 2011. Dolomiidistumise mõjust süsinikisotoopide suhtele karbonaatkivimites. Bakalaureusetöö. Tartu, 1-38. Tartu Ülikooli geoloogia osakonna raamatukogus.
- Kranjc, A. 2011. The Origin and evolution of the term “Karst”. Procedia Social and Behavioral Sciences, 19, 567-570.
- Kuldkepp, R. 2000. Epigeneetilise dolomiidistumisest Rõstla karjääris. Bakalaureusetöö. Tartu, 1-62. Tartu Ülikooli geoloogia osakonna raamatukogus.
- Lauritzen, S.-E. 2009. Hypogene speleogenesis in mainland Norway and Svalbard? Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1, 241-243.
- Nordhoff, P. 2005. Stable isotope investigations on speleothems from different cave systems in Germany. Doktoritöö. Göttingen, 25-39.
- Pirrus, E. 2007. Karst Eestis. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 6-9; 21-31.
- Plado, J., Preeden, U., Puura, V., Pesonen, L. J., Kirsimäe, K., Pani, T., Elbra, T. 2008. Palaeomagnetic age of remagnetizations in Silurian dolomites, Rõstla quarry (Central Estonia). Geological Quaterly, 52, 213-224.
- Preeden, U. 2009. Remagnetizations in sedimentary rocks of Estonia and shear and fault zone rocks of southern Finland. Doktoritöö. Tartu, 20-21. Tartu Ülikooli raamatukogus.
- Salminen, R., Batista, M. J., Bidovec, M., Demetriades, A., De Vivo, B., De Vos, W., Duris, M., Gilucis, A., Gregorauskiene, V., Halamic, J., Heitzmann, P., Lima, A., Jordan, G., Klaver, G., Klein, P., Lis, J., Locutura, J., Marsina, K., Mazreku, A., O'Connor, P. J., Olsson, S.Å., Ottesen, R.-T., Petersell, V., Plant, J.A., Reeder, S., Salpeteur, I., Sandström, H., Siewers, U., Steenfelt, A., Tarvainen, T. 2005. Geochemical Atlas of Europe. Part 1: Background Information, Methodology and Maps. Geological Survey of Finland, Espoo, 239-245.

Teedumäe, A., Kallaste, T., Kiipli, T. 2001. Aspects of the dolomitization of the Mõhküla beds (Silurian, Estonia). Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, 50, 190-205.

Teedumäe, A., Nestor, H., Kallaste, T. 2004. Sedimentary cyclicity and dolomitization of the Raikküla Formation in the Nurme drill core (Silurian, Estonia). Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, 53, 50-53.

Wei, G., Liu, Y., Li, X., Shao, L., Liang, X. 2003. Climatic impact on Al, K, Sc and Ti in marine sediments: Evidence from ODP Site 1144, South China Sea. Geochemical Journal, 37, 593-602.

White, W.B. 2007. A brief history of karst hydrogeology: contributions of the NSS. Journal of Cave and Karst Studies, 69, 13-26.

Internetiallikad

Põltsamaa Graniit. Põltsamaa Graniit OÜ. [<http://www.poltsamaagraniit.ee/>] 11.04.2014

Rõstla dolokivimaardlasse kavandatava Rõstla III dolokivikarjääri rajamise ja töötamisega kaasneva keskkonnamõju hindamise aruanne. Inseneribüroo STEIGER OÜ. [http://www.keskkonnaamet.ee/public/KMH/JT_regioon/dokid/Rostla_III_dolokivikarjaari_KMH_aruanne.pdf] 11.04.2014

Rõstla paekarjäär. MTÜ GEOGUIDE BALTOSCANDIA.
[<http://maavarad.egk.ee/maeeraldised/rostla/rostla.html>] 11.04.2014

Rõstla II paekarjäär. MTÜ GEOGUIDE BALTOSCANDIA.
[<http://maavarad.egk.ee/maeeraldised/rostla2/rostla2.html>] 11.04.2014

„Possible paleokarst in Rõstla quarry (Central Estonia)“

Kris Kelp

Summary

Karst is very common feature in modern world. After karst has been buried and speleogenetic process has ceased, it becomes paleokarst. Even though karst features are very widespread today, there are not many instances of paleokarst that have been reliably dated. This is mostly caused by karst polycyclic nature and unlikely preservation.

Aim of current MSc thesis was to study paleokarst features and speleothems found in Rõstla quarry, that is located near Põltsamaa. Samples were collected from caverns and their chemical, mineralogical and isotopic compositions were studied.

The isotopic composition results show that speleothems have different origin than the surrounding rock. The chemical and mineralogical composition of speleothems does not differ much from surrounding rock and karstification does not seem to have altered the chemical composition of speleothems. Higher concentration of manganese, copper, zinc and lead is probably the result of hydrothermal activity that caused the secondary dolomitization.

There are two possible explanations of the origin of karst caves: 1) they were formed by „traditional“ karstification in which water comes directly or indirectly from rainwater or 2) they were formed by hydrothermal processes.

The traditional karstification theory is supported by the shape of speleothems that appear to have formed from water flowing downwards. Additionally the caves are rather small meaning the time frame available for karstification had to be short. In case of traditional karstification theory the time frame suitable for karstification was present right before burial under Devonian sediments compared to hydrothermal theory in which time frame suitable for karstification lasted from the end of Silurian to beginning of Carbon.

The hydrothermal origin is supported by paleomagnetic age studies done in the same quarry and sulphide mineralization of large caverns, pores and fissures found in the excavated trench for the Navesti river about 15 km SW from the quarry. The hydrothermal circulation is interpreted to have been caused by Caledonian or Hercynian orogeny. It is also possible that

the water circulated upwards through some other fractures and then flowed back down through fractures containing karst features.

Since the geological situation in the quarry is complex, it is not possible at this time to prefer one theory to another. Nonetheless the karst features present in the quarry are very interesting and deserve to be studied further.

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina Kris Kelp

(autori nimi)

(sünnikuupäev: 17.12.1988)

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose Rõstla karjääri paleokarsti ilmingud,
(lõputöö pealkiri)

mille juhendaja on Tõnu Pani,

(juhendaja nimi)

- 1.1.reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;
- 1.2.üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.
2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, 23.05.2014 *(kuupäev)*