

LATVIJAS UNIVERSITĀTE
ĢEOGRĀFIJAS UN ZEMES ZINĀTŅU FAKULTĀTE
ĢEOGRĀFIJAS NODAĻA

**LEDĀJKUŠANAS ŪDEŅU BASEINI ZIEMEĻVIDZEMES
UN VIDUSGAUJAS ZEMIENĒS VĒLĀ VISLAS
LEDUSLAIKMETA BEIGU POSMĀ**

DISERTĀCIJA

doktora zinātniskā grāda iegūšanai ģeogrāfijas nozares
dabas ģeogrāfijas apakšnozarē

Autors:

Māris Nartišs

Darba vadītājs:

Prof., Dr. geol., Vitālijs Zelčs

RĪGA, 2014

Promocijas darbs izstrādāts Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes Ģeogrāfijas nodaļas Ģeomorfoloģijas un ģeomātikas katedrā no 2005. gada līdz 2013. gadam.



IEGULDĪJUMS TAVĀ NĀKOTNĒ

Šis darbs izstrādāts ar Eiropas Sociālā fonda atbalstu projektā «Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē».

Darbs sastāv no ievada, 5 nodaļām, secinājumiem, literatūras saraksta.

Darba forma: disertācija ģeogrāfijas nozarē, dabas ģeogrāfijas apakšnozarē.

Promocijas darba vadītājs:

profesors, *Dr. geol.* **Vitālijs Zelčs**, Latvijas Universitāte

Darba recenzenti:

Dr. geogr. **Oļģerts Nikodemus**, Latvijas Universitāte

Dr. hab. geogr. **Algimantas Česnulevičius**, Viļņas Universitāte

Dr. geol. **Ilze Vircava**, Tartu Universitāte

Promocijas padomes sastāvs:

profesore, *Dr. geogr.* **Agrita Briede**, padomes priekšsēdētāja

profesors, *Dr. geogr.* **Oļģerts Nikodemus**

profesore, *Dr. geogr.* **Zaiga Krišjāne**

asociētais profesors, *Dr. geol.* **Ivars Strautnieks**

asociētais profesors, *Dr. geogr.* **Pēteris Šķiņķis**

profesors, *Dr. geol.* **Vitālijs Zelčs**

Padomes sekretāre: docente, *Dr. geogr.* **Solvita Rūsiņa**

Promocijas darba aizstāvēšana notiks 2014. gada 2. jūlijā plkst. 14.00 Rīgā, Alberta ielā, 10, Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas Promocijas padomes atklātajā sēdē.

Ar promocijas darbu var iepazīties LU Bibliotēkā, Raiņa bulv. 19, 2.stāvā, 203.telpā.

Promocijas darbs pieņemts aizstāvēšanai ar LU Ģeogrāfijas Promocijas padomes 2014. gada 12. marta sēdes lēmumu Nr. 2/2014.

Anotācija

Disertācija ir veltīta ledājkušanas ūdeņu baseiniem Ziemeļvidzemes un Vidusgaujas zemienēs Vēlā Vislas leduslaikmeta beigu posmā. Līdzšinējos pētījumos šie baseini ir aplūkoti to atsevišķu elementu – ūdens līmeņu, deltu, saistīto upju terašu, sastopamo nogulumu īpašību skatījumā. Informācija par to laiktelpisko izplatību ir bijusi tikai shematiska. Šajā darbā pirmo reizi Latvijā iekšzemes ledājkušanas baseinu rekonstruēšanā ir ņemta vērā zemes virsas šķietamā pacelšanās, ko izraisīja pēdējā Fenoskandijas ledusvairoga izzušana, kā arī pašas rekonstrukcijas ir veiktas ĢIS vidē ar modelēšanas rīku palīdzību. Darbā ir veiktas Vidusgaujas, Smiltenes un Strenču ledāja sprostezeru rekonstrukcijas ūdens līmeņu kritumam no 125 līdz 46 m vjl. Tās parāda minēto sprostezeru izplatību, dziļumu, ūdens pieteces un noteces vietas, attīstību laikā un saistību ar citām tā laika ūdenstilpēm. Darbā ir aplūkots zemes virsas šķietamās pacelšanās modelis Rīgas līcim un tā ietekme uz ledāja paleobaseinu rekonstrukcijām. Paleogeogrāfiskās rekonstrukcijas ļauj precizēt ledāja recesijas gaitu. Baseinus veidojošo un tiem sekojošo eolo procesu nogulumu datējumi ar OSL metodi norāda, ka aplūkoto paleobaseinu eksistences laiks ir bijis no 14 līdz 16 tūkstošiem gadu pirms mūsdienām. Darbā aprakstītā metodika ir piemērota arī citās teritorijās esošo seno ledājkušanas ūdeņu baseinu rekonstrukciju veikšanai.

Raksturvārdi: Ziemeļlatvija, ledāja sprostezers, proglaciāls (pieledāja) ezers, modelēšana, deglaciācija

Annotation

This thesis is devoted to ice meltwater lakes existing during the decay of the Fenoscandian Ice Sheet in the North Vidzeme and Middle Gauja lowlands. Previous researchers of ice melt water lakes in Latvia have paid attention only to separate aspects of those bodies as water levels, deltas, related river terraces and deposited sediment properties. Only schematic reconstructions of their spatiotemporal distribution have been provided. For the first time in Latvia an ice melt water lake reconstruction has been performed by implementation of GIS modeling and also with taking into account the glacio-isostatic adjustment since deglaciation of the last Fenoscandian Ice Sheet. In this thesis a succession of ice melt water lake models – Middle Gauja, Smiltene and Strenči – with continuously falling water levels from 125 to 46 m asl is developed. Lake spatial distribution, depth, in and out flow maps are compiled. Interpretation of the lake temporal development and their conjunction with other late glacial lakes is discussed. A new glacio-isostatic adjustment model of the Gulf of Riga is used to compensate the earth's surface apparent uplift in the research territory. Obtained palaeogeographical reconstructions reveal the process of deglaciation in more detail. In the study area the oldest lakes were formed when the ice lobes retreated from the Middle Lithuanian (Gulbene) ice-marginal zone, and existed till complete deglaciation of Latvia. Absolute age datings of glaciolacustrine and covering aeolian sediments with OSL method point to lake existence ages in the range from 14 to 16 thousand years before present. The described methodology is suitable for ice meltwater lake reconstructions in other regions of the outer zone of the last Fenoscandian Ice Sheet.

Keywords: North Latvia, ice dammed lake, proglacial lake, modeling, glacio-isostatic adjustment, deglaciation

Satura rādītājs

Anotācija.....	3
Annotation.....	4
Darbā izmantotie apzīmējumi un saīsinājumi.....	7
Ievads.....	8
1. Ledājkušanas ūdeņu baseini segledāju klātajās teritorijās.....	17
1.1. Glaciālo ezeru klasifikācija.....	17
1.2. Glaciālie ezeri pasaulē un Latvijā.....	19
1.2.1. Laurentīdu ledusvairoga glaciālie ezeri.....	20
1.2.2. Baltijas ledus ezers.....	22
1.3. Reljefa formas un sedimentācija glaciālos ezeros.....	23
1.3.1. Krasta veidojumi.....	23
1.3.2. Nogulumi ledāja neietekmētos un glaciālos ezeros.....	26
1.4. Zemes garozas vertikālās kustības.....	31
2. Pētījumu teritorijas ģeomorfoloģiskais raksturojums un attīstība Vēlā Vislas leduslaikmeta beigu posmā.....	34
2.1. Subkvartārās un mūsdienu zemes virsmas morfoloģija.....	35
2.2. Kvartāra nogulumu segas raksturojums.....	36
2.3. Pēdējā apledošanas deglaciācija.....	37
2.4. Ledājkušanas ūdeņu ezeru līdzšinējie pētījumi.....	40
3. Materiāli un metodes.....	42
3.1. Reljefa modeļa sagatavošana.....	45
3.2. Zemes virsmas topogrāfijas koriģēšana reljefa modelī.....	47
3.3. Zemes garozas vertikālo kustību kompensēšana.....	50
3.4. Ledāja malas stāvokļa rekonstruēšana.....	55
3.5. Paleoezeru modelēšana.....	56
3.6. Glaciālo ezeru izplatības un līmeņu indikatori.....	58
3.7. Nogulumu granulometriskā un struktūranalīze.....	64
3.8. Smilts nogulumu absolūtā vecuma noteikšana.....	65
4. Rezultāti un to interpretācija.....	68
4.1. Uzlabotais digitālais augstuma modelis.....	68
4.2. Etalonvietu pētījumu rezultāti.....	70
4.2.1. Vidusgaujas glaciālā ezera teritorija.....	71
4.2.2. Smiltenes-Strenču glaciālo ezeru teritorija.....	76
4.3. Modelētie glaciālie ezeri.....	81
4.3.1. Vidusgaujas ledāja sprostezers.....	82
4.3.2. Smiltenes ledāja sprostezers.....	91
4.3.3. Strenču proglaciālais ezers.....	95
4.4. Optiski stimulētās luminiscences rezultāti.....	100
5. Diskusija.....	103
5.1. Ledājkušanas ūdeņu baseinu līmeņu rekonstrukcija.....	103
5.2. Ledājkušanas ūdeņu baseinu izplatība un sasaiste ar citiem paleohidroloģiskā tīkla elementiem.....	107
5.3. Ledājkušanas ūdeņu baseinu eksistences laiks un ilgums.....	113

Secinājumi.....	117
Pateicības.....	119
Literatūra.....	120

Darbā izmantotie apzīmējumi un saīsinājumi

DEM – digitālais augstuma modelis.

GIS – ģeogrāfiskās informācijas sistēmas.

ka – kiloannum – tūkstoši gadu pirms mūsdienām (parasti – pirms 2000. gada). Vecumi tekstā norādīti kalendārajos gados, ja vien nav norādīts savādāk.

LGIA – Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra.

OSL – optiski stimulētā luminiscence.

vjl – absolūtais augstums virs mūsdienu jūras līmeņa.

VPT – virspalu terase.

σ_1 – viena standartnovirze. Nogulumus veidojošo graudu izmēru sadalījuma gadījumā, tā aprēķināta pēc Folka un Varda (Folk, Ward, 1957) grafiskās metodes.

Mz – vidējais aritmētiskais nogulumus veidojošo graudu izmērs, kas aprēķināts pēc Folka un Varda (Folk, Ward, 1957) grafiskās metodes.

Ievads

Paleovides rekonstrukcijas sniedz ne tikai ieskatu Zemes attīstības vēsturē, bet arī ļauj spriest par ilgtermiņa globālām un reģionālām dabas apstākļu izmaiņām, palīdz saskatīt to cēloņus (Williams et al., 2004). Mūsdienās, sakarā ar aizvien pieaugošajām bažām par cilvēka darbības ietekmi uz klimatu (IPCC, 2007), ir vēl jo svarīgāk iegūt precīzus datus par apstākļiem, kādi valdīja uz Zemes tālākā un nesenākā pagātnē. Tas ļauj novērtēt, vai tiešām cilvēks ietekmē šī brīža klimatu, cik lielā mērā tas notiek un, pats galvenais, kas notiks tuvākajā nākotnē. Atsevišķi zinātnieki, kā piemēram, Millers un Pross (Müller, Pross, 2007) uzskata, ka pašlaik Zemes insolācijas apstākļi ir līdzīgi kā pirms 397 tūkstošiem gadu, un pastāv iespēja, ka var iestāties interglaciāla beigas, ja vien cilvēka darbība šādu iespēju nav izslēgusi, uz ko savos pētījumos norāda Rodimens un līdzautori (Ruddiman et al., 2005). Eksistē arī viedoklis, ka pirms kārtējā leduslaikmeta sākšanās ir notikusi globālā temperatūras paaugstināšanās, līdzīgi kā tas tiek novērots mūsdienās (Kukla, Gavin, 2005). Kā norādīts klimata pārmaiņu starpvaldību padomes (IPCC) ziņojumā (Jansen et al., 2007), neskatoties uz plašiem pētījumiem, joprojām nav pietiekami detāli izprasti seno kontinentālo apledojuumu augšanas un izzušanas procesi un to ātrums, kas ir nepieciešams precīzai klimata modelēšanai.

Seno ezeru parametri ir nozīmīga komponente paleovides rekonstruēšanā un iegūto paleovides datu interpretēšanā (Machlus et al., 2000; Krinner et al., 2004). Atsevišķi paleoezeri ir atstājuši ievērojamu ietekmi uz to eksistences laika globālajiem klimatiskajiem apstākļiem, savukārt ledāja kontakta ezeri var būtiski ietekmēt ledāja dinamiku, liekot tai atšķirties no tādas, kādu to varētu sagaidīt tikai no tiešas klimata ietekmes (Hostetler et al., 2000; Krinner et al., 2004; Peyaud et al., 2007; Carrivick, Tweed, 2013). Piemēram agrīnā Vislas apledojuma ledājs Karas jūrā bloķēja uz ziemeļiem tekošās upes – Obu, Jeņiseju, izveidojot plašu Rietumsibīrijas līdzenuma ledāja sprostezeru, kas drenējās caur Arāla jūru uz Kaspijas jūru (Mangerud et al., 2001). Šāda papildus ūdens ieplūde nodrošināja Arāla jūrai līmeni, kas pārsniedz tās 20. gs. 90. gados novēroto līmeni par 17 metriem, savukārt Kaspijas jūrai – pat par 54 metriem (Mangerud et al., 2001). Tādējādi ledāja sprostezeriem un ar tiem saistītās hidroloģiskā tīkla izmaiņas tiešā veidā ietekmēja arī no ledāja tālu esošās teritorijas. Savukārt Vēlā Vislas apledojuma Laurentīdu ledusvairoga kušanas rezultātā gar tā malu uzkrājās liels saldūdens daudzums, kura ieplūšana Atlantijas okeānā no Agasi paleoezera Ziemeļamerikā pirms aptuveni 12,9 tūkstošiem gadu kalpoja par vēlā driasa sākuma cēloni (Teller et al., 2002; Clarke et al., 2003; Tarasov, Peltier, 2006). Fišers et al. (Fisher et al., 2002) uzskata, ka strauja ūdeņu noplūšana no Agasi un Makkonela ezeriem kalpoja par iemeslu īslaicīgam temperatūras kritumam pirms 11,3 tūkstošiem gadu, kas pazīstams kā preboreāla oscilācija. Par pašu pazīstamāko ledājkušanas ūdeņu veidota ezera ietekmi uz klimatu var uzskatīt Agasi ezera galīgo noplūšanu, kas notika pirms 8,04–8,49 tūkstošiem gadu (Clarke et al., 2003; Clarke et al., 2004; Li et al., 2012; Lewis et al., 2012). 841 tūkstoti km² lielā un 773 m dziļā Agasi ledāja sprostezera noplūšanas rezultātā okeānā nonāca aptuveni 71 tūkstotis km³ saldūdens, kas kalpoja par iemeslu okeāna straumju cirkulācijas izmaiņām un vidējās gada temperatūras kritumam par 5°C (Leverington et al., 2002b; Clarke et al., 2004; Lewis et al.,

2012). Literatūrā ir minēti vairāki gadījumi, kad lielo ledāja sprostezeru pēkšņa noplūšana ir radījusi, iespējams, lielākos plūdus uz zemes (Rudoy, 2002; Clark et al., 2008; Clayton, Knox, 2008; Wiedmer et al., 2010; Margold et al., 2011; Hanson et al., 2012). Bieži vien šos megaplūdus konstatē pēc to izraisītajām izmaiņām jūrās vai okeānos esošajos nogulumos, tā, piemēram, Disnas ledāja sprostezera noplūšanas pēkšņums ir konstatēts pēc izmaiņām Melnās jūras nogulumos (Soulet et al., 2013).

Agasi ledāja sprostezera platības, tilpuma un noplūšanas modelēšana ir bijusi iespējama tikai pateicoties mūsdienīgām datu apstrādes metodēm un plašai informācijai par seno krasta līniju novietojumu, kas ļauj izdarīt secinājumus par glacioizostatisko korekciju, kura notikusi teritorijā kopš baseina atbilstošās stadijas eksistences laika (Mann et al., 1999; Clarke et al., 2003; Clarke et al., 2004). Balstoties uz Agasi paleoezera pētījumu pozitīvo pieredzi, līdzīga metodika ir izmantota arī agrīnā Vislas apledojuuma (Mangerud et al., 2004) un citu ledāja sprostezeru modelēšanā (Clark et al., 2008). Manna et al. (Mann et al., 1999) un Klarka et al. (Clarke et al., 2003) aprakstītā metodika tika pārbaudīta arī paleoezera pētījumiem Igaunijā, kur tā ir izmantota Peipusa ledāja sprostezera parametru rekonstruēšanai (Rosentau et al., 2004), vēlāk arī pētot Peipusa paleoezera sasaisti ar citiem pieledāja ezeriem un Baltijas ledus ezeru (Rosentau et al., 2007b; Saarse et al., 2007; Rosentau et al., 2008; Rosentau et al., 2009).

Latvijā ir plaši izplatītas teritorijas, kurās pēdējā leduslaikmeta beigu posmā atradās ledājkušanas ūdeņu veidoti ezeri (Straume, 1978; Straume, 1979). Ledājkušanas ūdeņu ezeru izpēte ļauj labāk izprast plašu Latvijas teritoriju reljefa veidošanos, kā arī leduslaikmeta beigu posmā valdošos dabas vides apstākļus. Šo ezeru krasta līnijas mēdz būt vāji izteiktas un fragmentāras, tādēļ senāku pētījumu autori (Raukas, Rjahni, 1970; Basalikas, 1970; Biske et al., 1974; Straume, 1978; Segliņa, 1990) norāda uz to, ka, neskatoties uz līdz tam brīdim paveikto, ir nepieciešams turpināt šo ezeru pētījumus, lai precizētu to morfoloģiju, veidošanos un to eksistences laikā valdošos apstākļus. Neskatoties uz daudz ilgstošākajiem un plašākajiem Agasi ledāja sprostezera veidojumu pētījumiem, kuri ilgst nu jau ilgāk nekā simts gadus, tie tiek joprojām turpināti, par ko liecina arvien jaunu tēmai veltītu publikāciju parādīšanās (ar jaunāko apskatu var iepazīties Teller (Teller, 2013) pārskata publikācijā). Atšķirībā no citiem lielajiem ledāja sprostezeriem (Agasi, Baltijas ledus ezers u.c.), par Latvijas iekšzemes ledāja sprostezeriem ir zināms salīdzinoši maz. Par to izplatību informāciju var iegūt pēc to nogulumu izplatības (Juškevičs, 1999b; Juškevičs, Skrebels, 2002b). Eksistē atsevišķu krasta līniju izplatības pētījumi (viens no plašākajiem apkopojumiem atrodams (Straume, 1978)), un pētījumi par tajos izgulsnēto slokšņu mālu īpašībām (Kuršs, Stelle, 1964; Kuršs, Stinkule, 1969). Nevienā no līdzšinējiem pētījumiem nav mēģināts izveidot šo ezeru dziļumu kartes, novērtēt to tilpumu, kā arī to rekonstrukciju veidošanā ņemt vērā zemes garozas vertikālo kustību ietekmi. Jau 1974. gadā Biske ar līdzautoriem (Biske et al., 1974) norāda, ka līdzšinējās ledājkušanas baseinu izplatības rekonstrukcijas nav ticamas, jo nav ņemta vērā zemes garozas pacelšanās kopš to eksistences laika. Sakarā ar organogēnā materiāla iztrūkumu ledāja sprostezeru, pieledāja ezeru nogulumos, senākos pētījumos nav bijis iespējams pielietot oglekļa izotopu datēšanas metodi to uzkrāšanās vecuma noteikšanai. Šo ezeru izplatība ir tikusi aplūkota balstoties uz to morfoloģisko novietojumu

tā brīža Latvijas teritorijas deglaciācijas gaitas izpratnē (Āboltiņš, 1971; Eberhards, 1975; Meirons, 1975; Meirons et al., 1976; Straume, 1979; Segliņa, 1990; Zelčs, Markots, 2004). Mūsdienās ir attīstījušās minerālo nogulumu datēšanas metodes, un ir iespējams datēt kvarca graudus smilts frakcijas nogulumos, balstoties uz to luminiscences īpašībām (Murray, Wintle, 2000; Thrasher et al., 2009), taču šīs metodes vēl nav plaši pielietotas Latvijas iekšzemes ledāja sprostezeru nogulumu datēšanai (Zelčs et al., 2011). Dotajā pētījumā ir pielietota iepriekš lietotā morfoloģiskā vecuma noteikšana, kas ir papildināta ar smilts uzkrāšanās vecuma noteikšanu ar optiski stimulētās luminiscences (OSL) metodi.

Pētījumā ir aplūkoti ledāja sprostezeri – tādi ezeri, kuriem daļu no krastiem veido ledus (Ashley, 1995; Miller, 1996), kā arī pieledāja (proglaciālie) ezeri, kuru primārais ūdeņu avots ir ledāja (arī apraktā) ledus kušana (ibid.). Pētījumā nav aplūkoti zemledāja ezeri, jo tajos notiekošie procesi būtiski atšķiras no citiem ledāja ezeru tipiēm raksturīgajiem procesiem, kā arī seno zemledāja ezeru izdalīšana pēc nogulumiem u.c. pazīmēm mūsdienās vēl ir apgrūtināta (Ashley, 1995; Livingstone et al., 2012). Tāpat darbā nav aplūkoti īslaicīgie virsledāja ezeri, jo tie lielākoties ir bijuši nelieli pēc platības un, visbiežāk, nav atstājuši nekādus būtiskus pierādījumus par to eksistenci (Ashley, 1995). Lielākie virsledāja, kā arī ledāja caurkusumu ezeri ir rekonstruējami pēc to nogulumiem, taču to krasta līnijas nav saglabājušās, jo tās ir veidojis ledus, kā arī to konfigurācija ir bijusi ļoti mainīga, ko ir noteikusi tā ledus krastu kušana (Ashley, 1989; Ashley, 1995). Ar virsledāja un ledāja caurkusuma ezeriem Latvijā, kas ir pētīti balstoties uz to atstāto reljefa formu – plakanvirsas pauguru – īpašībām, ir iespējams iepazīties A. Markota veiktā pētījumā (Markots, 2010). Tāpat darbā nav aplūkoti nelieli starp ledāja malu un reljefa paaugstinājumu eksistējušie ezeri, jo tie pēc savas platības ir bijuši nelieli, kā arī to attīstība visbiežāk ir bijusi cieši saistīta ar ledājkušanas ūdeņu drenāžu starp ledāju un no ledus brīvo teritoriju, ko mūsdienās marķē kēmu terases (Bennet, Glasser, 1998). Šī darba ietvaros kēmu terašu nodalīšanai no darbā aplūkotajiem ledāja kontakta ezeriem ir izmantots kritērijs, ka ledāja kontakta ezeram ir jāaizņem plašāka teritorija nekā tikai tāda, kas ir tiešā veidā saistīta ar pozitīvo reljefa makroformu (augstieņu) vai mezoformu (pauguru) nogāzēm. Ar jaunākajiem kēmu terašu pētījumiem Latvijas augstienēs var iepazīties M. Dauškana darbā "Kēmu terases Austrumlatvijas augstienēs" (Dauškans, 2013), kur ir aplūktas arī pētījumu teritorijai pieguļošās kēmu terases.

Darba ietvaros ir lietoti vispārpieņemtie ledāja sprostezeru nosaukumi (Āboltiņš, 1971; Straume, 1978; Straume, 1979; Zelčs, Markots, 2004). Atsevišķu stadiju nodalīšanai tie ir papildināti ar to ūdens līmeņa augstumu virs jūras līmeņa mūsdienās, kas iegūti no literatūras avotiem vai modelēšanai izmantotajām "atslēgas" vietām. Atšķirībā no ASV, kur lielo ledāja sprostezeru stadijām kā nosaukumi parasti ir doti pilsētu nosaukumi, pie kurām pirmo reizi ir aprakstītas labi izteiktas konkrētās stadijas krasta līnijas (Lepper et al., 2011), Latvijā šāda pieeja konsekventi netiek pielietota un senajiem ezeriem ir doti gan pilsētu (Strenču, Smiltenes, Saldus), gan citi (Lubāna, Burtnieka, Zemgales) nosaukumi, kuru stadiju nosaukumiem ir pievienots to ūdens līmeņa absolūtais augstums metros (Straume, 1978). Līdzīga pieeja ir izmantota Apalaču kalnos eksistējušajiem ledāja sprostezeriem, kuru nosaukumi sastāv no upes nosaukuma, kuras ielejā dotais ezers ir atradies, un no tā ūdens līmeņa augstuma vai augstuma intervāla, ja dotā ledāja sprostezera krasta līnijas ir

būtiski ietekmējusi zemes garozas celšanās pēc to eksistences (LaRocque et al., 2003b). Laroks (ibid.) arī norāda, ka šāda pieeja nodrošina, ka izmantotā nomenklatūra ir daudz fleksiblāka (viegli ieviest jaunas starpstadijas) un ar to ir vieglāk manipulēt, jo informācija par augstumu ir daļa no nosaukuma.

Pētījuma aktualitāte

Pētījumam izvēlēta teritorija – Vidusgaujas zemene un Ziemeļvidzemes zemienes austrumu daļa – ir savdabīga ar to, ka tajā ir eksistējis nevis tikai viens ledāja sprostezers, bet gan secīga sprostezeru sērija, kas veidojās pakāpeniski pazeminoties to ūdens līmenim teritorijas deglaciācijas gaitā (Āboltiņš, 1971; Straume, 1978; Straume, 1979; Nartišs, Zelčs, 2006; Nartišs, Zelčs, 2007; Nartišs, Zelčs, 2011). To novietojumu mūsdienu reljefā ir ietekmējusi zemes garozas celšanās kopš pēdējā Fenoskandijas segledāja atkāpšanās laika līdz pat mūsdienām, uz ko norāda jaunākie dati Rosentau (Rosentau, 2006) pētījumā par zemes garozas pacelšanos Igaunijā un tai pieguļošajā Latvijas teritorijā. Šo ezeru konfigurāciju un noteci pamatā ir kontrolējusi recesējošā ledāja mala, kas ir bloķējusi un pēcāk atbrīvojusi ezeru noteci pieejamos reljefa pazeminājumus, izskalojot tajos dažādas izcelsmes ūdeņu noteces ielejas. Pētījumu teritorijā jau ir tikušas veidotas ledāja sprostezeru rekonstrukcijas (Āboltiņš, 1971), taču tās tikai daļēji balstās uz faktiem, jo daļa no mūsdienās pieejamās informācijas, piemēram, detaļa karte ar kvartāra nogulumu izplatību pētījuma teritorijā, šo rekonstrukciju veikšanas laikā nebija pieejama un tādēļ šīs rekonstrukcijas reprezentē to autora izpratni un priekšstatus par šo ledāja sprostezeru konfigurāciju (Āboltiņš, pers. kom.). Pētījumu metožu attīstība un plašāks pieejamo datu klāsts ļauj mūsdienās palūkoties vēlreiz uz šīm vairāk kā 40 gadus vecajām rekonstrukcijām, lai izvērtētu to patiesumu, kā arī iegūt jaunu informāciju, ko nebija iespējams tolaik paveikt.

Pētījumu teritorija saskaras ar Igaunijas Republiku, kurā pēdējās desmitgades laikā ir veiktas plašas leduslaikmeta beigu posma ledāja sprostezeru rekonstrukcijas, tajos akumulēto nogulumu pētījumi (Hang, 2001; Rosentau et al., 2004; Rosentau, 2006; Rosentau et al., 2007a; Rosentau et al., 2007b; Punning et al., 2008). Minētajos pētījumos visbiežāk ledāja sprostezeriem uz Latvijas – Igaunijas robežas ir novietoti mākslīgi dambji, tos tādējādi norobežojot no to iespējamām Latvijas daļām (piemērs aplūkojams (Rosentau, 2006)). Ar šī pētījuma palīdzību ir mēģināts aizpildīt šādus "baltos plankumus" pēdējā apledošanas deglaciācijas laikā. Uz robežas ar pētījumu teritoriju veiktās salīdzinoši jaunās rekonstrukcijas sniedz lielisku iespēju salīdzināt iegūtos rezultātus ar otrpus robežai – Igaunijas teritorijā veikto pētījumu rezultātiem.

Detālu laiktelpisko ledājkušanas ūdeņu baseinu rekonstrukciju izveide ir noderīga citu doto laika posmu raksturojošo reģionālo paleoģeogrāfisko rekonstrukciju veidošanai vai validēšanai. Ledājkušanas ūdeņu baseini to eksistences laikā ir ietekmējuši reģionālo klimatu, ledāja dinamiku, kā arī no ledāja brīvajā teritorijā notiekošus procesus (Carrivick, Tweed, 2013), kas norāda uz precīzu ledājkušanas ūdeņu baseinu modeļu svarīgumu apledošanas deglaciācijas gaitas un apstākļu rekonstruēšanā. Uz nepieciešamību precizēt pēdējā apledošanas deglaciācijas gaitu un tās laikā valdošos apstākļus, lai varētu labāk

izprast procesus, kas norisinās pārejā no glaciāla uz interglaciālu, ir norādīts arī IPCC klimata pārmaiņu ziņojumā (Jansen et al., 2007).

Darba novitāte

Šajā darbā glaciālo ezeru pētījumi ir balstīti uz ģeomorfoloģiskajiem indikatoriem, akumulēto nogulumu telpiskās izplatības un uzbūves pierādījumiem. Tā ir vispāratzīta seno ezeru pētniecības metodika (Veklich, 1975; Kvasov, 1975; LaRocque et al., 2003a; Carrivick, Tweed, 2013), un ir saskaņā ar vispārpieņemtu ģeoloģijas un ģeomorfoloģijas pamatprincipu – rekonstruēt nenovērotus notikumus balstoties uz atsevišķām to atstātajām pēdām (van Loon, 2004). Šādi iegūtie dati pētījuma gaitā ir izmantoti turpmākai to izplatības un morfoloģisko īpašību modelēšanai ar ģeogrāfisko informācijas sistēmu (ĢIS) palīdzību. Pirmo reizi Latvijā iekšzemes seno ezeru konfigurācijas rekonstrukciju veidošanai ir ņemta vērā zemes virsas šķietamā pacelšanās kopš to eksistences laika, to konfigurācija noteikta modelēšanas ceļā, kā arī ar relatīvi augstu precizitāti noteiktas glaciālo ezeru platības un tilpumi. Balstoties uz šo ezeru konfigurāciju, iespējamo drenāžu, nogulumu izplatību un īpašībām, ir iegūti arī jauni dati par deglaciācijas gaitu, šajos ezeros notikušajiem procesiem – nogulumu uzkrāšanos, to ūdens pieplūdes un noteces vietām. Ar OSL nogulumu absolūtā vecuma datējuma palīdzību ir noteikts šo ledājkūšanas ūdeņu baseinu eksistences laika intervāls. Pētījuma izstrādes gaitā ir veikti uzlabojumi datu apstrādes metodēs, kā arī iegūtas jaunas atziņas par pasaulē plaši pielietotu pētniecības metožu pielietojuma problemātiku Latvijas apstākļos.

Aizstāvēšanai izvirzītās tēzes

Ledāja sprostezeri, proglaciālie un paliku ezeri ir būtiski ietekmējuši mūsdienu Latvijas zemieņu reljefu un kvartāra nogulumu segu. Pēdējā ledāja atkāpšanās no Latvijas teritorijas ietekmēja šo baseinu morfoloģiju, eksistences ilgumu un nogulumu uzkrāšanos tajos, tādēļ aizstāvēšanai tiek izvirzītas šādas tēzes:

1. Ledājkūšanas ūdeņu veidoto baseinu morfometrija un to noplūšana pētījuma teritorijā ir bijusi sarežģītāka nekā uzrādīts līdzšinējos pētījumos (Āboltniņš, 1971; Straume, 1978; Straume, 1979; Zelčs, Markots, 2004).
2. Zemes virsas šķietamā pacelšanās kopš pēdējā apledojuma atkāpšanās ir būtiski izmainījusi pētījuma teritorijā eksistējušo ledājkūšanas ūdeņu veidoto baseinu krasta līniju novietojuma absolūtos augstumus, tādēļ, veicot šādu seno baseinu rekonstruēšanu, ir jāņem vērā šis pacelšanās apjoms katrā pētījumu vietā.
3. Ledāja sprostezeru rekonstrukcijas ļauj detālāk precizēt ledāja atkāpšanos konkrētā teritorijā.

Darba mērķis un uzdevumi

Pētījuma mērķis ir ar ĢIS palīdzību rekonstruēt Vēlā Vislas apledojuma lielo ledājkūšanas ūdeņu baseinu izplatību, morfoloģiskās īpašības un attīstību Vidusgaujas zemienē un Ziemeļvidzemes zemienes austrumu daļā.

Mērķa sasniegšanai tika izvirzīti šādi uzdevumi:

1. Ledājukušanas ūdeņu veidoto glaciālo ezeru līdzšinējo pētījumu Latvijā, pētījumu teritorijai blakus esošajā Igaunijas daļā, kā arī citos ziemeļu puslodes pleistocēna un mūsdienu segledāju klātajos apgabalos apzināšana un analīze;
2. Rekonstrukciju veikšanai piemērota digitālā reljefa modeļa izveide un zemes virsas šķietamās vertikālās pacelšanās kompensēšana tam;
3. Pētījuma teritorijā eksistējušo baseinu līmeņu indikatoru, laiktelpiskās izplatības, nogulumu, noteces vietu un citu palīgindikatoru informācijas apkopošana no publicētās literatūras avotiem, fondu materiāliem, lauka ekspedīcijām un to materiālu kamerālās apstrādes;
4. Izvēlēto baseinu laiktelpiskās izplatības modelēšana un iegūto rezultātu validācija pēc lauka pētījumu rezultātiem, kartogrāfiskā materiāla, lauka un kamerālajiem ģeoloģiskajiem datiem;
5. Rezultātu interpretācija un rekonstruēto baseinu attīstības analīze kontekstā ar citu autoru veiktajiem pētījumiem.

Rezultātu aprobācija

Darbā paustās atziņas ir prezentētas vairākās starptautiskās konferencēs Igaunijā, Latvijā, Lietuvā, Polijā, Slovākijā un Somijā. Darba izstrādes laikā iegūtās jaunās atziņas par deglaciācijas gaitu, pāreju no glaciolimniskiem uz eolīm apstākļiem ir integrētas prezentācijās ASV, Krievijā un Latvijā, kā arī zinātniskās publikācijās. Pētījumi par Baltijas ledus ezera seno krasta līniju izplatību Rīgas līča piekrastē tiešā veidā neveido dotā darba rezultātus, bet ir kritisks komponents uz kuru balstās būtiska darba ietvaros iegūto rezultātu daļa un ir aprobēts vairākās starptautiskās konferencēs.

Raksti zinātniskos žurnālos

1. Kalińska E., Nartišs M. 2013. Pleistocene and Holocene aeolian sediments of different location and geological history: A new insight from rounding and frosting of quartz grains. *Quaternary International*, Available online 14 September 2013, ISSN 1040-6182, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.038>

Nodaļas indeksētās zinātniskās grāmatās

2. Zelčs V., Markots A., Nartišs M., Saks T. 2011. Chapter 18 - Pleistocene Glaciations in Latvia. In: Jürgen Ehlers, Philip L. Gibbard and Philip D. Hughes (eds). *Developments in Quaternary Sciences*, Elsevier, Vol. 15, pp. 221-229.

Raksti rediģētās grāmatās

3. Nartišs M., Zelčs V., Markots A. 2011. Stop 9: Baltic Ice lake coastal formations at Ēkāji and shore displacement curve for Vidzeme coastal plain. In: Āboltiņš O.P., Mūrnieks A., Zelčs V. (eds). *The Eight Baltic Stratigraphical Conference. Post-Conference Field Excursion Guidebook*. University of Latvia, Riga, pp. 47-53.

4. Nartišs M., Celiņš I., Zelčs V., Dauškans M. 2009. Stop 8: History of the development and palaeogeography of ice-dammed lakes and inland dunes at Seda sandy plain, north western Vidzeme, Latvia. In: Kalm V., Laumets L., Hang T. (eds.), *Extent and timing of Weichselian glaciation southeast of the Baltic Sea: Abstracts and Guidebook. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13-17, 2009.* Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu, pp. 79-81.
5. Zelčs V., Nartišs M., Dauškans M., Celiņš I. 2009. Stop 7: Altered ice-marginal formations of Haanja (Linkuva, North Lithuania) stage at Dores, North Vidzeme Lowland, Latvia. In: Kalm V., Laumets L., Hang T. (eds.), *Extent and timing of Weichselian glaciation southeast of the Baltic Sea: Abstracts and Guidebook. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13-17, 2009.* Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu, pp. 77-78.

Publikācijas konferenču ziņojumu izdevumos

6. Nartišs, M., Kaliņška E., Celiņš, I. 2012. Grain size distribution of the Middle Gauja lowland aeolian sediments and their substratum - preliminary results. In: *Geology, Geophysics & Environment*. Vol. 38, No. 4, Wydawnictwa AGH, Kraków, pp. 508-510.
7. Kaliņška E., Kalm V., Nartišs M., Celiņš I., Gorlach A. 2012. Textural variability of the selected coversand deposits in Latvia – preliminary results. In: Zhiron A., Kuznetsov V., Subetto D., Thiede J.(eds), *"Geomorphology and Palaeogeography of Polar Regions": Proceeding of the Joint Conference "Geomorphology and Quaternary Palaeogeography of Polar Regions", Symposium "Leopoldina" and the INQUA Peribaltic working group Workshop.* St.-Petersburg State University, Russia, 2012, pp. 427 – 429.
8. Nartišs M. and Zelčs V. 2007. Development history of the glacial lakes in Northern Vidzeme, Latvia. In: Guobytė R., Stančikaitė M. (eds), *Proceedings of the International Field Symposium "The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene glaciations to evolution of the Baltic Sea"*. Lithuanian Geological Survey, Vilnius, p. 59-60.

Starptautisku konferenču materiāli

9. Nartišs M., Zelčs V. 2013. Was the Middle Gauja lowland ice free during Linkuva time? In: *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium.* Lithuanian Geological Survey, Vilnius-Traka, pp. 71-72.
10. Kaliņška E., Nartišs M., Olo S., Celiņš I., Soms J. 2013. Relationship between Folk and Ward (1957) indicators as a tool for analysing the aeolian sedimentary environments. In: *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium.* Lithuanian Geological Survey, Vilnius-Traka, pp. 42-43.

11. Nartišs M., Zelčs V. 2011. A succession of Lateglacial ice-dammed lakes in north Vidzeme, Latvia. In: Johansson P., Lunkka J.-P., Sarala P. (eds), *Late Pleistocene glacial deposits from the central part of the Scandinavian Ice Sheet to Younger Dryas End Moraine Zone. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion in Finland, 12-17 June 2011*. Geological Survey of Finland, Rovaniemi, p. 122.
12. Saks T., Zelcs V., Nartiss M., Kalvans A. 2009. The Oldest Dryas last significant fluctuation of the Scandinavian ice sheet margin in Eastern Baltic and problems of its regional correlation. "*Eos Trans. AGU*", 90(52), Fall Meet. Suppl., Abstract #PP21A-1316
13. Nartišs M., Markots A., Zelčs V. 2008. Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Vidzeme costal plain, Latvia. In: Lisicki S. (ed.) "*Quaternary of the Gulf of Gdansk and Lower Vistula regions in northern Poland: sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography*". Polish Geological Institute, Warszawa, p. 39.
14. Nartišs M. and Zelčs V. 2006. Reconstruction of proglacial ice meltwater basins in Northern Vidzeme, Latvia. In: Johansson P., Lunkka J.-P., Sarala P. (eds), *The International Field Symposium on Late Pleistocene Glacial Deposits in the Central Part of the Scandinavian Ice Sheet, September 11-15, 2006. Abstracts of papers and posters*. Geological Survey of Finland, Northern Finland Office, Oulu, p. 28.

Latvijas konferenču materiāli

15. Nartišs M. 2013. Cilvēka radīto objektu aizvākšana no LĢIA augstuma modeļa. Krāj.: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 162-163.
16. Nartišs M. 2013. Zembaseina nogulumu virsmas rekonstruēšana ĢIS vidē. Vidusgaujas un Ziemeļlatvijas zemieņu piemērs. Krāj.: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 342-344.
17. Kalińska E., Nartišs M. 2013. Iekšzemes eolo nogulumu kvarca graudu teksturālās īpašības Latvijā. Krāj.: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 314-315.
18. Krievāns M., Rečs A., Nartišs M. 2013. Gaujas trešās virspalu terases nogulumu sastāvs un sedimentācijas vides īpatnības sanatorijas „Līči” apkārtnē. Krāj.: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 321-323.
19. Juškevičs V., Markots A., Nartišs M., Zelčs V. 2008. Baltijas ledus ezera krasta veidojumi Vidzemes piekrastē. Krāj.: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 197-198.
20. Nartišs M. 2006. Jaunas datu apstrādes metodes ieviešana atvērtā koda ĢIS programmā GRASS. Krāj.: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 93-94.
21. Nartišs M., Līcis A., Zelčs V. 2006. Ledājkūšanas ūdeņu paleotraumju virzieni Ziemeļvidzemes teritorijā. Krāj.: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 191-192.

1. Ledāju kušanas ūdeņu baseini segledāju klātajās teritorijās

Glaciālie ezeri ir plaši izplatīti visās pleistocēna un mūsdienu ledāju klātajās teritorijās (Miller, 1996; Benn, Evans, 1998). To plašā aizņemtā teritorija kontinentālā apledojuuma regresijas laikā pat ir bijusi par pamatu, lai šo laiku sauktu par "ezeru laikmetu" (Kropotkin, 1876). Lai sekmīgi spētu veikt mūsdienās izzudušu glaciālo ezeru rekonstruēšanu, ir nepieciešams pārzināt to dažādos veidus, tajos notiekošās nogulumu uzkrāšanās īpatnības, to krastu un citu ar tiem saistīto reljefa formu morfoloģiju un attīstības dinamiku. Informācija par pētījuma ietvaros lietoto glaciālo ezeru klasifikāciju ir sniegta 1.1. nodaļā, kam seko informācija par ievērojamākajiem pēdējā apledojuuma glaciālajiem ezeriem (1.2. nodaļa), kas varētu kalpot par piemēru konkrētā pētījuma glaciālo ezeru rekonstruēšanā. 1.3. nodaļā ir sniegts glaciālo ezeru veidoto reljefa formu un nogulumu veidošanās un īpašību pārskats, liekot uzsvāru uz tām formām un īpašībām, ko var sagaidīt vai kuras jau ir zināmas pētījuma teritorijā eksistējušajos pēdējā apledojuuma glaciālajos ezeros. Paturot prātā, ka informāciju par šiem senajiem glaciālajiem ezeriem var iegūt tikai pēc to nogulumu izplatības, īpašībām, kā arī veidotajām reljefa formām, veicot šo seno, mūsdienās vairs neeksistējošo glaciālo ezeru rekonstruēšanu ir svarīgi ņemt vērā izmaiņas, kas ir skārušas to reljefa formas un nogulumus. Informācija par vienu no būtiskākajiem seno glaciālo ezeru veidoto reljefa formu ietekmējošajiem faktoriem kontinentālo ledāju klātajās teritorijās – glacioizostatisko korekciju – ir sniegta 1.4. nodaļā.

1.1. Glaciālo ezeru klasifikācija

Laika gaitā daudzi autori ir piedāvājuši atšķirīgas glaciālo ezeru klasifikācijas, kuras balstās uz viņu izvēlētiem kritērijiem, izpratni un vispārējo zināšanu apjomu par glaciālajiem ezeriem un to veidošanos. Visi autori gan ir vienprātīgi, ka galvenais faktors, kas ļauj atšķirt glaciālos ezerus no citiem ezeriem, ir lielā ledāju kušanas ūdeņu loma šo ezeru ūdensgūvē un dažādu procesu norisēs (Basalikas, 1970; Danilāns, 1973; Straume, 1978; Straume, 1979; Ashley, 1989; Ashley, 1995; Miller, 1996).

Basalikas (1970) iedala glaciālos ezerus trīs lielās grupās – iekšledāja, pieledāja (krievu valodā – *приледниковые*), ledāja tuvuma (krievu valodā – *окололедниковые*) ezeri. Līdzīgu, bet nedaudz sarežģītāku klasifikāciju izmanto arī Straume (1979), kurš glaciālos ezerus iedala iekšledāja, pieledāja – virsledāja un pieledāja, kā arī izolēto baseinu (tādu, kam nav tieša kontakta ar ledu) grupās. Savukārt Danilāns (1973) piedāvā tikai divas grupas – ledāja sprostezeri, kas daļēji atrodas uz ledus, kā arī paliku ezeri. Pamatojoties uz to, ka senie glaciālie ezeri tiek pētīti pēc tajos akumulētajiem nogulumiem, latviešu valodā, tāpat kā krievu valodā seno glaciālo ezeru raksturošanai bieži vien tiek lietots termins "baseins" (iekšledāja baseins, pieledāja baseins utml.) (Danilāns, Gavēna, 1995), tādējādi norādot uz šo ezeru kā specifiskas sedimentācijas vides nozīmi. Arī šajā darbā, ņemot vērā glaciālo ezeru nogulumu lielo nozīmi to rekonstruēšanā, ir saglabāta iepriekšminētā pieeja.

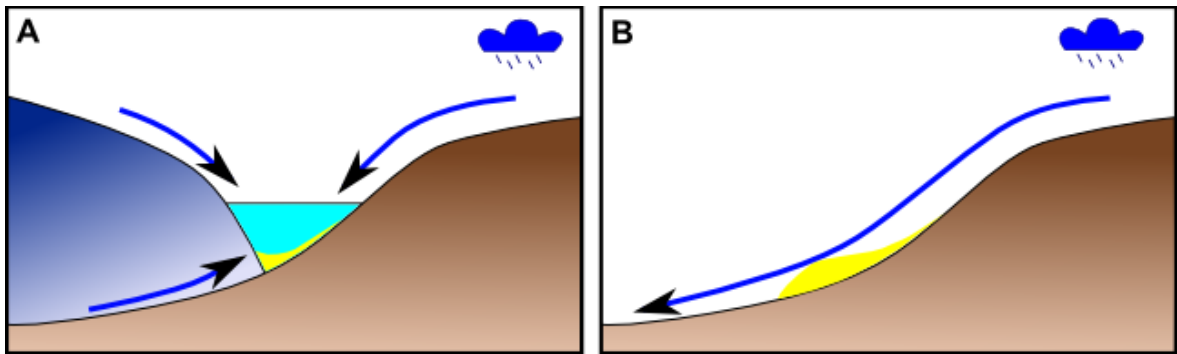
Ešlijs (Ashley, 1995) piedāvā klasifikāciju, kuras pamatā ir ideja par ezeru barošanās no ledāja atšķirībām. Šie ezeri tiek iedalīti divās lielās grupās – ledāja kontakta un attālie

(distālie) ezeri. Ledāja kontakta ezeru grupa tālāk tiek dalīta subglaciālos, supraglaciālos un pieledāja ezerus. Ledāja vai reljefa sprostezeri šajā klasifikācijā pieskaitāmi pie pieledāja ezeriem.

Savukārt Elsons (Elson, 1980) publicēto klasifikāciju balsta uz glaciolimnisko ezeru veidošanās apstākļiem. Šajā klasifikācijā tiek izdalītas glaciģēno, ledāja un glaciālo ezeru grupas. Pieledāja, ledāja sprostezeri un proglaciālie veido glaciālo ezeru apakšgrupas. Papildus šīm apakšgrupām, Elsons (Elson, 1980) izdala arī glaciģēnos ezerus. Šajā grupā viņš iekļauj ezerus, kuru katlienes ir veidojušās tiešas ledāja darbības (gultnes erozijas, morēnas dambja izveides) rezultātā, taču kuriem ledājs vairs nav galvenais ūdens avots.

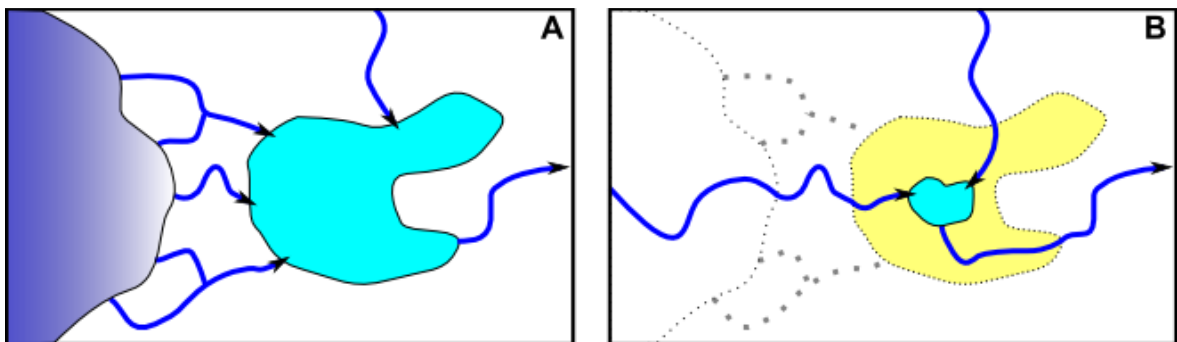
Nemot vērā, ka dotajā pētījumā ir aplūkoti ezeri, kuri ir atradušies tiešā kontaktā ar ledāju vai ledājukušanas ūdeņu ietekmē, ir izmantota Ešlija (Ashley, 1995) piedāvātā pieeja. Ar mērķi nepieļaut pārpratumus, kas var rasties neuztverot atšķirību starp "pieledāja" un "attālo" ezeru terminiem, attālie ezeri darba ietvaros tiek saukti par proglaciālajiem (pēc Elsona (Elson, 1980) piedāvātās terminoloģijas). Kā norāda Bens un Evans (Benn, Evans, 1998), literatūrā visai bieži ledāja sprostezeri (ledāja kontakta ezeri) nekorekti tiek dēvēti par proglaciālajiem ezeriem, tādējādi radot pārpratumus ledāja baroto un ledāja kontakta ezeru nošķiršanā.

Ledāja kontakta ezeriem raksturīgākā pazīme ir, ka vismaz daļu no to krastiem veido ledus (Ashley, 1989; Ashley, 1995). Pēc ezeru platības lielākie ledāja kontakta ezeri Latvijā (Straume, 1979) un pasaulē (Mangerud et al., 2001; Leverington et al., 2002b; Clarke et al., 2003; Mangerud et al., 2004) ir tie, kuri veidojušies ledājam atrodoties starp hipsometriski augstāk esošu no ledāja brīvo teritoriju un jūru, okeānu, uz kuru tek šīs teritorijas ūdensteces. Šādā gadījumā gan no ledāja brīvās teritorijas, gan no paša ledāja tekošais ūdens uzkrājas starp ledu un hipsometriski augstāk esošo teritoriju (Ashley, 1989; Ashley, 1995). Gadījumos, kad hipsometriski augstākā teritorija atrodas tuvu ledāja malai un tai ir izteikta nogāze, veidosies šauri un gari ledājukušanas ūdeņu veidoti ezeri vai to noteces sistēmas – laterālās ielejas, kuras pēc ledāja atkāpšanās reljefā parādās kā kēmu terases (Bennet, Glasser, 1998). Savukārt, ja no ledāja brīvās teritorijas bija zemienes un līdzenumi, šie ezeri var būt ļoti plaši (Bennet, Glasser, 1998). 1.1. attēlā ir parādīts visbiežāk sastopamais ledāja kontakta ezeru veids – ledāja sprostezeri, kuri veidojas ledājam bloķējot ūdens noteci uz jūru vai okeānu. Lai arī ledāja sprostezeri ir pazīstamākie un izplatītākie, var veidoties arī ledāja kontakta ezeri, kuru noplūšanu bloķē ledāja relatīvi agrāk izveidotās reljefa formas, piemēram, gala morēnas (Ashley, 1995).



1.1. attēls. Ledāja sprostezera shēma. A - starp ledāju un no ledāja brīvo teritoriju izveidojies ledāja sprostezers; B - pēc ledāja atkāpšanās no teritorijas, ūdens var brīvi tecēt hipsomteriski zemāk novietotās ūdenstilpnes virzienā un par seno ezeru vairs liecina tikai tā veidotās reljefa formas un nogulumi. Zilās bultas – galvenie ūdens plūsmu virzieni. Pēc Ešlija (Ashley, 1995) ar autora papildinājumiem.

Proglaciāliem jeb attālajiem, ledāja tuvuma ezeriem neviens no krastiem nav tiešā kontaktā ar ledāju, taču ledājkušanas ūdeņi joprojām ir to galvenais ūdensguves avots (Ashley, 1995). 1.2. attēlā ir parādīts proglaciālais ezers tā eksistences laikā (A), kad ledājs nodrošina pietiekamu ūdens pieplūdi tā līmeņa uzturēšanai, kā arī situācija, kāda var veidoties pēc ledāja izkuššanas, kad dotais ezers var izzust pilnībā vai arī vēl kādu laiku saglabāties tikai bijušā proglaciālā ezera dziļākajā daļā (B). Gadījumā, ja proglaciālā ezera ūdeņi nenoplūst pilnībā uzreiz pēc ledāja izkuššanas, šādu ezeru sauc par paliku ezeru (Danilāns, 1973).



1.2. attēls. Proglaciāla ezera shēma. A - ezera eksistences laikā tā galvenais ūdensguves avots ir ledājkušanas ūdeņi; B - pēc ledāja nokušanas, par seno ezeru vairs liecina tikai tā veidotās reljefa formas, nogulumi, tajā ietecējušo ūdensteču darbības pēdas. Bijušā proglaciālā ezera dziļākajā daļā var atrasties paliku ezers. Pēc Ešlija (Ashley, 1995) ar autora papildinājumiem.

1.2. Glaciālie ezeri pasaulē un Latvijā

Glaciālie ezeri ir sastopami katra kontinentālā ledāja darbības zonā, kā arī bieži vien pie mazākiem kalnu ledājiem (Ashley, 1995; Miller, 1996; Bennet, Glasser, 1998). Visiem

šiem ezeriem ir kopīgas īpašības, kas tos atšķir no parastiem, ledājkušanas ūdeņu nekontrolētiem ezeriem. Piemēram, lielas un biežas ūdens līmeņa svārstības ir viena no raksturīgākajām glaciālo ezeru īpašībām (Ashley, 1989; Carrivick, Tweed, 2013). Šādas līmeņa svārstības ietekmē gan reljefa formu veidošanos, gan nogulumu uzkrāšanos, kā arī, ledāja kontakta ezeru gadījumā, pat ledāja dinamiku (Carrivick, Tweed, 2013). Mūsdienās seno glaciālo ezeru aizņemtās teritorijas raksturojas ar salīdzinoši līdzenu reljefu, bieži, apgrūtinātās noteces dēļ, ir sastopami plaši purvi (Carrivick, Tweed, 2013). Ledāja malas nestabilitāte un augstais viļņošanās erozijas potenciāls ir galvenie iemesli, kas apgrūtina ledāja malas rekonstruēšanu ledāja kontakta ezeros (Teller, 2005; Carrivick, Tweed, 2013).

Pieledāja ezeru pētījumi Islandē parāda šādu ezeru eksistences iespēju bez noteces. Hagavatna proglaciālais/ledāja kontakta ezers tā augstākā līmeņa laikā ir bijis beznoteces ezers, lai arī pilnībā netiek izslēgta subglaciāla drenāža vai drenāža ar gruntsūdeņu palīdzību (Bennett et al., 2000). Ledāja malas fluktuāciju rezultātā, ezera ūdens līmenis vairākkārt ir krities un pieaudzis, kā arī, ledājam atbrīvojot hipsometriski zemāk esošas potenciālās noteces ielejas, tas ir kļuvis no beznoteces par caurtekošu ezeru (ibid.). Beneta un līdzautoru (Bennett et al., 2000) sniegtais šo noteces ieleju raksturs liecina, ka tās ir bijušas aktīvas arī subglaciālos apstākļos kā daļa no zemledāja hidroloģiskā tīkla.

Beneta et al. pētījumi (Bennett et al., 2000) arī liecina, ka Jarlheturas ielejā, kas atrodas blakus Hagavatna ezeram, ir konstatētas vairākas (līdz 8) terases, kuras saistās ar mazākiem ledāja nosprostotiem ezeriem. Nelielā augstuma starpība (2-5 m), terašu līdzenā virsma, kā arī to vājā izsekojamība plāna skatījumā, liecina par šādu ezeru līmeņu īslaicīgumu.

Relatīvi lielā (platība apm. 76 tūkst. km²) Komi ledāja sprostezera krasta līnijas visā tā teritorijā nav izsekojamas pilnībā, taču ir labi saglabājušās, neskatoties uz to, ka šis ezers ir eksistējis apmēram pirms 90 tūkstošiem gadu (Mangerud et al., 2001).

Kā norāda Danilāns (1973), Latvijas ledāja kontakta/virsledāja ezeriem piemīt vairākas kopīgas īpašības: 1) slokšņu māli sastopami tikai baseinu daļās; 2) krasta līnijas ir vāji izteiktas; 3) baseinu teritorijās sastopami morēnas līdzenumi vai atsevišķi morēnas pauguri, kuriem nav baseinu iedarbības pēdas, lai arī hipsometriski tām būtu jābūt; 4) sastopamas pazeminātas teritorijas bez baseinu nogulumiem blakus hipsometriski augstāk esošām baseinu nogulumiem klātām teritorijām. Visticamāk tas ir izskaidrojams ar aktīva vai aprimuša ledāja ledus klātbūtni, kā rezultātā ledus ezeru eksistences laikā ledāja ekranizācija pasargāja šīs teritorijas no pārskalošanas ar ledājkušanas ūdeņiem.

1.2.1. Laurentīdu ledusvairoga glaciālie ezeri

Pēdējā apledošanas laikā Ziemeļamerikas ziemeļu daļu sedzošais Laurentīdu ledusvairogs bloķēja virszemes ūdeņu noplūdi Ziemeļu ledus okeāna un daļēji arī Atlantijas okeāna virzienā. Tas noteica plašu ledāja sprostezera izveidošanos. Lielākais no tiem bija Agasi (angļu val. - *Agassiz*) ledāja sprostezers, kas eksistēja piecus tūkstošus gadu un eksistences laikā kopumā tā ūdeņi klāja 1,5 miljonus kvadrātkilometru plašu teritoriju (Leverington, Teller, 2003; Teller, Leverington, 2004). Šis ir viens no visdetālāk pētītajiem senajiem lielajiem proglaciālajiem ezeriem pasaulē (Carrivick, Tweed, 2013). Šī

eзера līmeni tā pastāvēšanas sākumposmā pamatā ietekmēja ledāja malas atkāpšanās un ledus kušana, savukārt vēlākās fāzēs – deglaciācijas rezultātā atbrīvojušās noteces ielejas un glaciozostatiskā pacelšanās (Teller, 2013).

Agasi ezera izpēte ir aizsākusies jau pirms vairāk nekā simts gadiem. Pirmās Agasi ezera krasta līnijām veltītās publikācijas ir tapušas 1895. gadā, un tā izpēte, neskatoties uz plašajiem līdzšinējiem pētījumiem, turpinās arī mūsdienās (Lepper et al., 2011; Teller, 2013). Dažādi autori ir norādījuši dažādu Agasi ezera fāžu (būtībā posmu – autora piezīme) skaitu – tas svārstās no 2 līdz pat 5 (Leverington, Teller, 2003; Lepper et al., 2011). Katrs no šiem posmiem sastāv no vairākām stadijām, kas raksturo ezera līmeņa stabilizāciju, kas ir ilgusi pietiekami, lai izveidotu labi izteiktas krasta līnijas. Kopumā Leveringtons un līdzautori (Leverington, Teller, 2003) norāda uz divdesmit sešu šādu stadiju eksistenci, kuras visas, izņemot Mūrhedas fāzes laika stadijas, raksturo secīgu ezera līmeņa krišanos.

Dabā bieži ir novērojamas krasta līniju grupas, kuras liecina par īslaicīgākām ezera līmeņa svārstībām (Lepper et al., 2011). Agrīno Agasi ezera līmeņu krasta līnijas ir vāji izteiktas un izsekojamas, kas liecina par šo ezera stadiju nelielo izmēru un īslaicīgo eksistenci (Lepper et al., 2011). Līmeņa krišanās Agasī ezera eksistences sākumposmā ir notikusi pakāpeniski, par ko liecina vairāku vāji izteiktu krasta līniju eksistence starp labi izteiktajām galveno stadiju krasta līnijām, savukārt ezera eksistences beigu posmā ūdens līmenis ir pazeminājies ļoti strauji, jo starp labi izteiktām stadiju krasta līnijām nav novērojamas vājāk izteiktas starpstadijas (Lepper et al., 2011). Vāji izteiktās krasta līnijas bieži vien mūsdienās vairs nav morfoloģiski izdalāmas dabā un to eksistence un konfigurācija ir noteikta tikai pamatojoties uz nogulumu izplatību (Lepper et al., 2011).

Sākotnējo Agasi ezera stadiju eksistences laiks nav bijis liels – augstas precizitātes krasta līniju datējumi ar OSL metodi uzrāda 600 gadu starpību starp sākotnējām labi izteiktajām stadijām un tikai aptuveni 100 gadus starp vāji izteiktajām starpstadijām (Lepper et al., 2011).

Mūrhedas fāzes sākumā Agasi ezera līmenis kritās par vismaz 40 m un šāds zema līmeņa periods ilga gandrīz tūkstoši gadu (Fisher et al., 2008), kam sekoja transgresija ar aptuveni 30 m lielu līmeņa celšanos (Fisher et al., 2008; Lepper et al., 2011). Agasi ezera Nipigonas fāzes laikā ūdens līmeņa krišanās starp divām stadijām ir bijusi robežās no 8 līdz 20 m, lai arī vienā gadījumā sasniegusi 58 m (Leverington, Teller, 2003). Šādas krāsas līmeņa svārstības ir raksturīgas glaciālajiem, īpaši ledāja kontakta ezeriem (Ashley, 1989; Ashley, 1995; Björck, 1995; Carrivick, Tweed, 2013). Ezera tilpums Nipigonas fāzes laikā tiek lēsts no 4,6 tūkstošiem kubikkilometru fāzes beigu posmā līdz 20 tūkstošiem kubikkilometru fāzes sākumā, lai arī neskaidrības ledāja malas konfigurācijā var ietekmēt šo skaitļu atšķirību no reālās vērtības līdz pat divām reizēm (Leverington, Teller, 2003).

Agasi ezers tā sākotnējā eksistences laikā drenējās pa Minesotas un Misisipi upēm uz Meksikas līci (Leverington, Teller, 2003). Mūrhedas fāzes laikā esošais līmeņa kritums uz laiku šo drenāžu pārtrauca un šīs fāzes laikā ezers drenējās uz Atlantijas okeānu (Leverington, Teller, 2003; Fisher et al., 2008). Emersona fāzes laikā Agasi ezera drenāžas virziens mainījās vairākkārt – gan uz Meksikas līci, gan uz Ziemeļu ledus okeānu (Leverington, Teller, 2003). Nipigonas un tai sekojošās noslēdzošās Odžibvejas fāzes laikā

drenāža notika uz Atlantijas okeānu un tikai pašās ezera eksistences beigās – uz Hudzona līci (Leverington, Teller, 2003).

Agasi ezera drenāža uz okeānu ir būtiski ietekmējusi klimatu, okeāna straumes pēdējā apledojuuma beigu posmā (Teller et al., 2002; Fisher et al., 2002; Leverington et al., 2002b; Clarke et al., 2003; Lewis et al., 2012; Li et al., 2012). Notece no Agasi ezera ir bijis būtisks komponents ledājkūšanas ūdeņu pulsam MWP1-a, savukārt tā ūdeņu noplūšana Ziemeļu Ledus okeāna virzienā – iespējams cēlonis augšējā (vēlā) driasa sākumam (Tarasov, Peltier, 2006).

Agasi ezers ir pazīstamākais taču ne vienīgais lielais Laurentīdu ledusvairoga nosprosta baseins. Piemēram, mūsdienu Ēri ezers ir noslēdzošais sešpadsmit ledāja sprostezeru attīstības virknē, kas saistāmi ar pēdējo apledojumu (Calkin, 1970). Trim no šiem ledāja sprostezeriem ir izteiktas un labi izsekojamas krasta līnijas, kuras veido senās oļainās pludmales, līmeņiem atbilstošas deltas, kā arī zemūdens vāli un viļņu erodētas kāples (ibid.). Kalkins (Calkin, 1970) arī norāda, ka citām stadijām krasta līnijas nav tik izteiktas, kas tiek saistīts ar to atrašanos uz lēzenām nogāzēm, un to savstarpējā korelācija pamatā balstās uz to indikatoru novietojuma līdzīgā augstumā (ņemot vērā zemes garozas pacelšanos, kas ir rekonstruēta pēc labāk izsekojamajām krasta līnijām).

1.2.2. Baltijas ledus ezers

Līdzās Agasi ezeram Ziemeļamerikā, Baltijas ledus ezers – Baltijas jūras agrīnais posms – ir viens no vislabāk izpētītajiem lielajiem ledāja sprostezeriem pasaulē (Björck, 1995; Uścinowicz, 2006). Pirmā publikācija par Baltijas ledus ezeru ir datējama ar 1910. gadu, kad Munte (Munthe) norādīja uz iespēju, ka kūstošā Fenoskandijas apledojuuma priekšā Baltijas jūras baseinā eksistēja plašs ledājkūšanas ūdeņu veidots ezers (Vassiljev, Saarse, 2013). Starp ievērojamākajiem pēdējā laika darbiem minams Bjorka (Björck, 1995) Baltijas jūras vēstures apkopojums, kas satur Baltijas jūras seno stadiju paleorekonstrukciju kartes. Pateicoties aizvien augstākas precizitātes seno Baltijas jūras stadiju ūdens līmeņu indikatoriem, kā arī pieaugošajam precīzu absolūtā vecuma datējumu skaitam, aizvien vairāk Baltijas jūras daļām ir sastādītas detālas jūras līmeņa svārstību laikā līknes. Starp ievērojamākajām pēdējā laika līmeņa dinamikas rekonstrukcijām minamas Vācijas (Lampe, 2005), Polijas (Uścinowicz, 2006), Somijas (Glückert, 1995) piekrasti raksturojošās rekonstrukcijas. Savukārt Igaunijas un Zviedrijas pētnieki veic intensīvu rekonstrukciju veidošanu plašākām teritorijām ar ĢIS palīdzību, kur par pamatu tiek ņemti krasta līniju laiktelpiskā novietojuma datu punkti (Jakobsson et al., 2007; Rosentau et al., 2007a; Saarse et al., 2007; Rosentau et al., 2008; Rosentau et al., 2009; Saarse, Rosentau, 2011; Rosentau et al., 2011; Vassiljev, Saarse, 2013).

Latvijas teritorijā līdz šim visplašākais pētījums par Baltijas ledus ezera krastiem ir E. Grīnberga 1957. gadā izdotā monogrāfija (Grīnbergs, 1957), kura ir kalpojusi par pamatu Baltijas ledus ezera stadiju un fāžu nomenklatūrai un turpmākajiem pētījumiem. Lai arī turpmākajos gados ir publicētas vairākas publikācijas, kurās ir aplūkota Baltijas ledus ezera attīstība, reljefa formas un nogulumu (Veinbergs, 1963; Veinbergs, 1964; Veinbergs, Stelle, 1981; Veinbergs, 1986), taču visi šie pētījumi tikai papildina iepriekš veikto darbu ar

jauniem novērojumiem būtiski nemainot sākotnēji paustās idejas. Saskaņā ar šiem pētījumiem, Baltijas ledus ezeram Latvijas piekrastē ir izdalāmas trīs stadijas – Bgl I, II un III, kur trešā stadija tiek dalīta trīs fāzēs, no šīm stadijām I un II stadija ir transgresīva rakstura, savukārt III – regresīva (Grīnbergs, 1957; Veinbergs, Stelle, 1981; Veinbergs, 1986). Baltijas ledus ezera stadijām par pamatu kalpoja pakāpeniska ledāja atkāpšanās mūsdienu Dānijas un Zviedrijas teritorijā, kas pavēra iespēju straujai drenāžai (ūdens līmeņa kritums ir bijis pat vairāk nekā 25 m), kam sekoja noteces pārtrūkšana dēļ straujas zemes garozas pacelšanās noteces vietā (Björck, 1995; Uściniowicz, 2006; Jakobsson et al., 2007).

1.3. Reljefa formas un sedimentācija glaciālos ezeros

1.3.1. Krasta veidojumi

Atšķirībā no jūrām, ezeros plašas un labi izteiktas pludmales ir daudz retāk sastopamas, kas ir skaidrojams ar lēzenu krasta virs un zemūdens daļu (Talbot, Allen, 1996). Pat ledāja kontakta ezeriem ar labi izteiktu un viegli izsekojamu nogulumu izplatību, to krasta līnijas var būt grūti izsekojamas vai pat pilnībā neidentificējamās dabā (Clark et al., 2008), īpaši mežainos apvidos (Embleton, King, 1968). To veicina dažādi procesi – sākot no vāji izteiktiem procesiem ezeru litorālajā daļā, beidzot ar nogāžu procesiem jau pēc šo ezeru beidzamās drenāžas (Embleton, King, 1968; LaRocque et al., 2003a; Syverson, 2008). Ar ledāju tiešā kontaktā esošos ezeros ilgstoši klāj ledus, kas limitē vēja izraisītās viļņošanās darbības laiku un atbilstoši neveicina izteiktu krasta līniju veidošanos (Embleton, King, 1968). Papildus tam seno krastu izsekošanu apgrūtina tos marķējošo krasta līniju reljefa formu zemais saglabāšanās potenciāls (Collinson, 1978). Tā, piemēram, Lietuvā Dubiču proglaciālā ezera teritorijas lauka pētījumos netika atrasta neviena abrāzijas terase, lai arī iepriekš tika sagaidīts, ka dabā būs novērojamas grants un oļu materiāla veidotas terases (Česnulevičius, Švedas, 2010). Kā iemesli šo abrāzijas terašu neesamībai tiek minēti pēc šādu terašu izveidošanās notikušie erozijas un akumulācijas procesi, kā arī nelielās, lēnās līmeņa svārstības, kas veicinājušas augstāk esošo krasta veidojumu pakāpenisku eroziju (Česnulevičius, Švedas, 2010). Kā norāda Embletons un Kings (Embleton, King, 1968), ja ir pietiekams daudzums vāji konsolidētu nogulumu un relatīvi stabils ezera ūdens līmenis, mūsdienu glaciālajos ezeros krasta līnijas veidojas salīdzinoši ātri. Tā, piemēram, 1 km² lielajam Vatnsdalura ledāja sprostezeram Islandē labi izsekojama krasta līnija izveidojās aptuveni četrdesmit gadu laikā (ibid.).

Augstas precizitātes seno krasta līniju pētījumi Lehontana pluviālajā ezerā uzrādīja, ka dažādu lokālo faktoru izraisīta nenoteiktība ietekmē vienmērīgi visu ezera erozijas terases morfoloģisko komponentu augstumus (Hare et al., 2001).

Ūdens līnijas paaugstinājuma vējuzplūdu ietekmē (angļu valodā – *shoreline superelevation*) ignorēšana var kalpot par būtisku kļūdas avotu seno krasta līniju lietošanā ūdens līmeņa izmaiņu rekonstruēšanai, uz ko jau 1890. gadā ir norādījis Gilberts (Atwood, 2006). Neparasti augsts ūdens līmenis Lielajā Sālsezerā Jūtas štatā, ASV 1986.-1987. gadā ļāva instrumentāli uzmērīt atšķirības starp instrumentāli reģistrēto ezera līmeni un tā

izveidotajiem krasta līnijas indikatoriem. 1998. gadā veiktā precīzā krasta līniju uzmērīšana Antilopes salā, Lielajā Sāls ezerā uzrādīja, ka atsevišķi zemākie krasta līnijas indikatori atradās divdesmit centimetrus zem reģistrētā vidējā ūdens līmeņa, savukārt augstākie – 3,6 m virs vidējā ūdens līmeņa, un aptuveni viena trešā daļa no visiem novērojumiem bija vismaz vienu metru virs līmeņa (Atwood, 2006). Šo apstiprina arī Rouzs (Rose, 1990), kurš ir apkopojis mūsdienu jūras līmeņa ģeomorfoloģiskos indikatorus Norvēģijā, kur ir novērota likumsakarība, ka smilšainām pludmalēm to augšējā robeža atrodas vidēji 1,8 m virs vidējā ūdens līmeņa. Oļaino pludmaļu atrašanās virs vidējā ūdens līmeņa ir novērota arī citu paleoezeru krastos, piemēram, Lehantona ezerā līdz 2,6 m virs vidējā ūdens līmeņa (Adams, Wesnousky, 1998). Mūsdienu jūras krastā ir novērots, ka augstākā līmenī var atrasties ne tikai oļainas pludmales (novērotas līdz +2,7 m), bet arī erozijas terases (līdz +2,0 m) (Otvos, 1999). Šādi viena un tā paša ezera līmeņa veidoti krasta līnijas indikatori dažādos augstumos norāda, ka veicot morfoloģisku krasta līniju rekonstruēšanu no atsevišķos punktos veiktiem novērojumiem var novest pie neprecīza seno ezera līmeņu skaita rekonstruēšanas (tas ir – viena un tā paša vecuma krasta veidojumi tiek piedēvēti dažādiem līmeņiem) vai arī balstoties uz šādiem datiem var tikt izdarīti nepareizi secinājumi par zemes garozas vertikālajām kustībām (tas ir – augstāk vai zemāk esoši indikatori liecina par nevienmērīgu zemes garozas celšanos vai grimšanu) (Otvos, 1999; Otvos, 2000; Atwood, 2006).

Krasta segmentiem, ko raksturo vislielākais vēja ieskrējiena tālums virs ūdens virsmas, tika novēroti arī visaugstāk esošie krasta indikatori, kā arī vislielākā šo indikatoru augstumu izkliede (Atwood, 2006). Krasta indikatoru augstumu virs vidējā ūdens līmeņa ietekmē arī krasta zemūdens un virsūdens daļas krituma leņķis. Ja zemūdens daļā kritums bija mazāks par $0,1^\circ$, krasta indikatori tika novēroti tikai mazliet virs ūdens līmeņa, savukārt stāva krasta virsūdens nogāze ($>6^\circ$) vairumā gadījumu sakrita ar vietām, kur krasta indikatori atradās augstu virs vidējā ūdens līmeņa (Atwood, 2006). Vienlaikus Etvudas pētījumā (ibid.) Antilopes salā netika novērotas ciešas likumsakarības starp augstu esošajiem krasta līnijas indikatoriem un krasta zonas nogulumiem (smilts vai grants un oļi), kā arī krasta tipu (erozijas vai akumulācijas krasts).

Nemot vērā, ka spēcīgas viļņošana (vētru) laikā ir veidojušies labi izteikti augsta ūdens līmeņa indikatori, savukārt zema ūdens līmeņa indikatori visticamāk ir veidojušies relatīvi mierīgos apstākļos un tādēļ ir vāji izteikti, vienu un to pašu vidējo ezera ūdens līmeni raksturojošo indikatoru vidū ir sagaidāms, ka zema ūdens līmeņa indikatori būs mazāk pārstāvēti nekā augsta ūdens līmeņa indikatori (Atwood, 2006). Etvuda (ibid.) arī uzsver, ka teorētiskie aprēķini un novērojumi laukā liecina, ka vēja radītās viļņošana veidotie krasta līniju indikatori atrodas hipsometriski augstāk un maskē ūdens līmeņa celšanās vēja ietekmē radītos krasta indikatorus, kas ir skaidrojams ar plīstošo viļņu erozīvās enerģijas koncentrēšanos dažus metrus virs normālā ūdens līmeņa (Otvos, 1999). Glaciāliem ezeriem raksturīgās ūdens līmeņa svārstības var funkcionēt līdzīgi un izsaukt iepriekš izveidoto ūdens līmeni marķējošo reljefa formu transformāciju vai pilnīgu iznīcināšanu (Teller, 2005).

Krastos, kurus veido relatīvi viendabīga smilts vai smalka smilts var veidoties piekrastes kāpas, kuras ir grūti atšķirt no krasta vaļņiem, jo abas reljefa formas veidojošie

nogulumi un tekstūras ir līdzīgas (Otvos, 2000). Otvos (ibid.) norāda, ka, lai arī piekrastes kāpas visai bieži sākumā veidojas uz berma, šādas kāpas tālākā to attīstībā var pārceļot prom no to sākotnējās vietas, kā arī tās veidojošie procesi var transformēt bermu. Otvos (ibid.) secina, ka minēto iemeslu dēļ kāpas un potenciālos krasta vaļņus var lietot seno baseinu izplatības rekonstrukcijās, bet nav ieteicams šīs reljefa formas pielietot precīzai ūdens līmeņa rekonstruēšanai. Laurentīdu ledusvairoga Vitleseja un Varena sprostezeru krasta līniju augstumi lauka darbos ir tikuši ņemti kā pludmales vaļņu kores vai erozijas kāpņu pamatnes (Calkin, 1970). Lai nodrošinātos pret lokālo faktoru ietekmi, augstumi tika noteikti tikai vietām, kur krasta līnija ir salīdzinoši horizontāla vairāku desmitu metru garā posmā (Calkin, 1970). Tiesa, šādā veidā ir iespējams izvairīties no lokālajiem faktoriem, bet ne no reljefa formu un ūdens līmeņa augstumu nesakritības.

Par salīdzinoši drošu netiešo seno ezeru līmeņa indikatoru var uzskatīt akmeņu krāvumus (Clark et al., 2008) vai teritorijas ar paaugstinātu akmeņu koncentrāciju uz zemes virsmas (Grīnbergs, 1957). Šādus laukakmeņu krāvumus veido ezera ledus, ko pārvieto straumes vai vējš, un tas var izveidot vairāk kā metru augstus laukakmeņu krāvumus (Embleton, King, 1968; Edwards, 1978). Ezeros šādas vietas veidojas to erozijas zonās (Håkanson, 1977), kur viļņošanās rezultātā ezera gultni veidojošiem nogulumiem tiek izskalotas smalkākās frakcijas un tikai rupjākās frakcijas – morēnas nogulumu gadījumā tie ir oļi un laukakmeņi – paliek to sākotnējās vietās. Kā norāda Embletons un Kings (Embleton, King, 1968), pludmales materiāls (akmeņi) var tikt pārvietoti vairākus simtus metru sauszemes virzienā un 7 līdz 10 m virs ūdens līmeņa, kas ir jāņem vērā veicot ezera paleolīmeņa rekonstrukcijas. Savukārt Rouzs (Rose, 1990) norāda, ka jūras ledus pārvietotu laukakmeņu pamatnes tieši norāda uz vidējo ūdens līmeni. Paaugstināta akmeņu koncentrācija virs zemes ir novērota arī Latvijas teritorijā eksistējošo bijušo paleoezeru teritorijās, kur morēnas nogulumi atsedzas to gultnē (Straume, 1978; Straume, 1979). Protams, ir jāņem vērā, ka paaugstinātu akmeņu koncentrāciju zemes virsējā slānī var izraisīt arī citi procesi, kā, piemēram, erozija uz nogāzēm, dažādas izcelsmes tekošu ūdeņu straumes, vēja erozija u.c. Tāpat ir jāņem vērā, ka akmeņi var būt pārvietoti cilvēka darbības rezultātā, taču, parasti, šāds pārvietoējums ir neliels – piemēram līdz lauka malai. Tāpat daļa no šādiem akmeņiem var būt izlietota saimnieciskās darbības nodrošināšanai – mūra ēku celtniecībai, ceļu remontam utml. Ņemot vērā visu augstākminēto, var droši apgalvot, ka vairumā gadījumu akmeņu klātbūtne viena pati nevar tikt izmantota par drošu paleoezeru indikatoru un šis indikators ir jālieto kopā ar citiem paleoezeru indikatoriem.

Atšķirībā no ledāja kontakta ezeru sauszemes krasta līnijām, to ledāja krasti parasti ir daudz nestabilāki un līdz ar to ir grūtāk izsekojami (Benn, Evans, 1998; Teller, 2005). Tellers (Teller, 2005) uzsver, ka morfoloģiski izteiktu gala morēnu veidošanās šādos apstākļos ir ļoti reta, tādēļ deglaciācijas gaita ir daudz neprecīzāka un nākas paļauties uz netiešiem indikatoriem – ledāja bloķētām noteces ielejām, izmaiņām baseina teritorijā esošajos nogulumos utml.

1.3.2. Nogulumu ledāja neietekmētos un glaciālos ezeros

Atšķirībā no jūrām un okeāniem, ezeros nogulumu sadalījumu pēc daļiņu izmēra pamatā kontrolē vēja radīta viļņošānās (Håkanson, 1977; Håkanson, Jansson, 1983; Rowan et al., 1992). Ezerā ieplūstošajām upēm, kas veido deltas un suspensijas strūklas, ietekme uz nogulumu telpisko sadalījumu ir salīdzinoši niecīga, izņemot gadījumus, kad ieplūstošais ūdens ir ļoti bagāts ar transportēto terigēno materiālu (Håkanson, Jansson, 1983). Ja ezerā ieplūstošā ūdens blīvums ir lielāks par ezera ūdens blīvumu, tad ieplūstošais ūdens var veidot piegultnes (hiperpiknālu) plūsmu, kas upju ienestos nogulumus izkļiedē pa visu ezera gultni (Collinson, 1978). Lielākos ledāja sprostezeros, kā arī proglaciālajos ezeros tajos ieplūstošā ūdens dažādība var izsaukt nevienmērīgu nogulumu sadalījumu, kas ir atkarīgs no tuvumā ieplūstošā ūdens īpašībām (Basalikas, 1970).

Nogulumu sadalījums ezeru daļās, kas neatrodas tiešā tajā ieplūstošo ūdensteču ietekmē, saistās ar nogulumu fokusēšanās (*sediment focusing*) procesu – viļņošānās un straumju izraisītu nogulumu pārgulsnēšanu seklūdēns zonā un pārnesi, izgulsnēšanu ezera dziļākā daļā (Likens, Davis, 1975). Dziļu ezeru gadījumā šo procesu iniciē vēja radīti viļņi seklūdēns zonā, savukārt seklākos ezeros – arī tieša viļņu iedarbība uz ezera gultni (Håkanson, 1977; Hilton, 1985). Stabīlas termiskās noslāņošanās un ar to saistītās blīvuma stratifikācijas neveidošanās seklos ezeros (dziļums līdz apm. 10 m) palielina vēja radītās viļņošānās ietekmi uz sedimentāciju (Ashley, 1989; Bridge, Demicco, 2008). Hūkenson (Håkanson, 1977) izveidoja iedalījumu ezera gultnei, vadoties pēc nogulumu pārgulsnēšanās potenciāla, iedalot gultni trīs zonās – erozijas zona, kur notiek intensīva materiāla šķirošana un erozija, atstājot tikai rupjākās frakcijas, tranzīta zona, kur joprojām ir novērojama nogulumu pārgulsnēšana, un akumulācijas zona, kur nogulumu pārgulsnēšana nenotiek. Nelieliem ezeriem (platība mazāka par 2000 ha) pārgulsnēšanās potenciāla zonu dziļuma sadalījumu un valdošo mehānismu var prognozēt pēc Hiltona (Hilton, 1985) piedāvātā modeļa, kur tiek ņemta vērā tikai ezera virsmas platība un maksimālais dziļums. Lielākiem ezeriem erozijas, transporta un akumulācijas zonu izdalīšanai tiek rekomendēts izmantot vēja ieskrējiena tālumu virs ūdens virsmas (Håkanson, Jansson, 1983). Ir izstrādāts modelis, kas ļauj šo zonu robežas prognozēt vēl precīzāk (Weyhenmeyer et al., 1997), taču tā lielais ievades parametru skaits (piemēram, informācija par valdošo vēju virzienu un stiprumu), kuru pieejamība paleoezeriem ir ierobežota vai pat nav iespējama, liedz šādu modeli pielietot paleovides rekonstrukcijās. Novērojumi nelielos (platība < 10 km²) mūsdienu ezeros gan uzrāda, ka viļņošānās izraisīta nogulumu pārgulsnēšana spēj izskaidrot tikai 7 % no kopējās nogulumu uzkrāšanās (Hilton et al., 1986).

Ezera gultnes slīpumam arī ir būtiska nozīme nogulumu uzkrāšanās sadalījumā ezerā. Uz nogāzēm, kuras ir stāvākas par 14° (7,9°), nogulumu uzkrāšanās nenotiek, savukārt lēzenākas nogāzes par 4° (2,3°) neietekmē nogulumu uzkrāšanos (Håkanson, 1977). Hūkenson (Håkanson, 1977) norāda, ka nogāzes kritumam samazinoties no 14° līdz 4°, nogulumu uzkrāšanās apstākļi (un līdz ar to arī sagaidāmais apjoms) uzlabojas. Hūkenson

(ibid.) uzsver, ka tāpat nogulumu var tikt pārvietoti pa stāvu nogāzi lejup vētru vai ūdens sajaukšanās rezultātā izraisītu nogrūvumu vai turbulentu plūsmu veidā.

Labākie rezultāti akumulācijas (smalko nogulumu izplatības) zonas dziļuma aprēķināšanā ir iegūti kombinējot ezera gultnes nogāzes slīpumu ar vējam pieejamo platību. Rowena et al. (Rowan et al., 1992) piedāvātais empīriskais modelis, kurā tiek ņemta vērā konkrētajā vietā vējam pieejamā platība un ezera gultnes nogāzes slīpums, spēj korekti prognozēt 87% vietu ar aleirīta un māla dominanci un 76% vietu ar rupjāku frakciju dominanci. Iepriekš minētais Hūkensonā (Håkanson, 1977) modelis, kuru var pielietot gadījumos, kad dati par nogāzes slīpumu nav pieejami, spēj labi paredzēt akumulācijas zonas, kur notiek smalko daļiņu (aleirītu, mālu) nogulsnešanās, izplatību, taču nespēj paredzēt teritorijas, kur dotajā dziļumā varētu būt sagaidāmi rupjākas frakcijas nogulumu, kuru uzkrāšanās visticamāk ir saistīta ar nogāzes krituma ietekmi (Rowan et al., 1992).

Pētījumi mūsdienu ezeros uzrāda, ka nogulumu pārgulsnešana pamatā notiek atsevišķu vētru laikā, kādas ir novērojamas pāris reizes gadā, un šīm vētrām nav jābūt retiēm, ekstrēmiem notikumiem (Rowan et al., 1992).

Aza (Azza, 2006) veiktā salīdzināšana Viktorijas ezerā Āfrikā starp modelēšanas ceļā iegūto erozijas, transporta un akumulācijas zonu izplatību un reāli dabā novēroto uzrāda atšķirības, kuras var tikt skaidrotas ar valdošo vēju ietekmi, kas var pārvietot zonu robežas dziļāk vai seklāk atkarībā no konkrētās vietas vēja ieskrējiena tāluma sakritības ar valdošo vēja virzienu. Līdzīgu likumsakarību arī daudz mazākā pēc platības ezerā Kanādas arktiskajā teritorijā ir konstatējis Gilberts (Gilbert, 2003), kurš norāda, ka ezera gultnē esošie apgabali bez nogulumu segas raksturojas ar stāvām nogāzēm, kas atbilst Hūkensonā (Håkanson, 1977) modelim, taču vienlaikus tika novērotas arī dziļi esošas līdzenas teritorijas, kur nogulumu iztrūkumu nav iespējams izskaidrot ne ar gultnes slīpumu, ne viļņošanos.

Nogulumu uzkrāšanās glaciālos ezeros ir līdzīga procesiem parastos ezeros, taču vienlaikus eksistē vairāki faktori, kas atšķiras – nogulumus nesošie ūdeņi var ieplūst jebkurā dziļumā, var eksistēt būtiskas blīvuma atšķirības starp ieplūstošo ūdeni un ezera ūdeni (temperatūra, augsta daļiņu koncentrācija), ar ledus tiešu mehānisku iedarbību var notikt materiāla un esošo nogulumu erodēšana (Ashley, 1989). Tāpat ir jāņem vērā, ka lielāko gada daļu glaciālie ezeri pārsvarā ir aizsaluši (Raukas, Rjehni, 1970; Basalikas, 1970; Krinner et al., 2004), kas samazina vēja ietekmi un atbilstoši palielina gravitācijas vai straumju izraisītu nogulumu pārvietošanās nozīmi (Ashley, 1989). Glaciālu ezeru nogulumu sadalījuma interpretāciju var apgrūtināt fakts, ka nogulumu var uzkrāties plašās teritorijās virs aprakta ledus, kura kušana izsauc ezera dziļuma izmaiņas, kā arī nogulumu hipsometriskā novietojuma atšķirības. Tā, piemēram, Štainzē ledāja sprostezerā Šveices Alpos pēc tā izveidošanās pirmajos gados tika novērota ezera gultnes pazemināšanās pa apmēram 1,5 m gadā, ko izraisīja tam apakšā esošā apraktā ledus kušana, kas turpinājās vairākas desmitgades (Blass et al., 2003). Glaciālo ezeru nogulumu uzkrāšanās virs aprakta ledus ir konstatēta arī Latvijā, piemēram, Saldus baseinā (Kuršs, Stelle, 1964; Danilāns, 1973). Glaciālo ezeru nogulumu identificēšanu vēl vairāk var apgrūtināt no ledāja tajā

nonākošais nešķirotais drupu materiāls, ko augstā koncentrācijā ezerā var izplatīt aisbergi, liekot ezera nogulumiem būt līdzīgiem morēnas nogulumiem (Dreimanis, 1979; Zelčs et al., 2009b).

Ledāja kontakta ezeros tipiska ir atšķirība starp tajā ieplūstošā un ezera ūdens blīvumu, ko izraisa temperatūras un transportēto daļiņu daudzums (Ashley, 1995; Benn, Evans, 1998). Blīva ūdens ieplūšana veido spēcīgas un ilgstošas piegultnes straumes, kā arī veicina nogulumu sadalīšanos pa ezera gultni nevis to izgulsnēšanos tuvu ūdens ieplūdes avotam (Benn, Evans, 1998). Sekla un caurplūstoša glaciālā ezera gadījumā smalkākās transportētās daļiņas (māls, arī aleirīti) var tikt transportētas prom no ezera, tajos atstājot tikai rupjākas frakcijas (smilti) (Embleton, King, 1968). Embletons un Kings (ibid.) tāpat uzsver, ka glaciālā ezera līmeņa krišanās un ar to saistītā transformācija no dziļa uz seklu ezeru kalpo par glaciālo ezeru nogulumos bieži novērojamo faciālo pāreju no smalkgraudainiem uz rupjgraudainiem nogulumiem to augšējā daļā.

Nogulumu uzkrāšanās un transporta pētījumi Kanādā esošā proglaciālajā ezerā uzrāda, ka vairāk kā pusi no nogulumu uzkrāšanās apjoma veido piegultnes straumes pārvietotā materiāla izgulsnēšanās (Chikita, 1992). Šādu piegultnes straumi, kura ir bagāta ar tajā suspendētajām daļiņām, veido no ledāja ieplūstoša upe, kura sākotnēji iniciē pamatā gravitācijas veidotu plūsmu, kas tālāk turpinās kā piegultnes straume, kuras avots visticamāk ir lokāls katabātisks vējš (Chikita, 1992). Vasaras sezonā veiktie novērojumi uzrāda, ka smalka smilts un lielāka izmēra daļiņas tiek izgulsnētas no gravitācijas iniciētās turbulentās plūsmas un piegultnes straume tālāk pārvieto tikai aleirīta un māla daļiņas, piedevām, attālinoties no suspendēto daļiņu ieplūdes vietas, daļiņu vidējais izmērs pakāpeniski samazinās (Chikita, 1992). Smits un Sivitskis (Smith, Syvitski, 1982) savukārt norāda, ka gana intensīva viļņošana var uzturēt smalkākās upju ienestās daļiņas suspensijā, kā rezultātā tās var tikt transportētas prom no konkrētā ezera ar no tā izplūstošajām ūdenstecēm. Kā norāda Čikita (Chikita, 1992), gadījumos, ja ezerā dominē piegultnes plūsma, ir sagaidāma smilšaino nogulumu biezuma samazināšanās virzienā uz ezera vidu.

Aisfola (Icefall) pieledāja ezerā Grenlandē, kura maksimālais dziļums ir tikai 28 m, tā 200 m garajā krasta līnijā, ko veido ledus siena, ir novērots kalvings, kas, atbilstoši, izsauca rupjāka materiāla izgulsnēšanos aisbergu kušanas vietās ezerā (Hasholt et al., 2000). Tāpat dotajā ezerā ir novērots, ka, sākoties siltajai sezonai, no ledāja brīvajām teritorijām ieplūstošais ūdens izgulsnē nogulumus uz ezera ledus, kas vēlāk ar šī paša ledus palīdzību var tikt transportēti uz citām ezera daļām (Hasholt et al., 2000). Hašolta et al. (ibid.) veiktie nogulumu izcelsmes pētījumi uzrādīja, ka Aisfola pieledāja ezerā galvenais smalkgraudaino nogulumu avots ir no ledāja brīvās teritorijas, nevis siltas gultnes Mittivakkata ledājs. Tāpat ir jāatzīmē, ka, neskatoties uz ledāja atkāpšanos pēdējo simts gadu laikā, nogulumu uzkrāšanās ātruma pieaugums dotajā ezerā tajā pašā laikā netika novērots.

Pētījumi seklā (vidējais dziļums tikai 5 m) proglaciālā ezerā, kurā ieplūst tikai no ledāja nākoša upe, uzrādīja, ka piegultnes plūsma konkrētajā ezerā notiek atsevišķu, īslaicīgu (desmiti minūšu līdz dažas stundas) notikumu veidā un to cēlonis ir temperatūras

un suspendēto daļiņu izraisīta blīvuma atšķirība starp ezera un tajā ieplūstošo ūdeni (Weirich, 1986). Vienlaikus dotā ezera nogulumu izpēte uzrādīja plašu smilts (daļiņu izmērs zem 4ϕ) un pat 0ϕ lielu daļiņu klātbūtni, kas liecina par īslaicīgu strauģu esamību, kas ir pietiekami stipras, lai varētu notikt ezera gultnes erozija (Weirich, 1984; Weirich, 1986). Šādas periodiskas straumes glaciālos ezeros var dziļākajās daļās izgulsnēt ritmītus (Syverson, 2008), kas nekorekti var tikt interpretēti kā varves – ritmiski nogulumi, kur viens atsevišķs slānis reprezentē vienu nogulumu uzkrāšanās sezonu (Sturm, 1979; Benn, Evans, 1998). Šādi ritmiski nogulumi, kur atsevišķs ritms nereprezentē vienu gadu (t.i. nav varve), ezeru nogulumos ir plaši izplatīti (Talbot, Allen, 1996).

Aplūkojot Latvijas teritorijā esošo seno ledājkūšanas ūdeņu ezerus, Danilāns (1973) norāda, ka smilšainie nogulumi sākotnēji ir nogulsējušies uz aprakta ledus, taču vēlākos ledāja atkāpšanās etapos ir tikuši pārgulsnēti.

Nogulumu sadalījums pēc to veidojošo daļiņu izmēra (Folk, Ward, 1957; Tanner, 1964; Visher, 1969; Swan et al., 1978; McLaren, Bowles, 1985; McManus, 1988; Anthony, Héquette, 2007; Wachecka-Kotkowska, Kotowski, 2011; Mycielska-Dowgiało, Ludwikowska-Kędzia, 2011), kā arī tos veidojošo graudu forma un virsmas īpašības (piemēram, matējuma pakāpe) (Kransley, Doornkamp, 1973; Mahaney, 2002; Mycielska-Dowgiało, Woronko, 2004; Woronko, Hoch, 2011), ļauj spriest par nogulumus veidojošo graudu transporta mehānismu un vēsturi. Minētās nogulumu īpašības var tikt pielietotas nogulumu ģenēzes noteikšanā (McManus, 1988; Mycielska-Dowgiało, Woronko, 2004; Mycielska-Dowgiało, Ludwikowska-Kędzia, 2011).

Nogulumus veidojošo daļiņu izmēra sadalījums raksturo to transporta vidi, taču ir jāpatur prātā, ka parauga daļiņu sadalījums ir veidojies visu iepriekšējo tā transportēšanas notikumu rezultātā (Leeder, 1982). Asimetrijas koeficients ļauj salīdzinoši labi nodalīt dažas no nogulumu uzkrāšanās vidēm – fluviālos un eolos nogulumos parasti būs pozitīvs asimetrijas koeficients, bet pludmales nogulumos – negatīvs, piedevām fluviālie nogulumi būs vājāk šķiroti nekā pludmales un eolie nogulumi (Leeder, 1982; Martins, 2003). Negatīvs asimetrijas koeficients uzrāda erozijas procesu dominanci, savukārt pozitīvs – akumulācijas (Martins, 2003). Tiesa ir jāņem vērā, ka sadalījuma īpašības dažādām vidēm pārklājas un tādēļ informāciju par sadalījumu nevar pielietot kā vienīgo, lai izdarītu secinājumus par nogulumu transportu (Leeder, 1982), kas tika novērots arī pētījumu teritorijā (Nartišs et al., 2012). Pētījumi Meksikas līča pludmalē uzrāda, ka pat 250 m tāla smilts transportēšana eolā vidē vēl neļauj pēc asimetrijas koeficienta atšķirībām viennozīmīgi nodalīt eolos nogulumus no to cilmes avota (pludmales) nogulumiem (Otvos, 1999; Otvos, 2000). Tāpat atšķirībā no ne-glaciālo ezeru pludmalēm, ledāja kontakta ezeru pludmales veidojošie nogulumi bieži vien ir vāji šķiroti, ko izraisa īss laiks, kad ezeru neklāj ledus un viļņi var iedarboties uz tā krastu, kā arī vēja dzīta ledus tieša mehāniska iedarbība uz krasta zonā esošajiem nogulumiem (Teller, 2005). Vēl vairāk – Fīlers un Flenleja (Fieller, Flenley, 1987) norāda, ka vienkāršos nogulumu granulometriskā sastāva rādītājus kā vidējo izmēru, šķirotību un asimetrijas koeficientu, var pielietot nogulumu raksturošanai tikai vienkāršos gadījumos. Tam par iemeslu ir fakts, ka asimetriska vai multimodāla sadalījuma gadījumā vienkāršie rādītāji, kā, piemēram, vidējā vērtība, nereprezentē visu sadalījumu (Hajek et al., 2010).

Kā liecina Klimavičienes (1974) veiktais salīdzinājums starp glaciofluviālas deltas, glaciolimniska līdzenuma un tiem virsū uzguldīto kāpu smilts granulometriskā sastāva sadalījuma Lietuvā, nelielā attālumā pārvietotos eolajos nogulumos ir par 14% vairāk vidējgraudainas un 5% vairāk smalkgraudainas smilts nekā cilmes avota nogulumos, lai arī kopumā vidējgraudaina un smalkākas frakcijas sastāda tikai 48% no kopējās smilts masas. Savukārt Gaigalas (1974) norāda, ka ledājkušanas ūdeņu baseinu piekrastes smiltis pēc to vidējā graudu izmēra un šķirotības pakāpes Lietuvā ir līdzīgas kēmu nogulumiem un to vidējais graudu izmērs ir robežās no rupjgraudainas smilts līdz smalkai grantij un raksturojas ar vidēju līdz vāju šķirotību. Savukārt eolai smiltij, atšķirībā no glaciolimniskas smilts, ir novērojams māla un aleirīta daudzuma kritums, kā arī labāka šķirotības pakāpe (Mikalauska et al., 1974). Antarktīdā tiešā ledāja tuvumā ledāja ezeru krastu un eolā smilts savukārt uzrāda vāju šķirotību un pozitīvu asimetrijas koeficientu (Srivastava et al., 2012). Srivastava et al. (ibid) vājo nogulumu šķirotību skaidro ar relatīvi īso transportu konkrētā vidē, kā arī svaigu, vāji šķirotu sedimentu pienesi no ledāja brīvās teritorijas. Šādus vāji šķirotus nogulumus ir grūti atšķirt vienus no otriem pēc to granulometriskajām īpašībām (Srivastava et al., 2012). Atšķirībā no piekrastes kāpām, iekšzemes kāpām ir raksturīgs dažāds vidējais to veidojošo smilts graudu izmērs un šķirotības pakāpe, kas ir saistīts ar tās veidojošās smilts dažādajiem cilmes avotiem (Ahlbrandt, 1979; Moiola, Spencer, 1979). Iekšzemes kāpu, kas ir veidojušās relatīvi vienvēidīga vēja režīma apstākļos, smiltij attālinoties no tās cilmes avota ir raksturīga vidējā graudu izmēra samazināšanās un šķirotības pakāpes pieaugums (Ahlbrandt, 1979).

Lindjes un Mičielskas-Dovgiallo (Lindé, Mycielska-Dowgiallo, 1980) veiktie eksperimenti ar dažāda ilguma smilts kvarca graudu transportēšanu laboratorijas apstākļos ir uzrādījuši, ka kvarca smilts graudu aso šķautņu noapaļošana ātrāk notiek eolos nekā fluviālos apstākļos. Dotajos eksperimentos (ibid.) tika arī konstatēts, ka eksperimentu sākumā izmantotajiem kvarca smilts graudiem, kas bija iegūti samaļot lielāka izmēra kvarca kristālus rotējošās iežu dzirnavās, to noapaļotības un virsmas matējuma īpašības bija līdzīgas morēnas nogulumus veidojošu atbilstošās frakcijas graudu īpašībām. Polijā morēnas nogulumos ir konstatēts arī relatīvi augsts daļēji un pilnīgi noapaļoto matēto graudu (EM/RM un RM) īpatsvars (Woronko, 2001), kas tiek skaidrots ar senāku eolo nogulumu integrēšanu morēnas nogulumos ledāja darbības rezultātā (Mycielska-Dowgiallo, Woronko, 2004). Mahanī un Kalma (Mahaney, Kalm, 2008) veiktā Igaunijas un Latvijas teritorijā esošu morēnas un glacioakvālo nogulumu kvarca smilts graudu struktūru īpašību izpēte uzrādīja, ka morēnas nogulumos nenoapaļoto graudu īpatsvars sasniedz 50 līdz 60 %, savukārt līdz 15 % morēnas nogulumos esošo graudu virsmas ledāja darbība nav skārusi. Balstoties uz Polijā veiktiem pētījumiem, Voronko (Woronko, 2001) norāda, ka glaciofluviāliem nogulumiem ir raksturīgs relatīvi augsts sašķelto (C) un nenoapaļoto (NU/L; NU/M) graudu īpatsvars. Kā norāda Bulls un Morgans (Bull, Morgan, 2007), nenoapaļoti graudi (NU) jau dažu desmitu metru garā īslaicīgi tekošu ūdeņu transportā var iegūt matējumu uz to malām (transformēties no NU/L par NU/M graudiem). Tiesa jāņem vērā, ka dotie novērojumi ir veikti ar elektronu skenējošā mikroskopa palīdzību, līdz ar to var droši pieņemt, ka parastā gaismas mikroskopā šāds šķautņu matējums būs redzams tikai pēc garāka transporta. Savukārt Kaļinskas (Kalińska, 2010) veiktā pētījumā, kurā lietota metodika, kas ir identiska šajā darbā lietotajai, mūsdienu pludmalēs

Rietuma Austrālijā, Lietuvā un Polijā ir konstatējusi, ka spīdīgo (nematēto; EL, EM/EL, NU/L) graudu īpatsvars var pat pārsniegt 80 %, turklāt spīdīgo nenoapaļoto (NU/L) graudu īpatsvars ir 40 %, bet labi noapaļotie spīdīgie graudi veido mazāku daļu pat nekā sašķeltie (C) graudi. Lai arī parasti tiek uzskatīts, ka eoliem nogulumiem ir raksturīgs augsts noapaļoto matēto (RM un EM/RM) graudu īpatsvars, tomēr Latvijas un Igaunijas teritorijā esošajās kāpās ir konstatēts arī augsts spīdīgo (EL, EM/EL), kā arī nenoapaļoto (NU/L; NU/M) graudu īpatsvars (Kalińska et al., 2012; Kalińska, Nartišs, 2013a; Kalińska, Nartišs, 2013b), kas var apgrūtināt eolo un to izcelsmes avota nogulumu atšķiršanu.

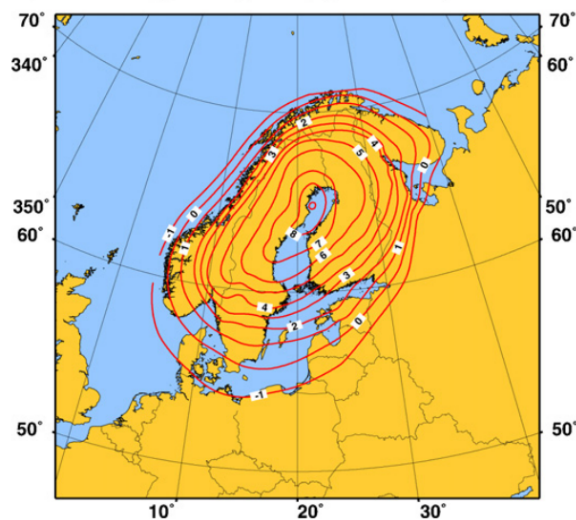
1.4. Zemes garozas vertikālās kustības

Zemes garozas vertikālās kustības (glacioizostatiskā korekcija) seno kontinentālo apledojuumu klātajās teritorijās ir ļoti būtisks faktors, kas ir jāņem vērā, veicot seno ezeru rekonstruēšanu (Leverington et al., 2002a). Zemes garozas pacelšanās Fenoskandijā un Laurentīdu ledusvairoga klātajā teritorijā tiek saistīta ar pēdējo apledojuumu un tiek pētīta jau vairāk kā simts gadus (Plag et al., 1998). Ieskatu pētījumu vēsturē, galvenajās metodēs un pētījumu kampaņās savā 1998. g. publikācijā sniedz Plags ar līdzautoriem (Plag et al., 1998), kurš norāda, ka izostāzijas (zemes garozas un dziļāko slāņu gravitācijas līdzsvara stāvokļa) un ar tā atjaunošanos saistīto kustību pētījumu galvenais mērķis ir Zemes dziļāko slāņu īpašību noskaidrošana. Informāciju par zemes garozas īpašībām savukārt var izmantot izostāzijas modelēšanai, kas ir nepieciešama, jo ilgtermiņa izostatiskās korekcijas pētījumi pamatā balstās uz jūras līmeņa izmaiņu interpretācijas, kura to telpiski ierobežo tikai piekrastes teritorijām (Pässe, Andersson, 2005).

Vasiljevs ar līdzautoriem (Vassiljev et al., 2005) uzrāda Igaunijas teritorijā eksistējošā piededāja baseina A1 krasta līniju novērojumu vietu augstumus virs mūsdienu jūras līmeņa, kas, līdzīgi kā mūsdienu zemes garozas vertikālo kustību gadījumā, uzrāda vienmērīgu celšanos, taču pretstatā mūsdienu situācijai ar citu maksimālās pacelšanās gradienta orientāciju. Maksimālās pacelšanās gradients A1 laikā ir bijis ar 320 azimutu, savukārt A2 laikā – 340 (Vassiljev et al., 2005). Rosentau ar līdzautoriem (Rosentau et al., 2004) pēdējā apledojuuma beigu posma rekonstrukcijām kā maksimālo pacelšanās gradientu Igaunijas teritorijā izmanto 326° azimutu. Moora et al. (Moora et al., 2002) Vertsjerva ezera apkārtnē kā maksimālo pacelšanās gradienta orientāciju uzrāda 330° azimutu. Sārse ar līdzautoriem (Saarse et al., 2007) un Rosentau ar līdzautoriem (Rosentau et al., 2007a) uzrāda atšķirīgu seno krasta līniju augstumu virs mūsdienu jūras līmeņa uz DA no Peipusa – Vertsjerva ezeriem, tiesa šī atšķirība balstās tikai uz korektas dažu atsevišķu seno krasta līniju vietu sasaistes ar citās vietās konstatētajām krasta līniju marķējošām reljefa formām. Šādas atšķirības starp zemes garozas pacelšanos piekrastē (Vassiljev et al., 2005) un iekšzemes teritorijā (Saarse et al., 2007; Rosentau et al., 2007a) liecina vai nu par nevienmērīgu zemes garozas pacelšanos, vai arī par kļūdainu iekšzemes krasta līniju sasaisti ar piekrastē eksistējošajām krasta līnijām. Ja minēto autoru (Saarse et al., 2007; Rosentau et al., 2007a) piedāvātā rekonstrukcija tiek uzskatīta par korektu, tad nevienmērīga zemes garozas celšanās leduslaikmeta beigu posmā būtu jābūt novērojamai arī Latvijas ziemeļaustrumu daļā.

Latvijā pētījumi par mūsdienu zemes garozas vertikālajām kustībām saistās ar atkārtoti veiktu augstumpunktu precīzo nivelēšanu, ko regulāri veic Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2012). Pētījums, kas balstās uz šādiem mērījumiem, Latvijā uzrāda vienmērīgu zemes garozas celšanos valsts ziemeļu un grimšanu – dienvidu daļā (Reiniks et al., 2010). Latvijas – Igaunijas pierobežā šie dati labi sakrīt ar novērojumiem Igaunijas teritorijā (Torim, 1998; Oja, 2005). Lai arī Latvijas teritorijā darbojas stacionārās globālās pozicionēšanas sistēmas staciju tīkls LatPOS (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2013), taču visaptveroši pētījumi, kur būtu izmantoti LatPOS sistēmas dati, līdz šim nav publicēti.

Fenoskandijas relatīvās pacelšanās modelis 100 gadiem, ko 1996. gadā publicēja Ekmans (Ekman, 1996) (1.3. attēls), uzrāda vienmērīgu zemes garozas celšanos Latvijas teritorijā, taču, datu trūkuma dēļ, nenosedz visu valsts teritoriju. Jaunāki satelītu un GPS novērojumi apstiprina vienmērīgu celšanos visā Latvijas teritorijā (Steffen et al., 2008; Steffen, Wu, 2011).



1.3. attēls. Šķietamā zemes garozas celšanās Fenoskandijā mūsdienās. Labi redzams, ka Latvijas teritorijai tiek uzrādīta vienmērīga celšanās. Pēc (Ekman, 1996).

Zemes garozas vertikālo kustību modelēšana kopš pēdējā apledojuuma maksimālās fāzes līdz pat mūsdienām, kura ir bāzēta uz jūras līmeņa novērojumiem Skandināvijā, uzrāda vienmērīgu celšanos visā Latvijas teritorijā (Påsse, Andersson, 2005). Saskaņā ar šo Poses un Anderšona (ibid.) piedāvāto modeli, Latvijas teritorija kopš pēdējā apledojuuma maksimālās fāzes ir pacēlusies no 100 līdz 250 metriem.

Latvijā visaptveroši zemes garozas vertikālo kustību pētījumi, kuri aptvertu laika periodu arī pirms tiešo instrumentālo mērījumu uzsākšanas, līdz šim nav veikti. Informācija par zemes garozas vertikālajām kustībām ir tikusi iegūta no Baltijas jūras agrāko stadiju līmeņu pētījumiem. Par visplašāko šāda tipa pētījumu var uzskatīt E. Grīnberga veikumu, kurā ir pētīta seno Baltijas jūras krasta līniju morfoloģija un iekšējā uzbūve visā Latvijas piekrastē, sākot no Baltijas ledus ezera un beidzot ar Litorīnas jūras

krasta veidojumiem (Grīnbergs, 1957). Kā viens no minētā pētījuma rezultātiem ir karte, kurā ar izolīnijām ir parādīts Baltijas ledus ezera III stadijas b fāzes krasta līnijas augstums virs mūsdienu jūras līmeņa Rīgas jūras līča un Baltijas jūras piekrastes teritorijai. Jāņem vērā, ka šie augstumi parāda ne tikai zemes garozas pacelšanos aplūkotajā teritorijā, bet arī jūras līmeņa izmaiņas. Gan senākajos (Grīnbergs, 1957; Veinbergs, 1986), gan mūsdienu pētījumos (Juškevičs et al., 2008; Nartišs et al., 2008; Nartišs et al., 2011; Rečs, Krievāns, 2013) nav konstatēti viennozīmīgi pierādījumi tam, ka Rīgas jūras līča teritorijā, kā arī Salacas upes ielejā (Eberhards, 1973) zemes garozas celšanās notiktu nevienmērīgi. Savukārt citu upju (Daugavas, Lauceses, Abavas – Slocenes) ielejām tiek norādīts, ka šāda nevienmērīga celšanās ir notikusi (Eberhards, 1975). Vienlaikus jāatzīmē, ka pastāv viedoklis, ka Burtņieka līdzenuma teritorijā zemes garozas celšanās nenotiek (Eberhards, 2006).

Jaunākie pētījumi par zemes garozas maksimālās pacelšanās gradienta orientāciju Rīgas jūras līča teritorijā uzrāda, ka senākajām Baltijas ledus ezera stadijām azimuts ir 335° (Juškevičs et al., 2008; Nartišs et al., 2008; Nartišs et al., 2011; Rečs, Krievāns, 2013). Šāda maksimālā pacelšanās gradienta orientācija ir līdzīga tai, ko Igaunijas teritorijai uzrāda Vasiljevs et al. (Vassiljev et al., 2005).

Izostāzijas modelēšana uzrāda, ka ar priekšējā uzvelvējuma efektu saistītā zemes garozas pacelšanās Fenoskandijas gadījumā ir bijusi robežās no 20 m (Steffen et al., 2006) līdz 60 m (Fjeldskaar, 1994). Abi šie pētījumi uzrāda, ka Latvijas teritoriju priekšējā uzvelvējuma efekts neskar. Pretēju viedokli, balstoties uz dažādu autoru morfoloģisko un sedimentoloģisko pētījumu interpretāciju, pauž Rosentau et al. (2007a), norādot, ka priekšējā uzvelvējuma efekts ir novērojams pat Igaunijas dienvidu daļā, uz ko norādot padziļinātās upju ielejas Peipusa ezera dienvidu daļā. Šāda interpretācija atbalsta pieņēmumu, ka priekšējā uzvelvējuma efekta izsauktā maksimālās pacelšanās zona ir migrējusi līdz ledājam tā atkāpšanās laikā, kā to uzrāda Bjlinskis (Bylinski, 1990), taču modelēšana šādu priekšējā uzvelvējuma migrāciju neuzrāda (Fjeldskaar, 1994). Tiesa Rosentau et al. (2007a) neizslēdz, ka padziļinātās upju ielejas Igaunijas dienvidaustrumu daļā var būt vismaz daļēji skaidrojamas arī ar citiem iemesliem, piemēram, Pērnavas – Narvas lūzumu zonas aktivitāti pēcdeduslaikmetā.

Kā savā darbā parāda Tellers un Līvringtons (Teller, Leverington, 2004), krasta līniju savstarpējo izvietojumu viena baseina ietvaros kontrolē zemes garozas nevienmērīgas celšanās un ezera noteces vietas atrašanās savstarpējās likumsakarības. Ja notece no ezera notiek tā daļā, kas ceļas ātrāk, ezera pretējā pusē jaunākas krasta līnijas atradīsies augstāk nekā vecākās. Ja notece notiek no ezera vidus daļas, krasta līnijas maksimālās vai minimālās pacelšanās daļās būs pretējā secībā (pie maksimālās pacelšanās – vecākās krasta līnijas ir augstāk, pie minimālās – zemāk). Savukārt, ja notece notiek no ezera daļas ar minimālo pacelšanos, ezera daļā ar maksimālo pacelšanos krasta līnijas būs izkārtotas normālā secībā – vecākās augstāk, jaunākās – zemāk. Šādas likumsakarības dabā ir novērotas Agasi ezeram, kas eksistēja pietiekami ilgu laika periodu, lai intensīvā zemes garozas celšanās būtiski ietekmētu tā krasta līniju izvietojumu (Teller, Leverington, 2004). Ūdens līmeņa svārstības ezerā citu iemeslu dēļ gan var būtiski modificēt šo likumsakarību izpausmes dabā.

2. Pētījumu teritorijas ģeomorfoloģiskais raksturojums un attīstība Vēlā Vislas leduslaikmeta beigu posmā

Pētījumu teritorija atrodas Ziemeļlatvijā (2.1. attēls) un pamatā ietver Ziemeļvidzemes zemienes Sedas līdzenumu un Trikātas pacēlumu, kā arī Vidusgaujas zemienes (pēc Straumes (1979) Ziemeļvidzemes zemienes austrumu daļu) Trapenes līdzenumu (Zelčs, Šteins, 1989; Juškevičs, 1999a; Juškevičs, Skrebels, 2002a), kuras ir glaciālo zemieņu līdzenumi (Zelčs, Markots, 2004). Darbā aplūkotā teritorija skar arī iepriekš minēto dabas apvidu blakus teritoriju – Burtnieka līdzenuma, Ērgemes pauguraines, Aumeisteru paugurvaļņa, Augšgaujas pazeminājuma malu zonas. Teritorija atrodas pēdējā Fenoskandināvijas ledusvairoga periferiālās segas iekšējā joslā (Āboltiņš, 1975; Straume, 1979; Āboltiņš, 1989; Zelčs, Markots, 2004) un tajā pēdējā apledojuma beigu posmā darbojās Burtnieka un Vidusgaujas ledus lobi (Zelčs, Markots, 2004).



2.1. attēls. Pētījumu teritorija. Kartogrāfiskās pamatnes dati - (SIA Envirotech, 2011)

2.1. Subkvartārās un mūsdienu zemes virsmas morfoloģija

Subkvartārā virsma Vidusgaujas zemienes Trapenes līdzenumā ir ar lēzenu kritumu no malām uz centrālo daļu un ziemeļiem (Juškevičs, Skrebels, 2002c). Līdzenuma rietumu, dienvidu un austrumu malās subkvartārā virsma atrodas aptuveni 100 m virs jūras līmeņa, bet centrālajā daļā – nedaudz virs 70 m. Līdzenuma ziemeļu daļā uz ziemeļiem no Gaujienas atrodas kāple, kuras augstums sasniedz 30 m, kuras pakājē subkvartārā virsma atrodas vairs tikai aptuveni 50 m augstumā. Tikai dienvidrietumos no Trapenes viens no trim līdzenuma teritorijā esošajiem nelielajiem subkvartārās virsmas pacēlumiem sakrīt ar pacēlumu arī mūsdienu reljefā. Līdzenuma ziemeļu daļā posmā no Virešiem līdz Gaujienai subkvartāro virsmu veidojošie nogulumi atsedzas Gaujas ielejas nogāzēs, kas dotajā posmā sakrīt ar iegrauzumu pirmskvartāra iežos, kā arī subkvartārās virsmas kāples teritorijā – gravās un strautu ielejās. Uz austrumiem no Virešiem subkvartārajā virsmā ir redzams atzars no Gaujas ielejas, kurš mūsdienās ir pilnībā aprakts zem kvartāra nogulumiem.

Mūsdienu reljefs Trapenes līdzenumā, kā to uzrāda reljefa modelis (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008a), atrodas no 157 m teritorijas periferiālajā daļā līdz tikai 52 m augstumam vjl. līdzenuma ziemeļu daļā esošajā Gaujas upes ielejā. Teritorijas vidējais augstums virs jūras līmeņa ir 101 m un tai ir raksturīgs lēzens kritums ($1\sigma = 18$ m) ziemeļu virzienā. Lielā absolūtā augstuma starpība ir saistīta ar līdzenuma ziemeļu daļā esošo kāpli subkvartāro iežu virsmā (Juškevičs, Skrebels, 2002c), kas mūsdienu reljefā saistās ar apmēram 20 m lielu augstuma starpību, kā arī Gaujas upes iegrauzumu subkvartārās kāples apvidū, kas sasniedz pat 30 m dziļumu. Līdzenuma teritorijā ir arī vairākas citas izteiktas upju ielejas – Tirzas, Palsas, kā arī ziemeļaustrumu stūrī – Vaidavas. Rietumu malā atrodas Ķeņģu strauta – Palsas – Vizlas ieleju sistēma, kas saistāma ar ledājkūšanas ūdeņu darbību. Šī ledājkūšanas ūdeņu veidotā ieleju sistēma ir saistīta ar rietumu pusē labi izsekojamo, līdz 20 m augsto Velēnas gala morēnu (Zelčs, Markots, 2004) vai, saskaņā ar Meirona un līdzautoru (Meirons et al., 1976) interpretāciju, atšķelšanās valni. Līdzenuma teritorijā ir arī sastopamas iekšzemes kāpas (Āboltiņš, 1971; Danilāns, 1973; Straume, 1979). Lielākos reljefa pazeminājumos ir sastopami purvi (Kalna, Melnsalas, Slokas u.c.), lielākie no tiem – ziemeļu daļā.

Trikātas pacēluma dabas apvidus dienvidaustrumu malā subkvartārā virsma atrodas mazliet augstāk par 60 m, kas sakrīt ar subkvartārās virsmas kāples pamatni (Juškevičs, 1999c; Juškevičs, Skrebels, 2002c). Teritorijas ziemeļu un centrālajā daļā virsmas augstums ir robežās no 48 līdz 58 m, taču dienvidrietumu daļā esošajā Liepas pacēlumā sasniedz pat 113 m. Trikātas pacēluma teritorijā subkvartārajā virsmā ir divi pazeminājumi, no kuriem viens sakrīt ar Abula upes tecējumu posmā no Lūķiem līdz Koģiem, un kurā subkvartārā virsma pie Locekļa pazeminās līdz 27 m atzīmei. Blakus pirmajam pazeminājumam atrodas otrs, meridionālā virzienā orientēts pazeminājums no Karstumsila līdz Plāņiem, kuram, līdzīgi kā pirmajam pazeminājumam, zemākā daļa (23 m) atrodas tā Brutuļiem tuvākajā galā. Šis pazeminājums sakrīt ar ielejveida pazeminājumiem mūsdienu reljefā tā Plāņu galā.

Trikātas pacēluma dabas apvidus absolūtais augstums mainās no 130 m Vidzemes augstienes pakājē līdz 32 m pie Gaujas upes ielejas. Apvidus centrālo daļu virzienā no

dienvidrietumiem uz ziemeļaustrumiem šķērso pacēluma zona, kuras augstums tās lielākajā daļā ir virs 80 m. Pacēluma ziemeļu un rietumu daļā ir plaši sastopami drumlini (Zelčs, 1992). Neskatoties uz teritorijā esošo pacēlumu, tā ir salīdzinoši līdzena ($\sigma_1 = 11$ m). Visu dabas apvidus teritoriju izvago ledājkūšanas ūdeņu veidots ieleju tīkls. Kā ievērojamākās minamas Lisas – Raunas sistēma, Vijas, Abula un Miegupes ielejas, kā arī Vidzemes augstienes pakājē esošā Jebera – Kaiberlejas sistēma. Teritorijā atrodas divi lieli purvi – Taures un Kačoru, kā arī mazākas pārpurvotas teritorijas.

Subkvartārās virsmas augstums tikai Sedas līdzenuma dienvidu daļā pārsniedz 60 m virs jūras līmeņa, kas ir saistīts ar tur esošo subkvartārās virsmas kāples pakājes daļu (Juškevičs, Skrebels, 2002c). Līdzenuma austrumu daļā virsma atrodas 46 līdz 49 m augstumā, savukārt Sedas purvā un tā apkārtnē – zemāk par 40 m. Mūsdienu Gaujas upes ieleja sakrīt ar pazeminājumu subkvartārajā virsmā – pie Tilikām absolūtais augstums ir 35 m, pie Ielīcām – 26 m, savukārt augšpus Valmierai pie Abula ietekas Gaujā – 28 m (Juškevičs, 1999c; Juškevičs, Skrebels, 2002c). Subkvartārajā virsmā ir novērojami tikai divi atsevišķi stāvoši pacēlumi – uz viena no tiem atrodas Sedas pilsēta, kas vienlaikus ir arī pacēlums mūsdienu reljefā, otrs no tiem atrodas pie Oliņām, kur pirmskvartāra ieži atsedzas Gaujas krastā.

Sedas līdzenumā mūsdienu reljefa absolūtie augstumi mainās no 107 m Vidzemes augstienes pakājē līdz 29 m Gaujas ielejā. Vidējais augstums ir 58 m vjl. un līdzenums ir ar vēl mazāku reljefa artikulāciju nekā Trapenes līdzenums ($1\sigma = 10$ m) – izteiktākās augstuma izmaiņas ir saistāmas ar līdzenuma teritorijā esošajām kāpām, kuru relatīvais augstums mēdz pārsniegt 20 m (Celiņš, Nartišs, 2011). Līdzenuma teritorijas centrālo daļu šķērso Gaujas upe, taču tās ieleja ir relatīvi sekla – tikai apmēram 10 m. Teritorijā ir sastopamas divas ezeru sistēmas – Salaiņa un Kokšu (Taču), kuru veidošanās ir saistāma ar ledājkūšanas ūdeņu darbību (Āboltiņš, 1971). Teritorijas rietumu, ziemeļrietumu daļā atrodas vairāk kā 130 km² plašais Sedas purvs. Plašas teritorijas aizņem daudzi izmērā mazāki purvi, no kuriem lielākie pēc platības ir Pukšu, Žuldiņu, Vadaiņa, Putras, Baltais un Geides purvs.

2.2. Kvartāra nogulumu segas raksturojums

Vidusgaujas zemienes Trapenes līdzenuma kvartāra nogulumu segas augšējo daļu pamatā veido glaciolimniskie nogulumi, savukārt perifēriālajā daļā augstieņu pakājēs atrodas glaciofluviālie nogulumi un morēnas nogulumi (Juškevičs, Skrebels, 2002b). Smilšaino glaciolimnisko nogulumu apgabalos līdzenuma centrālajā un dienvidrietumu daļā šie nogulumi ir pārpūsti veidojot kāpas (eolie nogulumi) (ibid.). Jāpiezīmē, ka atsevišķās vietās ir novērojams, ka hipsometriski augstākā līdzenuma daļā ir sastopami smalkāki nogulumi (aleirīti māli) nekā hipsometriski zemākā daļā (smilts). Līdzenuma dienvidrietumu daļā līdzīgā hipsometriskā novietojumā ir atrodami gan glaciolimniski aleirīti un māli, gan glaciolimniska smilts un morēnas nogulumi. Jāpiebilst, ka atsevišķu līdzenuma teritorijā esošo nogulumu ģenēzes noteikšana ir apgrūtināta, uz ko norāda atšķirīgā interpretācija dažāda vecuma kartēšanas materiālos. Tā, piemēram, vairāki pauguri Trapenes apkārtnē, saskaņā ar vecāku kartogrāfisko materiālu, ir glaciolimniskas

izcelsmes (Juškevičs, 1964), savukārt jaunākajos ģeoloģiskās kartēšanas datos tie jau ir attēloti kā morēnas pauguri (Juškevičs, Skrebels, 2002b). Līdzīga nesakritība ir arī ar centrālajā un dienvidrietumu daļā esošajiem smilšainajiem glaciolimmiskajiem nogulumiem, kas senāk (Juškevičs, 1964) ir tikuši interpretēti kā glaciofluviālas izcelsmes.

Trapenes līdzenuma centrālajā daļā pie Dūres Gaujas krastā atsedzas slokšņu māli ar ritmisku kārtojumu – biezākās aleirītiskās ritmīta daļas pakāpeniski pāriet plānākā mālu (ziemas) daļā (Kuršs, Stinkule, 1969). Izteikto kontaktu starp atsevišķas sloksnes ziemas un nākamās vasaras daļu Kuršs et al. (Kuršs, Stinkule, 1969) skaidro ar strauju ledājukušanas ūdeņu pieplūdumu ezerā pavasarī, kas pilnībā pārtrauc smalkāko frakciju izgulsnēšanos. Līdzīgi slokšņu māli ir atrodamī arī citās Trapenes līdzenuma daļās – pamatā Trapenes dienvidrietumos, kur tie ir konstatēti ģeoloģiskajos urbumos (Takčidi, 1999), taču informācijas par detālākiem to pētījumiem nav. Šie slokšņu tipa māli tika konstatēti arī lauka ekspedīciju laikā (atsegums "Mieļupīte").

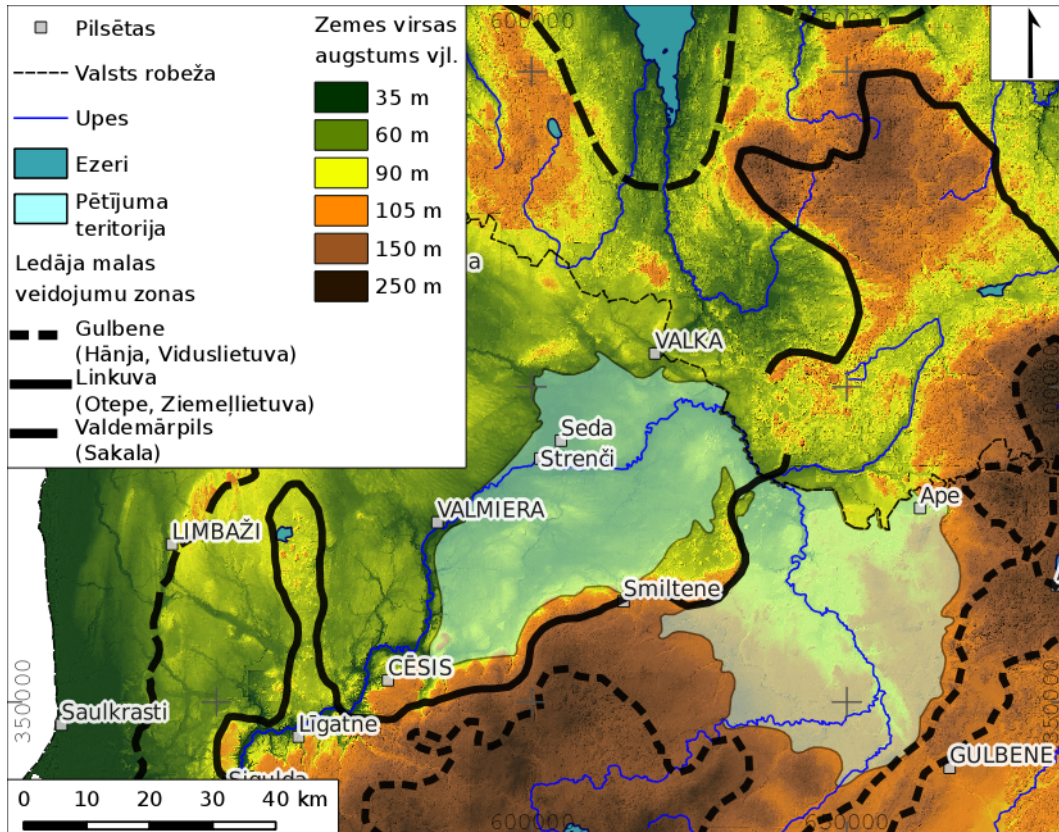
Atšķirībā no Trapenes līdzenuma, Trikātas pacēlumā glaciolimmiskie nogulumi atrodas tikai tā centrālajā daļā esošajā pazeminājumā, kur tos gandrīz pilnībā sedz kūdra (Juškevičs, 1999b; Juškevičs, Skrebels, 2002b). Reljefa pacēlumus veido morēnas un retāk – glaciofluviālie nogulumi, kuri ir pamatā sastopami gar Vidzemes augstienes pakāji (ibid.). Atšķirībā no Trapenes līdzenuma, šajā pacēlumā eolie nogulumi (kāpas) nav sastopami.

Glaciolimmiskie nogulumi, pamatā smilts, veido kvartāra nogulumu segu lielākajā Sedas līdzenuma daļā (Juškevičs, 1999b; Juškevičs, Skrebels, 2002b). Smilšainie glaciolimmiskie nogulumi ir pārpūsti kāpās, kuras ir plaši izplatītas līdzenuma centrālajā un austrumu daļā, lai arī nelielākas kāpas ir sastopamas arī teritorijas rietumu daļā, pat līdzenuma ziemeļrietumos esošajā plašajā Sedas purvā (ibid.). Atšķirībā no Vidusgaujas zemienes Trapenes līdzenuma, Sedas līdzenuma teritorijā glaciolimmiskos nogulumus pamatā veido smilts un aleirīti, māli ir sastopami tikai nelielās teritorijās līdzenuma dienvidos, kā arī ziemeļu daļā uz robežas ar Ērgemes pauguraini, tās pakājē. Vairākos līdzenuma austrumu daļā esošajos urbumos (Takčidi, 1999) zem 7 līdz 13 m bieza smalkgraudainas glaciolimmiskas smilts slāņa atrodas 5 m biezs aleirīta ar māla starpkārtām vai māla ar aleirīta starpkārtām slānis.

2.3. Pēdējā apledojuma deglaciācija

Ledāja sprostezeru eksistence, tās ilgums, to vecums un izplatības konfigurācija tiešā veidā ir atkarīga no ar tiem kontaktā esošā ledāja. Pētījumu teritorijas deglaciācijas gaita līdzšinējos pētījumos vienmēr ir tikusi aplūkota reģionālā vai apkārtējo augstieņu veidošanās kontekstā (Nartišs, Zelčs, 2013). Lai varētu spriest par deglaciācijas gaitu, ir nepieciešams aplūkot reģionālās deglaciācijas rekonstrukcijas (Āboltiņš, 1971; Āboltiņš et al., 1974b; Meirons et al., 1976; Straume, 1979; Āboltiņš, 1989; Zelčs, Markots, 2004; Raukas, 2009; Zelčs et al., 2011; Kalm et al., 2011; Guobyte, R., Satkūnas, 2011; Kalm, 2012a; Kalm, 2012b; Lasberg, Kalm, 2013). Āboltiņš un līdzautori (Āboltiņš et al., 1974b) norāda, ka teritorijas deglaciācija ir sākusies ar ledāja atkāpšanos no Pampāļu – Rankas malas veidojumu joslas, kam ir sekojušas Ziemeļlietuvas (jaunākos pētījumos

saukta par Linkuvas) un noslēgumā – Plieņu malas veidojumu zonu veidošanās. Jaunākās rekonstrukcijas (Zelčs et al., 2011; Kalm et al., 2011; Kalm, 2012a; Nartišs, Zelčs, 2013) uzrāda, ka dotajā teritorijā ledāja izžušanas laikā ir veidojušās vairākas ledāja malas veidojumu zonas, kuras marķē ledāja malas stabilizāciju vai reaktivizāciju. Šo zonu – Gulbenes (Viduslietuvas, Hānjas), Linkuvas (Ziemeļlietuvas, Otepes) un Valdemārpils (Sakalas) – konfigurācija ir redzama 2.2. attēlā.



2.2. attēls. Pēdējā apledošanas deglaciācijas laika ledāja malas veidojumu zonas pētījuma teritorijā un tās tuvumā. Ledāja malas veidojumu zonu kontūras - (Zelčs et al., 2011; Kalm et al., 2011); pilsētas, valstu robežas, upes un ezeri - (SIA Envirotech, 2011); reljefa dati - šajā pētījumā sagatavotais DEM.

Kā norāda Bitinas et al. (2004), Lietuvas teritorijā nav viennozīmīgi interpretējamu pierādījumu pēdējā apledošanas deglaciācijas laikā notikušai ledāja transgresijai uz no ledāja brīvas teritorijas un deglaciācijā ir dominējusi areālā ledāja kušana, nevis frontāla ledāja atkāpšanās ar atkārtotu tās uzvirzīšanos. Šāds viedoklis ir pretrunā ar citu autoru iepriekš atbalstīto deglaciācijas gaitu, kurā būtiska loma ir ledāja malas atkārtotai virzībai pār iepriekš jau no ledāja brīvajām teritorijām (Meirons et al., 1976; Straume, 1979; Āboltniņš, 1989) vai ledāja lobu reaktivizācijai to ledus masu bilances uzlabošanās rezultātā, ko noteica ledāja aprimšana virs zemledāja virsas pacēlumiem (Zelčs, 1993; Zelčs, Markots, 2004). Pieaugot detāli pētītu vietu skaitam, ir sagaidāms, ka esošā deglaciācijas gaita, kas ir parādīta 2.2. attēlā, tiks precizēta, kā arī papildināta ar jauniem

ledāja malas zonas recesijas veidojumiem, uz ko norāda arī pētījuma teritorijā esošais ledāja recesijas malas valnis (Āboltiņš et al., 1974b; Zelčs et al., 2009b).

Jaunākā Baltijas reģiona deglaciācijas gaitas rekonstrukcija, ko veikuši Lasberga un Kalms (Lasberg, Kalm, 2013), uzrāda, ka ledājs ir atkāpies no Hānjas malas veidojumu zonas pirms aptuveni 16 tūkstošiem gadu. No šāda vecuma pamatojumam izmantotajiem datējumiem vismaz divi galvenie – Līdumnieki (Zelčs, Markots, 2004) un Raunis (Raukas, 2009; Zelčs et al., 2009a) - ir apšaubāmi. Zelčs ar līdzautoriem (Zelčs et al., 2011) savukārt norāda, ka Gulbenes malas veidojumu zonas, kas tiek korelēta ar Hānjas malas veidojumu zonu (Zelčs et al., 2011; Nartišs, Zelčs, 2013), minimālais vecums ir 14,5 – 15,5 ka. Alūksnes augstienē netālu no Māriņkalna ar ^{10}Be metodi datētā laukakmens eksponēšanās virs zemes ir notikusi pirms 15.290 ± 980 gadiem (Rinterknecht et al., 2006), kas parāda minimālo vecumu, kad ledājs Alūksnes augstienes teritorijā atkāpās no Gulbenes malas veidojumu zonas. Saskaņā ar Veski un līdzautoru (Veski et al., 2012) publicēto pētījumu par nogulumu uzkrāšanos Lubāna zemienē esošajā Lielajā Svētiņu ezerā, tā ir sākusies pirms 14.520 ± 210 kalendārajiem gadiem. Atbilstoši dotajā laikā Lielā Svētiņa ezera apkārtnē, kas atrodas starp Gulbenes un Linkuvas ledāja malas zonām (Zelčs et al., 2011), vajadzēja lielākā vai mazākā mērā būt brīvai no ledāja. Uz līdzīgu vecumu norāda arī Sandgrena et al. (Sandgren et al., 1997) pētījums Tamulas ezerā, kas atrodas Harglas zemienē starp Hānjas un Otepes augstienēm. Balstoties uz slokšņu mālu paleomagnētisko īpašību izpēti, autori (ibid.) secina, ka slokšņu mālu uzkrāšanās Tamulas ezerā ir sākusies vismaz pirms 14.400 kalendārajiem gadiem un ilgusi vismaz 1200 varvju gadus. Šo vecumu vēlāk precizē Kalms (Kalm, 2006), norādot, ka varvju veidošanās Tamulas ezerā ir sākusies pirms 14.675 kalendārajiem gadiem un atbilstoši Hānjas malas veidojumu zonas vecums ir diapazonā no 14,67 līdz 15,70 ka.

Lasberga un Kalms (Lasberg, Kalm, 2013) Otepes malas veidojumu zonas vecumu uzrāda kā 14,8 ka un Sakalas – 14,6 ka. Savukārt Kalms (Kalm, 2006) norāda, ka Harglas zemienē netālu no Tamulas ezera ir bijuši no ledāja brīvi apstākļi pirms 14,5 līdz 14,9 ka un atbilstoši Otepes malas veidojumu zonas vecumam ir jābūt 14,5 līdz 14,7 ka robežās. Latvijā Otepes malas veidojumu zona tiek korelēta ar Linkuvas malas veidojumu zonu (Zelčs et al., 2011; Nartišs, Zelčs, 2013). Igaunijā Sakalas malas veidojumu zona ir vāji izteikta, tādēļ Sārse et al. (Saarse et al., 2012) to vispār neizdala. Amonas et al. (Amon et al., 2012) pētījumā Nakri ezerā, kas atrodas Valgas zemienē starp Otepes un Sakalas malas veidojumu zonām, ir konstatēts, ka organiku saturošu nogulumu uzkrāšanās tajā ir sākusies pirms apm. 14,0 ka.

Jaunākie datējumi no ezeriem Igaunijas ziemeļu daļā ļauj precizēt Pandiveres ledāja malas zonas vecumu. Ledājs Pandiveres malas zonā atradās 13.800 – 14.000 kalendāros gadus pirms mūsdienām, kas vienlaikus ir Baltijas ledus ezera A1 stadijas vecums (Vassiljev, Saarse, 2013). Šo vecumu apstiprina Baltijas ledus ezera smilts nogulumu datējumi ar OSL metodi Latvijā pie Igaunijas robežas, kuros noteiktais vecums bija $14,3 \pm 2,3$ ka un $13,9 \pm 2,4$ ka (Nartišs et al., 2011). Vēsturiski Pandiveres ledāja malas zona Latvijā ir korelēta ar Valdemārpils zonu (Zelčs, Markots, 2004; Zelčs et al., 2011), savukārt jaunākie pētījumi Igaunijas teritorijā uzrāda, ka ledājs Pandiveres malas zonas veidošanās

laikā Latvijas teritorijā neatradās (Kalm et al., 2011; Vassiljev, Saarse, 2013; Lasberg, Kalm, 2013).

Sedas līdzenuma teritorijā glaciolimnisko nogulumu teritorijā esošajās kāpās eolās smilts datējumi ar OSL metodi uzrāda, ka vecākās kāpas ir veidojušās pirms $11,9 \pm 2,7$ ka un $11,8 \pm 2,4$ ka (Nartišs et al., 2009), atbilstoši norādot uz minimālo vecumu, kad ledājam un tam sekojošajiem ledājkušanas ūdeņu baseiniem ir jau jābūt pārstājušiem eksistēt.

Raukas un Stankovskis (Raukas, Stankowski, 2005) norāda uz nesekmīgu mēģinājumu ar OSL metodi datēt glaciofluviālos nogulumus Valkas apkārtnē, kur iegūti trīs būtiski atšķirīgi vecumi – 7,5, 13,2 un 70,0 ka, piedevām no kuriem neviens neiederas šī brīža izpratnē par teritorijas deglaciācijas gaitu (Raukas, 2009). Līdzīgi no Valkas uz rietumiem esošajā Pentsila deltā ar OSL metodi deltas nogulumiem tika iegūts 74,1 ka vecums un deltas augšējā daļā esošajos seklūdens glaciolimniskajos nogulumos – 52,5 ka, kas nerezistentē šo nogulumu pēdējās akumulācijas laiku (Raukas et al., 2010). Arī uz dienvidiem no Valkas esošajā Doru karjerā mēģinājumi noteikt glaciofluviālās smilts vecumu ir beigušies nesekmīgi – iegūtie vecumi 27,5 un 36,9 ka neatbilst to sagaidāmajam pēdējā apledošanas beigu posma vecumam (ibid.).

2.4. Ledājkušanas ūdeņu ezeru līdzšinējie pētījumi

Līdzšinējos pētījumos darbā aplūkotajā teritorijā ir izdalīti vairāki ledājkušanas ūdeņu ezeri, kuru apkopojums ir sniegts 2.1. tabulā. Jāņem vērā, ka līdzšinējos pētījumos autori ir aprobežojušies ar konkrēto ezeru aptuvenu līmeņu noteikšanu, kā arī aptuvenu to izplatības rekonstruēšanu (Āboltiņš, 1971), kam par iemeslu ir bijusi nepietiekami detāla informācija par paleoģeogrāfisko indikatoru – galvenokārt nogulumu – izplatību (Āboltiņš, pers. kom.).

2.1. tabula. Nozīmīgākie ledājkušanas ūdeņu ezeri pētījumu teritorijā. A - (Āboltiņš, 1971); S - (Straume, 1978).

Nosaukums	Krasta līniju augstumi m, literatūras avots	Sasaiste ar citiem ezeriem un ūdenstecēm
Vidusgaujas (Velēnas)	125 – 130 A, S	Pietece no Vidzemes augstienes pa Gauju
Vidusgaujas (Velēnas)	120 – 122 A, S	Pietece no Vidzemes augstienes pa Gauju
Vidusgaujas (Velēnas)	115 – 118 A, S	Pietece no Vidzemes augstienes pa Gauju un Uriekstes ieleju
Vidusgaujas	110 A	
Vidusgaujas	89 – 91 A, S	Pietece no Velēnas ezera pa Gauju, pietece pa Tirzu un no Alūksnes augstienes – pa Vaidavu
Smiltenes	70 – 72(?) S	-
Smiltenes	65 – 70 A, S	Pietece pa Gaujas un Palsas upēm, Mustjegi delta

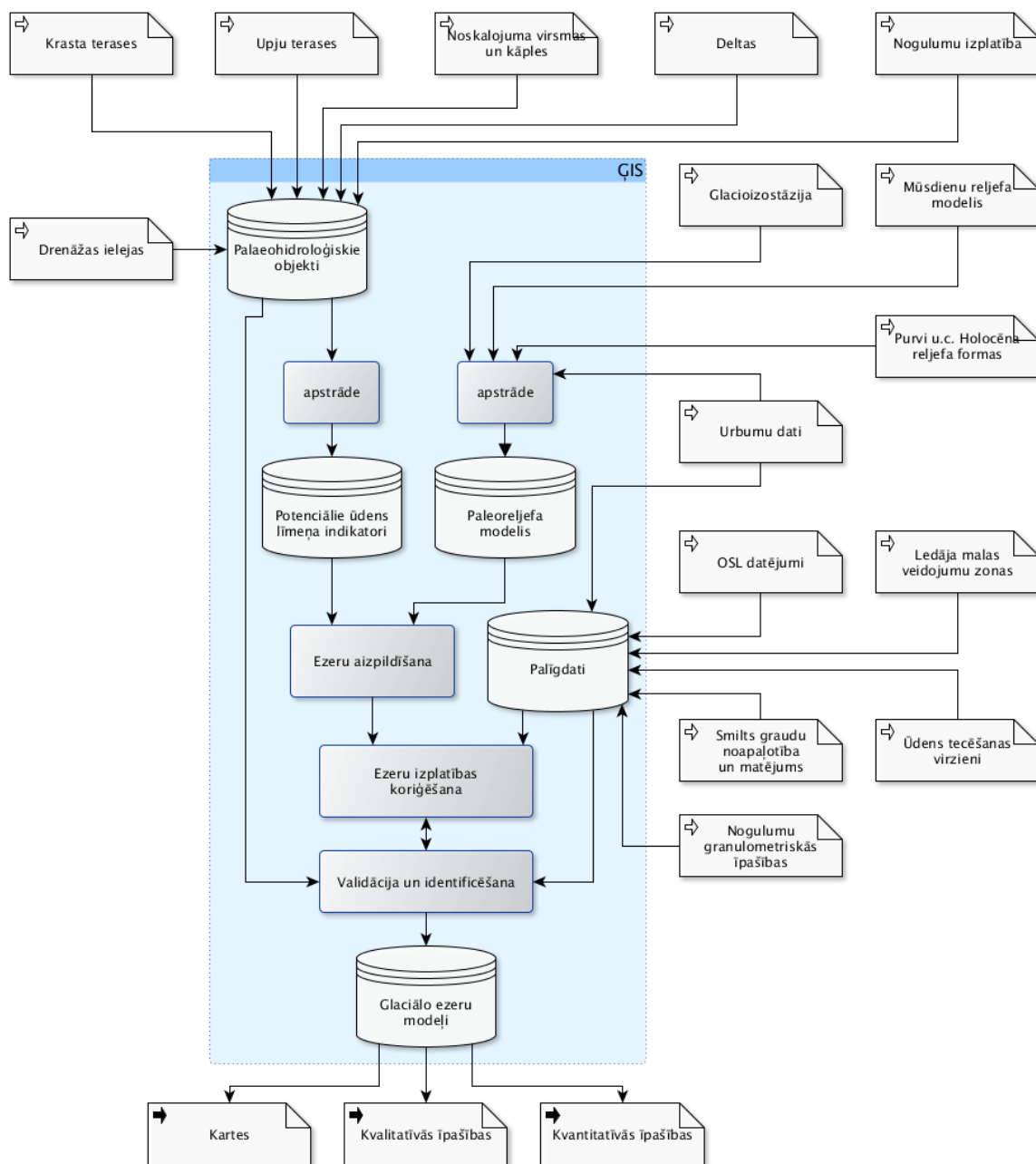
Smiltenes	58 – 60 A, S	Notece pa Gauju uz Zemgales ledāja sprostezeru
Strenču	52 – 55 A	Notece pa Gauju uz Zemgales ledāja sprostezeru
Strenču	50 – 52 S	Notece pa Gauju uz Zemgales ledāja sprostezeru

Kā norāda Āboltiņš un līdzautori (Āboltiņš et al., 1974b), ledājkušanas ūdeņu baseini Vidusgaujas zemienu dienvidu daļā sāka veidoties laikā, kad ledāja mala atkāpās no Pampāļu – Rankas malas veidojumu joslas. Savukārt Strenču baseini, pēc Āboltiņa et al. (ibid.) domām, ir eksistējuši laikā, kad ledāja mala ir veidojusi Plieņu marginālo veidojumu zonu.

Saskaņā ar Āboltiņa un līdzautoru viedokli (Āboltiņš et al., 1974b), Vidusgaujas un Smiltenes ledāja sprostezeros pa Pečoru – Viru (Harglas zemiene, Mustjegi) ieleju ir ieplūduši ūdeņi no Pleskavas ledāja sprostezera. Pēc Smiltenes ledāja sprostezera līmeņa krituma, ūdeņu pieplūde no Pleskavas ledāja sprostezera ir notikusi no Vertsjerva ezera pa Pedeles – Augšsedas pazeminājumu, kur Valgas līdzenuma teritorijā atradās pieledāja ezers (Āboltiņš et al., 1974b). Savukārt Moora et al. (Moora et al., 2002) norāda, ka ūdeņu plūšana no Valgas līdzenumā esošā Lātres ledāja sprostezera un tam sekojošā agrīnā Vertsjerva baseina nav notikusi. Tam nepiekrīt Rosentaus (Rosentau, 2006), kurš norāda uz savienojuma eksistenci ne vien starp Vertsjerva baseinu un Strenču baseinu, bet arī starp Vertsjerva un Peipusa baseiniem, kas tādējādi pieļauj ūdeņu tecēšanu no Peipusa uz Strenču baseinu.

3. Materiāli un metodes

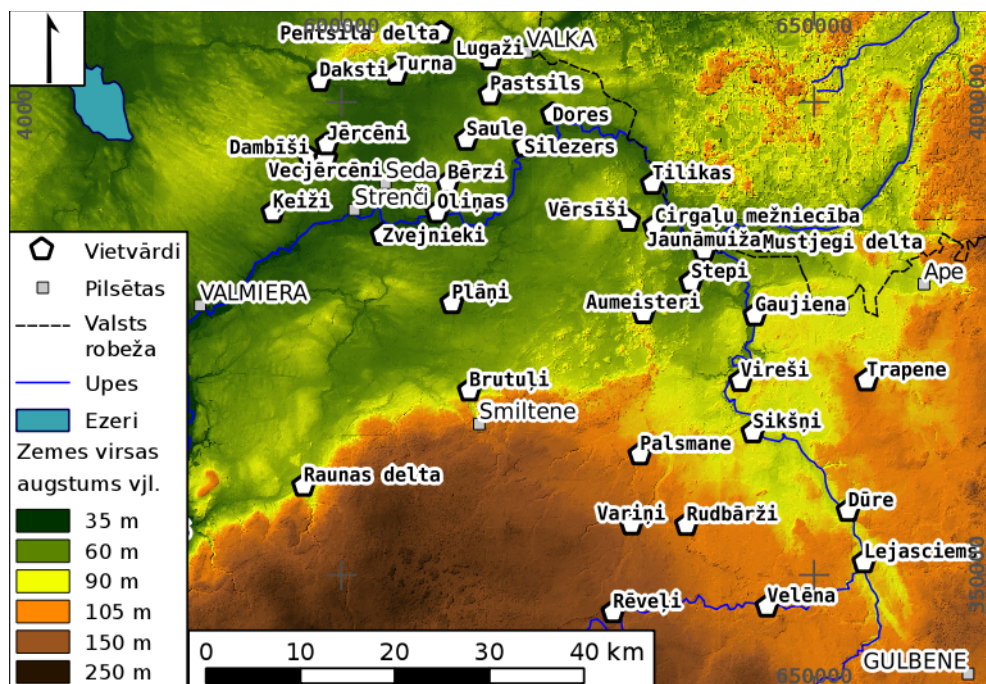
Pētījums ir balstīts uz oriģināliem datiem, kas iegūti 8 gadu laikā strādājot gan kamerāli, gan arī lauka ekspedīcijās. No literatūras, lauka ekspedīcijām, kartogrāfiskā materiāla u.c. avotiem iegūtie dati tika pielietoti, lai sagatavotu un veiktu ledājkušanas ūdeņu ezeru modelēšanu, kā arī iegūto rezultātu validāciju. Aptuvena dabā pielietotā ledājkušanas ūdeņu ezeru modelēšanas shēma ir parādīta 3.1. attēlā, kur ir redzami galvenie datu objekti un to loma rezultāta ieguvē.



3.1. attēls. Darbā izmantotā paleobaseinu rekonstruēšanas principiālā shēma, kurā ir parādīti galvenie izejas dati un to savstarpējā sasaiste analīzes veikšanas laikā.

Konkrētu metožu un materiālu izvēli noteica pētījuma mērķa sasniegšanai izvirzītie uzdevumi, kā arī konkrēto metožu un materiālu pieejamība. Līdzšinējo glaciālo ezeru pētījumu apzināšanai un analīzei tika izmantoti Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē pieejamie publicētie un nepublicētie literatūras avoti, kā arī personīgā komunikācija ar šādu ezeru vai to nogulumu pētniekiem Latvijā, Igaunijā un citās valstīs. Atšķirībā no līdzšinējiem glaciālo ezeru pētījumiem, kuros ir tikusi ietverta arī šī pētījuma teritorija, šajā pētījumā glaciālo ezeru rekonstruēšana ir veikta balstoties uz digitālo reljefa modeli, kura sagatavošana ir sīkāk aplūkota 3.1. un 3.2. nodaļās. Tāpat ir ņemta vērā zemes virsas šķietamā vertikālā pacelšanās, kuras noteikšana un pielietošana modelēšanā ir aplūkota 3.3. nodaļā. Glaciālo ezeru modelēšanai izmantotie ezeru līmeņi un pati modelēšanas procedūra ir aplūkota 3.5. nodaļā. 3.6. nodaļā ir aplūkota glaciālo ezeru dažādu ūdens līmeņa, izplatības pazīmju identificēšana lauka un kamerālos apstākļos, kam seko šo ezeru nogulumu identificēšanas (3.7. nodaļa) un vecuma noteikšanas (3.8. nodaļa) metožu apraksts. Lai arī sākotnējā pētījuma izstrādes gaitā ledāja malas rekonstruēšana tā recesijas laikā netika izvirzīta kā atsevišķs uzdevums, pētījuma mērķi nebija iespējams sasniegt bez detālākām ledāja malas recesijas rekonstrukcijām, kuru izveide ir aplūkota 3.4. nodaļā. Pētījumā izmantotās metodes ir līdzīgas citos seno glaciālo ezeru pētījumos pielietotajām metodēm, vienlaikus tās ir modificētas un uzlabotas, lai atbilstu konkrētā pētījuma ietvaros pieejamo datu formai un kvalitātei, tādējādi sekmīgāk ļaujot sasniegt nosprausto pētījuma mērķi.

Par darbā izmantoto vietvārdu avotu pamatā kalpoja Latvijas Satelītkarte (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2000). Atsevišķās vietās tika lietoti arī vietējo iedzīvotāju norādītie vietvārdi. Tekstā sastopamo vietvārdu izvietojums ir aplūkojams 3.2. attēlā.



3.2. attēls. Tekstā lietoto vietvārdu telpiskais izvietojums. Pilsētas, valsts robeža, upes un ezeri - (SIA Envirotech, 2011).

GIS analītiskās un modelēšanas darbības pamatā tika veiktas brīvajā programmā GRASS GIS 7 (GRASS Development Team, 2012b), kas ir uzskatāms par piemērotu GIS risinājumu dažādu modelēšanas uzdevumu veikšanai (Neteler et al., 2012). GRASS 7 darba izstrādes laikā joprojām atradās izstrādes stadijā. Programmas izstrādes versija tika izvēlēta, jo tas ļāva darba autoram brīvi veikt izmaiņas analītiskajos rīkos, kā arī saņemt jaunākos citu programmas autoru veiktos labojumus. Ja rezultāta ieguve balstījās uz specifisku GRASS GIS analītisko moduli, tā nosaukums ir rakstīts atbilstošajā vietā tekstā slīprakstā. Vienkāršākas darbības GIS vidē, kā, piemēram, datu imports, eksports, transformācija no rastra uz vektordatiem un atpakaļ utml., ja nav saistītas ar specifiskiem parametriem, kuri būtiski ietekmē rezultātu, nav detāli aprakstītas.

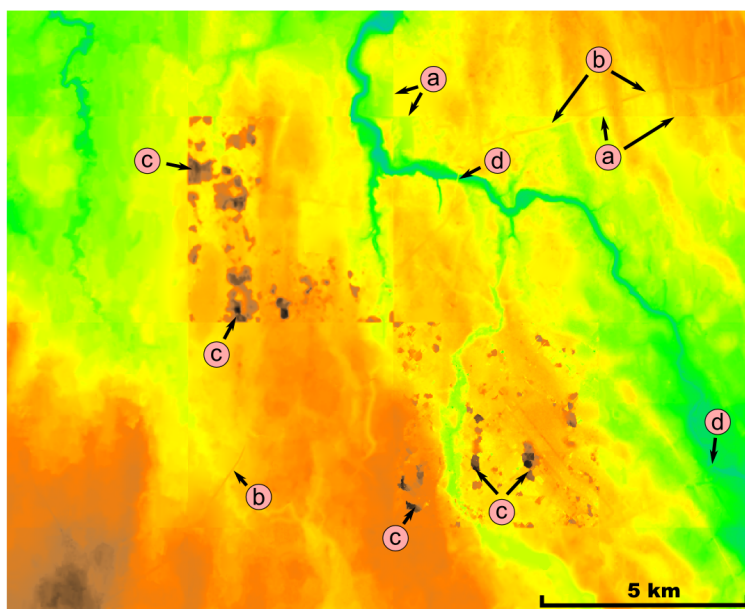
Dažāda kartogrāfiskā materiāla pārlūkošanai, jaunu datu kopu manuālai izveidei, kā arī karšu sagatavošanai tika izmantota QGIS (līdz 2013. g. septembrim – QuantumGIS) programmas tobrīd jaunākā versija (QGIS Development Team, 2013). Atsevišķu karšu uzlabošanai, kā arī shematisko zīmējumu sagatavošanai tika izmantota vektorgrafikas programma Inkscape 0.48. Darbā ievietoto foto attēlu un citu rastra attēlu uzlabošana un apstrāde tika veikta ar GIMP 2.8. Atsevišķu datu apstrādes darbību veikšanai tika izmantotas arī komandrindas utilitātes, autora rakstīti skripti, Python valodā rakstītas sīkprogrammas.

Lauka darbu laikā novērojumu vietu un dažādu objektu atrašanās vietas fiksēšanai tika izmantoti dažādi GPS uztvērēji. Pamatā tika lietoti ikdienas lietošanai paredzēti uztvērēji (Magellan SportTrack, Magellan eXplorer 210 un 400, Magellan Meridian), kas, saskaņā ar ražotāja sniegto iekārtu specifikāciju, nodrošina novietojuma horizontālo nobīdi no reālajām koordinātām līdz 7 m (vidējā kvadrātiskā kļūda 95% mērījumu), savukārt atbalsta signāla pieejamības gadījumā – līdz 3 m (Thales Navigation Inc., 2005). Atsevišķās ekspedīcijās tika izmantots Magellan Promark 3 vienfrekvences (L1, C1, D1) GPS uztvērējs ar pēcapstrādes iespēju, ar kuru iegūtie rezultāti tika apstrādāti Magellan Mobile Office 3.40a programmā, kur kā atbalsta tīkls tika lietotas LatPos (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2013) sistēmas bāzes stacijas. Kā liecina autora veikti testi, skraja meža apstākļos ar pēcapstrādes palīdzību noteiktās koordinātas ir aptuveni 0,5 m robežās no reālās uztvērēja atrašanās vietas, savukārt uztveršanas apstākļiem pasliktinoties, piemēram, blīvākā mežā, rezultāts var atšķirties pat par vairāk nekā 5 m (Nartišs, Rečs, 2012). Ar GPS uztvērēju palīdzību iegūto punktu novietojuma korektums tika kontrolēts vizuāli novērtējot punktu atrašanās vietu topogrāfiskajā kartē 1:10.000 (TOPO 10K PSRS, 2009) un Latvijas ortofoto kartē (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008b).

Darbā ietvertais kartogrāfiskais materiāls ir sagatavots Latvijas 1992. gada ģeodēzisko koordinātu sistēmā, Merkatora transversālā projekcijā. Koordinātas ir sniegtas kā Merkatora transversālās projekcijas plaknes koordinātās ("LKS-92 TM"; EPSG:3059). Darba ietvaros ir izmantota Baltijas 1977. gada normālo augstumu sistēma ("BAS-77"), ja vien tekstā nav norādīt savādāk.

3.1. Reljefa modeļa sagatavošana

Telpiskās analīzes veikšanai Latvijas teritorijā tika izmantots LĢIA digitālais augstuma modelis (DEM) rastra formātā ar horizontālo izšķirtspēju 20 m (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008a). Dotajam reljefa modelim ir augstāka horizontālā izšķirtspēja nekā citiem publiski pieejamiem Latvijas teritorijas reljefa modeļiem – SRTM modelim tā ir aptuveni 50×92 m, ASTER – 16×32 m. Atšķirībā no minētajiem modeļiem, LĢIA modelis ir reljefa modelis, turpretī SRTM un ASTER ir augstuma modeļi, kuri, piemēram, ar mežu klātajās teritorijās reprezentē koku nevis zemes virsmas augstumu, tādējādi nodrošinot daudz sliktāku vertikālo reljefa akurātumu un apgrūtinot to pielietošanu augstas detalitātes lietojumos (Cuartero et al., 2004; Gorokhovich, Voustianiouk, 2006; Berry et al., 2007; Reuter et al., 2009; Breytenbach, 2010; Shortridge, Messina, 2011; Hosseinzadeh, 2011). Lāzerskenēšanas reljefa modeļa pieejamība pētījuma teritorijai ļautu iegūt augstākas precizitātes rekonstrukcijas, pateicoties šādu modeļu augstākai detalitātei un akurātumam (Pelletier, 2008), taču darba izstrādes laikā šāds modelis autoram nebija pieejams. LĢIA reljefa modeļa atsevišķās lapas tika importētas GRASS ĢIS 7 programmā ar *r.in.xyz* moduļa palīdzību (izmantotā vērtības noteikšanas metode – vidējā aritmētiskā vērtība). Pirms katras lapas importa tika iestatīts aprēķinu reģions tā, lai sakristu ar lapas telpisko apjomu un izšķirtspēja būtu 20×20 m. Atsevišķās lapas tika apvienotas vienotā mozaikā ar *r.patch* palīdzību. Veicot iegūtās mozaikas vizuālu kontroli, tika konstatēts, ka starp atsevišķām lapām ir novērojamas atstarpes, kā arī lapu iekšienē ir redzamas izejas datu lapu (aptuveni 5×5 km bloku) robežas, kuras veido līdz 10 m augstas mākslīgas kāples (a 3.3. attēlā). Tāpat augstuma modelī ir attēloti cilvēka veidoti objekti (tilti, dambji, uzbērums, ceļa caurākumi u.c.) un kļūdas (b, c, d 3.3. attēlā), kas varētu apgrūtināt korektu paleoģeogrāfisko rekonstrukciju veikšanu.



3.3. attēls. LĢIA DEM vizualizācija ar tā tipiskākajām problēmām. a - atsevišķu bloku robežas; b - autoceļu uzbērums un caurākumi; c - meži; d - dambji un tilti. Reljefa dati - (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008a)

DEM izejas lapu salaidumu vietu ietekmes mazināšanai tika veikta to atrašanās vietu 120 m (6 šūnas) platas joslas nogludināšana. Ar *v.mkgrid* palīdzību tika ģenerēts 5×5 km līniju tīkls, kas QuantumGIS 1.9 programmā tika manuāli koriģēts, jo reljefa modelī salaidumu vietas mēdz būt nobīdītas līdz pat 200 m no šī 5×5 km tīkla. Iegūtajām līnijām tika ģenerēta 60 m plata buferzona, kas tika konvertēta uz rastru. Nogludināšana tika veikta ar *r.neighbours* moduli 5×5 rastra šūnu lielā logā ar pielāgotu svaru matricu rēķinot vidējo aritmētisko vērtību. Svaru matrica tika izvēlēta eksperimentālā ceļā trīs parauglaukumos pārbaudot 30 dažādas variācijas, rezultātus kontrolējot vizuāli un ar šķērsprofilu palīdzību. Par labāko tika atzīta 3.4. attēlā redzamā matrica, kura ļāva saglabāt nogludināšanas joslā esošās reljefa formas. Šī matrica tika pielietota horizontālo līniju aizpildīšanai, savukārt vertikālo līniju aizpildīšanai, matrica tika transponēta. Svaru matricā 0 nozīmē, ka vērtība tiek ignorēta, savukārt lielāks skaitlis nozīmē lielāku ietekmi. Konkrētās šūnas, kurai vidējā vērtība tiek rēķināta, svars atrodas matricas centrā ($w/3,3$). Lai nogludināšana tiktu veikta tikai 120 m platā joslā, no rediģētajām līnijām iegūtā buferjosla, tika iestatīta kā aizpildīšanas josla (*selection*). Šāda moduļa konfigurācija nogludina tikai norādītajā joslā esošās vērtības, taču aprēķinā tiek ņemtas vērā arī ārpus joslas esošās vērtības (GRASS Development Team, 2012a).

0	0	1	0	0
0	0	2	0	0
0	0	2	0	0
0	0	2	0	0
0	0	1	0	0

3.4. attēls. Svaru matrica, kas pielietota horizontāli orientēto reljefa modeļa lapu savienojuma vietu nogludināšanai.

Cilvēka radīto objektu, kā arī rupjo kļūdu aizvākšanai, no reljefa modeļa tika izgriezti atbilstošie laukumi, kuri tika aizpildīti interpolācijas ceļā (Nartišs, 2013a). Izgriežamie laukumi tika digitizēti manuāli QuantumGIS programmā ESRI Shapefile formātā. Par pamatu tiem tika ņemta DEM un ar *r.slope.aspect* iegūtas nogāžu krituma leņķu kartes interpretācija. Vieglākai tiltu un ceļu uzbērumu/caurakumu identificēšanai tika izmantoti ĢIS Latvija 10 autoceļu vektordatu slāņa dati (SIA Envirotech, 2011) un trešā cikla Latvijas ortofoto karte (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008b). Iegūtie 300 laukumi 42 ha platībā tika importēti GRASS un konvertēti uz rastra datiem ar *v.to.rast*. Šie rastra laukumi ar rastra algebras palīdzību tika izgriezti no DEM. Šo laukumu aizpildīšanai tika izmantots darba izstrādes gaitā uzlabotais *r.fillnulls* modulis. Interpolācijai tika izmantota kalibrēto spline ar virsmas spraigumu un nogludināšanu (*regularized spline with tension and smoothing – RST*) metode, kas ir uzskatāma par pieņemamu reljefa datu interpolācijai (Mitasova et al., 2005). Virsmas spraiguma (*tension=20*) un nogludināšanas (*smooth=1*) vērtības tika noteiktas eksperimentālā ceļā nelielā parauglaukumā, veicot aizpildīšanu ar 20 dažādām rādītāju vērtībām. Parauglaukumā iegūtie rezultāti tika vizuāli salīdzināti ar apkārtējo reljefu, pievēršot uzmanību reljefa formu (gravu, nogāžu) nepārtrauktībai aizpildītajā laukumā. Potenciāli labāko rezultātu rastru tika salīdzināti savā

starpā ar šķērsprofilu palīdzību. Izgriezto laukumu aizpildīšanas interpolācijai tika ņemti dati par trim "caurumam" tuvākajām rastra šūnām ($edge=3$). Aizpildīšanas ceļā iegūtajam rastram tika veikta vizuāla kvalitātes kontrole, kā rezultātā atsevišķu objektu kontūras tika precizētas un objektu aizvākšanas procedūra tika atkārtota.

Koriģētā DEM ieguvē vispirms tika veikta cilvēka radīto objektu izgriešana, lai šo objektu dati netiktu izmantoti DEM bloku robežu nogludināšanā. Tad tika veikta horizontālo un pēc tam vertikālo bloku robežu nogludināšana. Pēc tam šādi apstrādātam DEM tika veikta caurumu aizpildīšana, kas ļāva bloku robežu tuvumā esošo caurumu aizpildīšanā izmantot jau nogludinātos bloku robežu datus.

Iegūtais reljefa modelis kalpoja par pamatu darbā aplūkoto dabas apvidu reljefa raksturošanai. Dabas apvidu kontūras tika iegūtas no Valsts ģeoloģijas dienesta sagatavotās dabas apvidu kartes (Juškevičs, 1999a; Juškevičs, Skrebels, 2002a). Statistisko rādītāju noteikšanai tika izmantots GRASS ĢIS 7 vektoru analīzes rīks *v.rast.stats*, kas ļauj aprēķināt rādītājus laukuma iekšpusē ietilpstošai rastra kartes daļai (GRASS Development Team, 2012a).

3.2. Zemes virsmas topogrāfijas koriģēšana reljefa modeli

Mūsdienu reljefa modelis satur gan informāciju par zemes virsmas topogrāfiju, kāda eksistēja pēdējā apledojuma izzušanas laikā, gan virsmas izmaiņas, kas ir radušās pēc tam. Dati par atsevišķām reljefa formām, kuras noteikti ir veidojušās pēc ledājkūšanas ūdeņu noplūšanas no pētījumu teritorijas, tika izmantoti, lai iegūtu reljefa modeli, kas parāda iespējamo zemes virsmas saposmojumu pirms vēlākajām tās pārmaiņām. Darba autora rīcībā bija dati par kāpu pamatnes laukumiem (Celiņš, Nartišs, 2011), kā arī dati par minerālās grunts augstumu Sedas purva dienvidu daļā (Nomals, 1943).

Kāpu noņemšana no reljefa modeļa tika veikta tieši tāpat, kā cilvēka radīto objektu aizvākšana. Kāpu izgriešanai par pamatu tika ņemts I. Celiņa sagatavotais kāpu pamatnes datu slānis (Celiņš, Nartišs, 2011). Ņemot vērā, ka dotā datu slāņa sagatavošanā ir izmantots cits datu avots (topogrāfiskā karte mērogā 1:10.000 (Celiņš, Nartišs, 2011)), kāpu pamatnes tika palielinātas par 20 m, lai mazinātu datu nesakrītību. Lai arī datu avotu nesakrītības dēļ pilnīgi visas kāpas korekti netika aizvāktas no reljefa modeļa, šādi koriģētais reljefa modelis ir uzskatāms par tuvāku baseinu noplūšanas laika apstākļiem nekā modelis bez jebkādas korekcijas.

Sedas purva minerālās grunts augstuma modelis tika iegūts interpolējot horizontāles ar *v.surf.rst* moduli ($tension=40$, $smoothing=1$). Interpolācija tika veikta apgabalām, kas mazliet pārsniedza sākotnējo datu apgabalu. Tā robeža tika koriģēta pēc topogrāfiskās kartes mērogā 1:10.000 (TOPO 10K PSRS, 2009) tā, lai interpolācijas teritorijā neietilptu citas purva malā esošas reljefa formas. Iegūtā zemkūdras virsma tika ielīmēta mūsdienu reljefa modelī. 200 m platā robežjoslā vērtības tika aizstātas ar vidējām svērtajām vērtībām no abiem reljefa modeļiem, kur mūsdienu reljefa svars zemkūdras datu ārmalā tika noteikts kā 1 (rezultējošā vērtība sakrīt ar mūsdienu reljefa modeļa vērtību) un lineāri samazināts līdz zonas iekšpusē tas sasniedza 0 (rezultējošā vērtība pilnībā sakrīt ar minerālās grunts modeli).

Pārējo purvu aizvākšanai tika pielietota ne tik precīzā purvu izgriešanas metode. Ņemot vērā, ka autora rīcībā nebija gana augstas precizitātes (mērogs 1:50.000 vai smalkāks) informācijas par purviem un to tipiem, kūdras izplatības apgabaliem par pamatu tika ņemti dati no Latvijas Satelītkartes mērogā 1:50.000 pirmā izdevuma (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2000) zemes lietojumu datu slāņa. No dotās datu kopas šādi laukumveida objekti tika atlasīti un nošķirti divās grupās – kūdras ieguves teritorijas, caurejami vai necaurejami purvi ar mežu, kas veido pirmo grupu, un ezeri, caurejami vai necaurejami purvi bez meža, kas tika apvienoti otrā grupā. Tika pieņemts, ka no Latvijas Satelītkartes izdalītā pirmā grupa reprezentē zemā tipa purvus, bet otrā – augstā tipa purvus. Ezeri reljefa modelī ir attēloti kā līdzeni laukumi ar augstumu, kas atbilst to ūdens līmenim. Ezeri tika iekļauti otrajā grupā, pieņemot, ka ezeru ūdens un tajos esošo holocēna nogulumu biezums vidēji ir divi metri. Iegūtie vektordatu laukumi tika konvertēti uz rastru un izgriezti no reljefa modeļa, no kura jau iepriekš bija aizvākti cilvēka veidotie objekti un kāpas. Iegūtie caurumi tika aizpildīti interpolācijas ceļā tieši tāpat kā likvidējot cilvēka veidotos objektus un kāpas. Pēc šī soļa visiem purviem, ieskaitot iepriekšējā solī apstrādātās teritorijas, tika veikta konstanta kūdras biezuma noņemšana. Pirmajā grupā esošajām teritorijām noņemamā kūdras slāņa biezums tika ņemts kā 1 m, savukārt otrajā – 2 m, jo jebkādi pacēlumi, kas eksistē augstā tipa purvā, tika aizvākti jau iepriekšējā datu apstrādes solī (aizpildīšanā ar augstumiem no purvu malām). Iegūtais rezultāts tika uzlabots visām teritorijām, kur iegūtās vērtības pārsniedza sākotnējās reljefa modeļa augstuma vērtības, tās aizstājot ar sākotnējām vērtībām, tādējādi nodrošinot, ka gala reljefa modelī augstuma vērtības purvu teritorijas ir mazākas vai vienādas ar sākotnējiem datiem. Dotās darbības netika veiktas tai Sedas purva teritorijai, kurā bija veikta kūdras slāņa aizvākšana pēc precīzākiem datiem.

Mūsdienu zemes virsa ne vienmēr reprezentē virsmu, kāda tā ir bijusi modelējamā procesa norises laikā, tādēļ, ja iespējams, ir nepieciešams veikt mūsdienu zemes virsas modeļa modificēšanu, lai to pietuvinātu modelēšanas laika virsas konfigurācijai (Finlayson, 2013). Teritorijās, kur kvartāra nogulumu segas virsējo daļu veido ledājkūšanas ūdeņu nogulumi, ir jāņem vērā, ka šo baseinu veidošanās sākumposmā šie nogulumi vēl nebija uzkrājušies (Nartišs, 2013b). Spriežot pēc ģeoloģiskās urbšanas datiem, šie nogulumi veido vidēji 5 līdz 10 m biezu slāni, lai arī atsevišķos urbumos to biezums pārsniedz 20 m. Lai iegūtu korektāku reljefa modeli, kas labāk raksturotu stāvokli pirms šo nogulumu uzkrāšanās, atsevišķām pētījumu teritorijas daļām tika veikta šo nogulumu aizvākšana. Par baseinu eksistences laika zemes virsmu tika pieņemta augšējā glacigēno nogulumu (morēnas) slāņa virsa. Vietās, kur kvartāra nogulumu segā morēna nav sastopama, morēnas nogulumu virsas absolūtais augstums tika aizstāts ar pirmskvartāra iežu (subkvartāro) virsu, savukārt, ja virs morēnas nogulumiem atradās glaciofluviāli nogulumi, tad tika ņemts to augstums.

Dati par modelējamās virsas dziļumu tika iegūti no ģeoloģisko urbumu aprakstiem (Takčidi, 1999). Urbumi, kuri atradās mūsdienu upju ielejās, virsmas ieguves procesā netika izmantoti, jo tajos esošā morēnas nogulumu virsa visticamāk reprezentē maksimālo erozijas dziļumu nevis ledāja veidoto pirmserozijas reljefu. Urbumu punkti ar dziļumiem tika importēti GRASS GIS 7. Virsas absolūtais augstums konkrētā urbumā tika aprēķināts

atņemot virsmas dziļumu no konkrētā urbuma atrašanās vietas augstuma, kas bija nolasīts (*v.what.rast*) no Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūras digitālā reljefa modeļa (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008a). No kvartārģeoloģiskās kartes mērogā 1:200.000 (Juškevičs, 1999b; Juškevičs, Skrebels, 2002b) tika digitizētas morēnas un glaciofluviālo nogulumu robežas. Šīs robežas tika konvertētas uz punktiem ar attālumu līdz 200 m (*v.to.points*). Iegūtajiem punktiem no DEM tika iegūts to absolūtais augstums. Urbumu un robežu punktu datu kopas tika apvienotas vienotā datu kopā. No dotajiem punktiem ar elastīgo virsmas splainu interpolācijas metodi (*v.surf.rst*) tika iegūta vienlaidus zembaseina nogulumu augstuma sadalījuma virsma. Interpolācijai tika izmantots virsmas spraiguma koeficients 80 un nogludināšanas koeficients 0,1, kuru vērtības tika noteiktas vizuāli un ar profila līniju palīdzību, salīdzinot savā starpā ar sešām dažādām spraiguma koeficienta vērtībām iegūtas virsmas. Līdzīga pieeja nogulumu virsu rekonstrukcijai interpolācijas ceļā pēc urbumu datiem ir pielietota Pērnavas apkārtnē esošo slokšņu mālu novietojuma ieguvē (Talviste et al., 2012). Teritorijās, kur morēnas vai glaciofluviālie nogulumi veido kvartāra nogulumu segas virsējo slāni, ar rastra algebras palīdzību (*r.mapcalc*) iegūtās virsmas augstuma vērtības tika aizstātas ar jau iepriekš koriģētā DEM augstuma vērtībām. Ņemot vērā, ka urbumu tīkls ir nepietiekami blīvs, lai precīzi rekonstruētu visus dotās virsmas pazeminājumus, atsevišķās vietās iegūtā virsma atradās augstāk par mūsdienu reljefa virsmu. Šajās vietās iegūtās virsmas kartē augstumi tika aizstāti ar DEM augstumiem. Šādā veidā tika sagatavota pirmsbaseina virsma Vidusgaujas zemienes teritorijai, kas paredzēta agrīno Vidusgaujas ledāja sprostezeru modelēšanai. Citās teritorijās aprakstītā metode nevarēja tikt pielietota, jo pieejamo ģeoloģisko urbumu tīkla blīvums ir nepietiekams, lai ar šo metodi iegūtu ticamu rezultātu.

Ņemot vērā, ka Gaujas upes ielejas zemākā daļa reprezentē mūsdienu upes tecējumu nevis upes ielejas konfigurāciju modelējamo paleoezeru eksistences laikā, Gaujas upes ielejā pie Valmieras tika novietots dambis, kas kavētu noteci pie zemākiem līmeņiem. Dambis tika novietots 51 m augstumā un tam par pamatu tika ņemts fakts, ka tikai lejpus Abula ietekai Gaujā atrodas augstākā labi izsekojamā Gaujas virspalu terase 50,5 – 51,5 m augstumā (Āboltniņš, 1971), kura sākas no Strenču paleoezera teritorijas. Dambja līnijai tika ģenerēta 30 m buferzona un, ar rastra algebras palīdzību, visas reljefa modelī esošās vērtības, kas dambja buferzonā bija mazākas par 51 m, tika aizstātas ar 51, savukārt tās, kas bija lielākas, netika mainītas. Atbilstoši jebkurš ezera modelis, kurš sasniedz šo dambi, ir varējis drenēties pa mūsdienu Gaujas ieleju uz zemākām teritorijām.

Veicot Smiltenes ledāja sprostezera ar līmeni 75,5 m modelēšanu, modelēšanai izmantotā programma kļūdaini uzrādīja kā appludinātas plašas teritorijas ārpus Smiltenes paleoezera teritorijas, kuras modelēšanas algoritms varēja sasniegt pa Raunas upes ieleju pie Jaunraunas. Ņemot vērā, ka Smiltenes ledāja sprostezera 75,5 m izplatības indikatori un nogulumi nav sastopami lejpus Alkšņupītes ietekas Raunā, dotajā vietā tika novietots dambis ar līmeni 80 m vjl. Ja kāds no modelētajiem paleoezeļiem savā izplatībā sasniedz šo dambi, tad tas ir spējis drenēties pa mūsdienu Raunas ieleju tās tagadējās tecēšanas virzienā uz Gauju. Tāda paša augstuma dambis tika novietots augšpus Perļjegi upes ietekai Mustjegi upē. Modelēšanas ceļā iegūtie ezeri, kas sasniedz šo dambi, atbilstoši ir bijuši saistīti ar Peipusa pusē esošajiem ezeriem. 80 m vjl. dambis tika izveidots arī starp

Hummuli paugurmasīvu un Otepes augstieni, kura ziemeļu pusē atrodas Vertsjerva zemiene, kas tādējādi norāda par savienojuma eksistenci ar Vertsjerva ezeru. Savukārt Miegupes ieleja tika dambēta 70 m vjl. leļpus Miegupes un Ješku grāvja satekas. Līdzīgā veidā tika izveidoti dambji Gaujai pie Valmieras 63 m; Sedai leļpus Dakstiem – 63 m vļj.

Visas korekcijas, kas ir aprakstītas iepriekš, tika veiktas iepriekš sagatavotajam Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūras digitālajam reljefa modelim (reljefa modeļa sagavatošana ir aplūktota 3.1. nodaļā), kas nokļāj Latvijas teritoriju un tikai nelielā platībā sniedzas Igaunijas republikas teritorijā. Lai vieglāk varētu veikt modelēšanas ceļā iegūto baseinu izplatības karšu salīdzināšanu ar Igaunijas teritorijā veikto baseinu modelēšanas rezultātiem (Rosentau et al., 2004; Rosentau et al., 2007a; Rosentau et al., 2007b), Igaunijas teritorijā esošajā datu iztrūkuma apgabalā reljefa modelis tika papildināts ar NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 2.1 digitālo augstuma modeli (Rabus, 2003). Ņemot vērā, ka, pēc autora veiktajiem aprēķiniem, SRTM izmantotā augstumu sistēma EGM96 (Rodriguez et al., 2005) Latvijas teritorijā no Baltijas 77 gada augstumu sistēmas, kas ir lietota Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūras reljefa modelī (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008a), atšķiras pa 0,37 m (aprēķins balstās uz atšķirību 766 ģeodēziskajos punktos, kuru absolūtie augstumi ir doti abās augstumu sistēmās), šo modeļu augstumu salāgošana netika veikta. Modelēšanas rezultātu precizitāti vairāk par augstuma sistēmu atšķirībām ietekmē tas, ka SRTM DEM ir augstuma modelis nevis reljefa modelis – tas reprezentē spēcīgākā atstarojuma virsmu, kas, piemēram, mežiem klāto teritoriju gadījumā, ir koku vainaga blīvākā daļa (Rodriguez et al., 2005). Līdzīgu pieeju reljefa modeļa konstruēšanā ledāja sprostezera baseinu modelēšanai Igaunijas teritorijā izmantojis arī A. Rosentau (Rosentau et al., 2007b). Igaunijas teritoriju sedzošajam reljefa modelim netika veikta nekāda papildus apstrāde mežu, cilvēka objektu, kāpu un cita sekundārā saposmājuma aizvākšanai.

3.3. Zemes garozas vertikālo kustību kompensēšana

Ilgākā laika posmā zemes garozas vertikālo kustību rekonstruēšanai plaši tiek pielietots lielu paleoezeru vai jūru krasta līniju novietojums mūsdienu reljefā. Diemžēl Latvijā pagaidām neviena liela iekšzemē esoša paleoezera krasta līnija nav pilnībā izsekota, lai to viennozīmīgi varētu lietot šāda tipa rekonstrukcijām.

Zemes garozas vertikālo kustību rekonstruēšana pētījumu teritorijai ir balstīta uz informāciju par Baltijas ledus ezera krasta līniju mūsdienu izvietošanu Rīgas līcī. Baltijas ledus ezera krasta veidojumu attāluma-augstuma diagrammā (3.5. attēls), kuru izveidojis A. Rečs (Rečs, Krievāns, 2013), LibreOffice Calc 4.1 programmā caur katras stadijas punktiem tika izvilka eksponenciāla trenda līnija (1. formula).

$$y = a * \exp(b * x) \quad (1)$$

x – attālums no profila sākumpunkta (km),

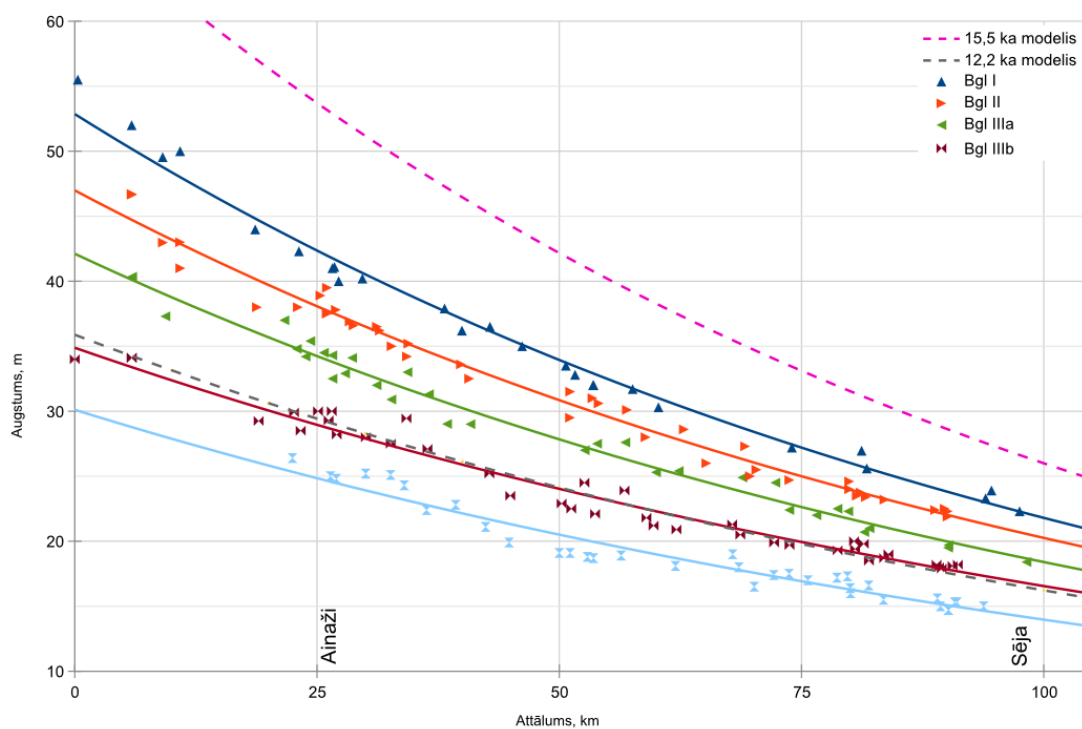
y – augstums virs jūras līmeņa (m),

a, b – koeficienti.

Šīs trenda līnijas raksturojošie koeficienti a un b , kā arī tiem atbilstošie vecumi ir apkopoti 3.1. tabulā.

3.1. tabula. Baltijas ledus ezera krasta veidojumu novietojumu raksturojošās trenda līnijas vienādojuma koeficienti. Vecums pēc V - (Vassiljev, Saarse, 2013); R - (Rosentau et al., 2009)

Stadija	Vecums ka un avots	a koeficients	b koeficients
Bgl I	14,0 V	52,85	0,008858
Bgl II	13,3 V, R	46,98	0,008414
Bgl IIIa	12,7 R	42,18	0,008280
Bgl IIIb	12,2 V, R	34,88	0,007455
Bgl IIIc	11,7 V	30,11	0,007680



3.5. attēls. Baltijas ledus ezera krasta līniju indikatoru hipsometriskais sadalījums projicēts uz maksimālā zemes virsmas šķietamās pacelšanās gradienta. Punkti - atsevišķi mērījumi (Rečs, Krievāns, 2013); nepārtrauktās līnijas - mērījumiem atbilstošās trenda līnijas; pārtrauktās līnijas - modelēšanas ceļā konstruētās trenda līnijas.

Ņemot vērā, ka Bgl IIIb trenda līkne atšķiras no pārējām līknēm (3.5. att.), turpmākajā zemes virsmas šķietamās pacelšanās modelēšanā tā netika lietota. Iegūtām a un b koeficientu vērtībām attiecībā pret stadiju eksistences laiku tika izvilktas trenda līknes (3.6. attēls),

tādējādi iegūstot vienādojumus, ko var pielietot cita vecuma krasta līniju trendu aprakstoša vienādojuma koeficientu prognozēšanai.

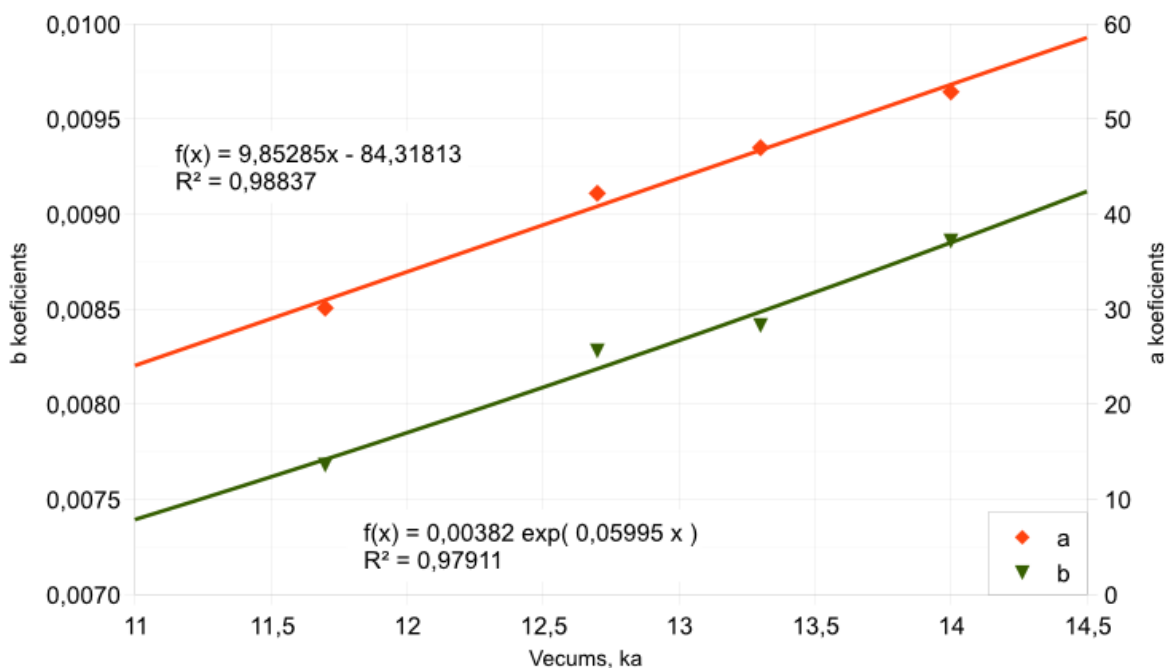
$$a = 9,85285z - 84,31813 \quad (2)$$

$$b = 0,00382 * \exp(0,05995z) \quad (3)$$

z – vecums (ka),

a, b – koeficienti 1. formulai.

Iegūtie vienādojumi 2. un 3. tika pielietoti, lai modelētu trenda līniju 12,2 tūkstošus gadu vecai situācijai, kas atbilst Bgl IIIb stadijai (3.1. tabula) un hipotētiskai 15,5 ka stadijai, kuras vecums atbilst minimālajam Gulbenes malas veidojumu zonas vecumam (Zelčs et al., 2011; Nartišs, Zelčs, 2013). Iegūtās līknes ir aplūkojamas 3.5. attēlā. Tajā redzams, ka modelētā Bgl IIIb atbilstošā trenda līkne diezgan labi apraksta esošos datu punktus un tādējādi atbalsta šādas metodes lietošanu.



3.6. attēls. Baltijas ledus ezera krasta līnijas raksturojošo trenda līkņu koeficienti atkarībā no stadijas vai fāzes vecuma. Punkti - vecumam atbilstošās stadijas trenda līknes koeficientu vērtība (1. formula); taisnes - konkrētā koeficienta trenda līkne. Vecuma avoti apkopoti 3.1. tabulā.

Iegūtais trenda līknes vienādojums tika izmantots, lai konstruētu trenda virsmu, kas atbilstu jūras līmenim izvēlētajā laika periodā. Izvēlētajā laika perioda jūras līmeņa augstums virs mūsdienu jūras līmeņa tika aprēķināts pēc 4. formulas.

$$h = a * \exp\left(-b * \frac{(X_0 - X_c) * \sin(d) + (Y_0 - Y_c) * \cos(d)}{1000}\right) \quad (4)$$

X_0, Y_0 – profila sākumpunkta koordinātas (šajā pētījumā – 401540,16 389589,14),

a, b – koeficienti, kas aprēķināti ar 2. un 3. formulu,

X_c, Y_c – koordinātas punktam, kam tiek rēķināta vērtība,

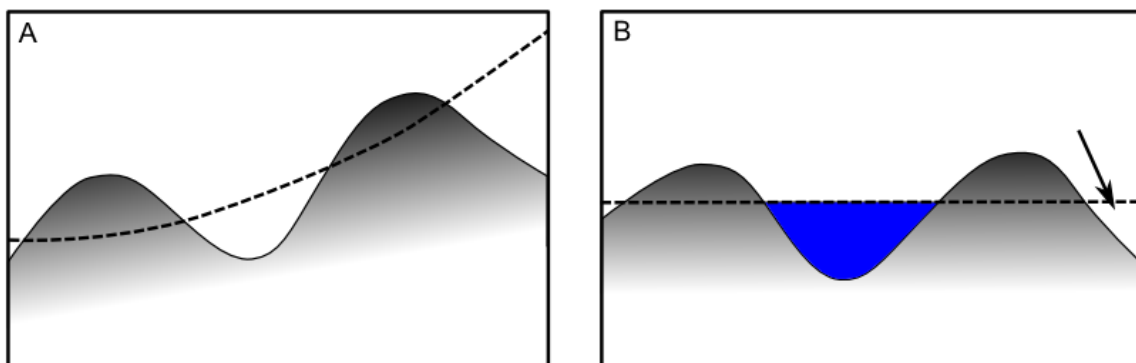
d – profila līnijas azimuts grādos, noteikts pulksteņa rādītāja virzienā no ziemeļiem.

Pētījumu teritorijā esošo paleobaseinu modelēšanas vajadzībām tika sagatavotas divas trenda virsmas, kas atbilst 15,5 un 14,5 tūkstošus gadu senai situācijai. Šīs virsmas raksturojošie rādītāji ir parādīti 3.2. tabulā. Trenda virsmu ģenerēšanai tikai izmantots GRASS GIS 7 vidē pieejamais rastra kalkulators (*r.mapcalc*), sagatavojot divas rastra kartes ar horizontālo izšķirtspēju 250×250 m.

3.2. tabula. Modelēto trenda virsmu veidošanā izmantotie rādītāji.

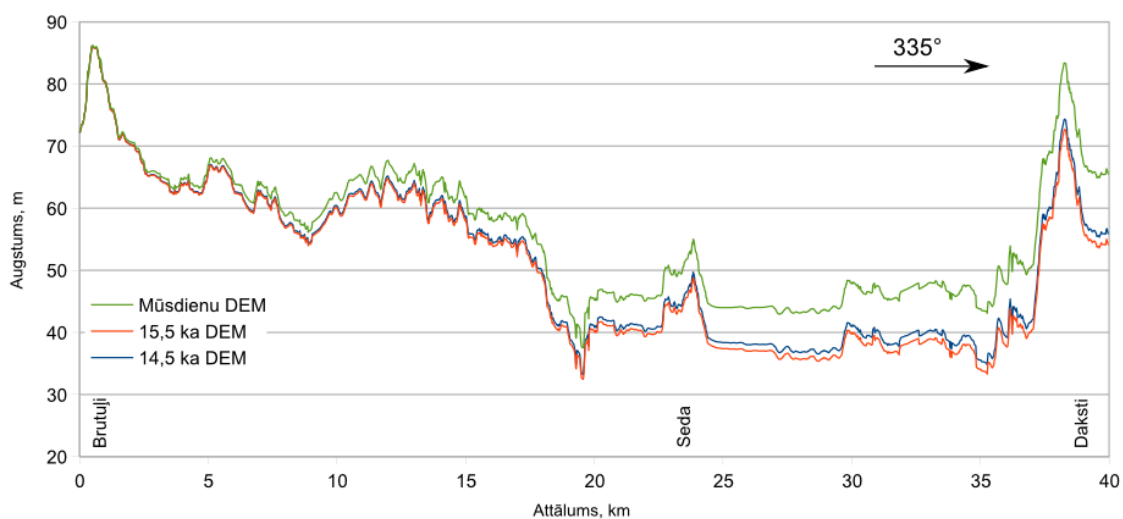
Trenda virsmas nosaukums	Vecums ka	a koeficients	b koeficients	Maksimālās pacelšanās gradienta azimuts (d 4. formulā)
TV 1	15,5	68,401045	0,009674	335
TV 2	14,5	58,548195	0,009111	335

Iegūtās trenda virsmas tika pielietotas, lai veiktu mūsdienu zemes virsmas reljefa modeļa koriģēšanu. No mūsdienu reljefa modeļa tiek atņemta virsma, kura reprezentē interesējošā laika jūras līmeni, tādējādi noņemot nost no mūsdienu modeļa zemes garozas vertikālo kustību rezultātā radušos pārvietojumu (3.7. attēls) (Leverington et al., 2002a). Šādā veidā tika iegūtas divas paleoreljefa virsmas, kuru izveidē jūras līmeņa virsma tika aizstāta ar modelēšanas ceļā iegūtajām trenda virsmām, kuru rādītāji ir parādīti 3.2. tabulā. Šāda pieeja ir sekmīgi pielietota gan Agasi (Mann et al., 1999; Leverington et al., 2002b; Leverington, Teller, 2003; Clarke et al., 2003; Teller, Leverington, 2004; Clarke et al., 2004), gan Baltijas ledus ezera (Rosentau et al., 2004; Saarse et al., 2007; Rosentau et al., 2007a; Rosentau et al., 2007b; Rosentau et al., 2008; Rosentau et al., 2009) modelēšanā izmantoto reljefa modeļu sagatavošanā. Kā mūsdienu reljefa avots tika izmantots iepriekš sagatavotais reljefa modelis, no kura jau bija noņemti cilvēka veidotie objekti, purvi.



3.7. attēls. Zemes virsas šķietamās pacelšanās kompensēšana balstoties uz seno ezera krasta līniju (parādīta ar pārtrauktu līniju). A - mūsdienu zemes virsa; B - rekonstruētā ezera eksistences laika zemes virsa. Pēc (Leverington et al., 2002a).

Zemes virsas šķietamās pacelšanās ietekmes vizualizēšanai tika izgatavoti trīs reljefa profili, kas ir orientēti maksimālās pacelšanās gradienta virzienā (profila līnijas novietojumu var aplūkot 3.9. attēlā). Šie profili attēlo mūsdienu un "sašķiebtu" reljefa modeļu atšķirības uz vienas līnijas. Labākai uzskatāmībai visiem profiliem to sākuma punktā augstumi ir uzlikti vienādi (atbilstoši augstumam mūsdienās) un novērojamās atšķirības ir skaidrojamas tikai ar zemes virsas pacelšanos (3.8. attēls).



3.8. attēls. Modelēšanai izmantoto dažādā vecuma reljefa modeļu šķēršprofils pāri Trikātas pacēlumam un Sedas līdzenumam pa līniju Brutuļi – Seda - Daksti. Profila orientācija sakrīt ar maksimālo zemes virsas šķietamās pacelšanās gradientu. Modeļu augstumi tā sākumā ir iestatīti vienādi un atšķirības ir saistītas tikai ar modelēto zemes garozas vertikālo pārvietojumu.

3.4. Ledāja malas stāvokļa rekonstruēšana

Ledāja malas dinamika ir viens no galvenajiem ledāja sprostezeru izplatības noteicējiem (Isačenkov, 1974; Ashley, 1995). Ņemot vērā, ka pēc ledāja izzušanas visas darbā apskatītās teritorijas brīvi drenējas uz jūru un ezeri ar modelējamajiem ūdens līmeņiem nevar eksistēt bez ledāja, kas aiztur ūdens noteci jūras virzienā, modelēšanas vajadzībām tika sagatavotas vairākas ledāja malas stāvokļa konfigurācijas. Šī pētījuma izpratnē ledāja mala ne vienmēr reprezentē aktīva ledāja kontaktu ar no ledāja brīvu teritoriju vai arī kontaktu ar pasīvu ledu, bet gan zonu, kur aktīvs vai pasīvs, vai aprakts ledus ierobežo brīvu ūdens noplūdi kāda tā būtu no ledus brīvos apstākļos. Par pamatu tika izmantotas literatūrā minētās nozīmīgākās pēdējā apledošanas deglaciācijas laika ledāja malas veidojumu zonas – Gulbenes, Linkuvas un Valdemārpils (Zelčs, Markots, 2004; Zelčs et al., 2011; Kalm et al., 2011), kā arī literatūrā uzrādītās recesijas morēnas, kā, piemēram, Velēnas gala morēna (Sleinis, 1933; Straume, 1979; Zelčs, Markots, 2004; Saks et al., 2009; Nartišs, Zelčs, 2013). Ņemot vērā šo galveno malas zonu konfigurāciju, kas nenodrošina atsevišķu pēc nogulumiem un citiem indikatoriem konstatēto ledāja sprostezeru eksistenci, balstoties uz reljefa modeli, nogulumu izplatību (piemēram glaciolimnisko nogulumu neesamība teritorijā, kurai vajadzēja atrasties zem ūdens līmeņa) u.c. pazīmēm tika izdalītas vairākas hipotētiskās ledāja recesijas līnijas, kas atrodas starp galveno ledāja malas veidojumu zonām. Lai veiktu šo ledāja recesijas līniju validāciju, vispirms tika veikta atbilstošā ledāja sprostezera līmeņa modelēšana no ledāja brīvos apstākļos un iegūtais rezultāts tika salīdzināts ar kvartāra nogulumu kartēs 1:200.000 (Juškevičs, 1964; Juškevičs, 1965; Juškevičs, 1999b; Juškevičs, Skrebels, 2002b) un 1:50.000 (Ginters, 1981; Stiebriņš, 1982; Vilcāns, Šķiņķis, 1986) esošajām glaciolimnisko nogulumu izplatības apgabaliem. Papildus tam topogrāfiskajās kartēs tika meklētas pazīmes iespējamām krasta līnijām, kas tādējādi norādītu uz no ledāja brīvu teritoriju. Vadoties no konstatētā, tika izvēlēta atbilstoša iepriekš izdalītā ledāja malas recesijas līnija, kas, vajadzības gadījumā, tika koriģēta pēc pārbaudes laikā iegūtā faktiskā materiāla. Ledāja sprostezeru konfigurācija un to nogulumu īpašības visai bieži tiek pielietotas ledāja atkāpšanās rekonstruēšanai, īpaši gadījumos, ja deglaciācijas gaitā ledājs nav izveidojis reljefa formas, kuras var viennozīmīgi asociēt ar ledāja malu (Aseyev, 1974; Moora et al., 2002; LaRocque et al., 2003a; Larsen et al., 2013).

Lai novērstu ledāja ezeru modeļu plašāku izplatību nekā to uzrāda ģeoloģiskās liecības vai to ūdens drenāžu jūras virzienā sakarā ar ledus dambju trūkumu mūsdienu reljefā, reljefa modeļi pirms konkrētā līmeņa modelēšanas tika papildināti ar mākslīgu aizsprostojumu iepriekš izdalītās ledāja malas vietā. Aizsprostojums tika veidots sākotnējai ledāja malas līnijai ģenerējot 30 m platu buferzonu, kas pēc tam tiek konvertēta uz rastru. Doto buferzonu aizņemtajām rastra šūnām ar rastra algebras palīdzību tika piešķirta vērtība 200, kas pārsniedz jebkura modelētā ezera ūdens līmeni un tādējādi simulē 200 m augstu ledāja malu, kas ir nepārvarams šķērslis. Tiesa, izmantojot šādu pieeju tiek izslēgta pieledāja-virsledāja ezeru veidošanās, jo tiek imitēti apstākļi, kad ledājs pieledāja ezerā beidzas ar stāvu sienu. Pieredze (Clark et al., 2008) rāda, ka šāda ledāja "sienas" izmantošana tiek sekmīgi plaši praktizēta ledāja sprostezeru modelēšanā ar ĢIS rīkiem. Ņemot vērā, ka saldūdens baseina apstākļos ledāja mala uzpeld tikai tad, ja ūdens dziļums

sasniedz vismaz deviņas desmitdaļas ledāja malas augstuma (Benn, Evans, 1998), relatīvi seklos ledāja kontakta ezerus, par kādiem var uzskatīt arī šajā darbā aplūkotos baseinus, ledāja malas uzpeldēšana ir mazvarbūtīga un tādēļ šī pētījuma ietvaros tā tika ignorēta.

3.5. Paleoezeru modelēšana

Paleoezeru modelēšana balstās uz vispāratzītu pieņēmumu (Clark et al., 2008), ka to eksistences laikā šo ezeru virsma bija paralēla tā brīža jūras līmeņa virsmai. Interesējošo paleoezeru iespējamās konfigurācijas ieguvei tika izmantota aizpildīšanas metode, kas ir realizēta GRASS ĢIS rastra analīzes modulī *r.lake*. Šis modulis pieskaita pie ezera visas rastra šūnas, kuras atrodas zemāk par uzdoto ūdens līmeni un vienlaikus ir savienotas ar uzdoto sākumpunktu, kura piederība pie modelējamā ledus ezera ir zināma (Nartišs, 2006). Augstuma noteikšanai tika izmantots modelējamā paleoezera iespējamajam eksistences laikam atbilstošais reljefa modelis. Atšķirībā no vienkāršas ūdens līmenim atbilstošas plaknes lietošanas ledus ezera līmeņa reprezentēšanai, aizpildīšanas algoritms ezeram nepieskaita tās teritorijas, kuras ir zem ūdens līmeņa, taču atdalītas no pārējā ezera ar sauszemes barjeru (pauguru, grēdu, valni, vai vispārīgi runājot – dambi). 3.7. attēlā ar bultiņu ir parādīta teritorija, kas atrodas zem modelējamā ezera līmeņa virsmas, taču atrodas dambim otrā pusē un tādēļ pie ezera netiek pieskaitīta. Jāņem vērā, ka *r.lake* modulis blakus šūnu meklēšanai izmanto tā saukto Mūra (3×3) logu, un tādēļ jebkuram ūdens nosprostojumam reljefa modelī ir jābūt vismaz divas rastra šūnas platam, lai aizpildīšanas algoritms nespētu šo šķērslī pārvarēt diagonālā virzienā.

Vidusgaujas zemienes teritorijā esošo ezeru modelēšanai tika izmantots 15,5 ka reljefa modelis (dem_tv1m – pirmsbaseina virsma; dem_tv1s – ar baseina nogulumiem), savukārt Ziemeļvidzemes zemienes teritorijā – 14,5 ka atbilstošais modelis (dem_tv2). Šāda vecuma modeļi tika izvēlēti sakarā ar šī brīža priekšstatiem par doto teritoriju deglaciācijas gaitu pēdējā apledojuuma beigu posmā Latvijā (Āboltiņš et al., 1974a; Straume, 1979; Zelčs et al., 2011; Nartišs, Zelčs, 2013).

3.3. tabulā ir parādīti visi modelētie paleoezeri, to modelēšanai izmantotie reljefa modeļi, kā arī sākuma punkti. To līmeņi ir doti atbilstoši to sākuma punktos esošajam absolūtajam augstumam, tādēļ tie var atšķirties no dažādos literatūras avotos minētajiem. Ņemot vērā, ka glacioizostatiskās korekcijas rezultātā vienam un tam pašam ledāja sprostezera baseinam krasta līnija atrodas dažādos augstumos, Smiltenes un Strenču baseiniem tekstā lietotajiem nosaukumiem klāt esošais augstums ir noteikts pēc modelēšanas veikšanas tā nosaukumu veidojošās vietas tuvumā. Vidusgaujas baseina gadījumā ir izmantots augstums modelēšanas punktā to noapaļojot līdz tuvākajam literatūrā minētajam augstumam, lai atvieglotu modelēto un literatūrā minēto baseinu salīdzināšanu.

3.3. tabula. Modelētie līmeņi un to rādītāji. Ar * marķētie indikatori no (Āboltiņš, 1971), pārējie, kā arī visu modelēto ezeru līmeņu augstumi – autora iegūtie dati. Tekstā lietotie nosaukumi piešķirti pēc modelēšanas rezultātiem.

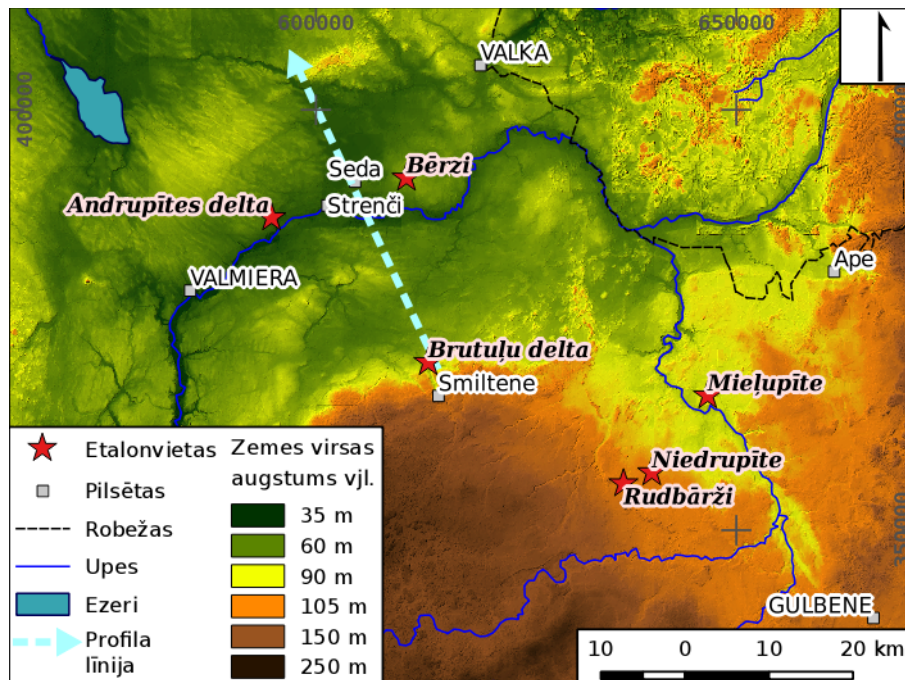
Modelētais ezera līmenis, m vjl.	Tekstā lietotais nosaukums	Izmantotais reljefa modelis	Sākuma punkts	Indikators
125,0	Vidusgauja 125 m	dem_tv1m	Gauja augšpus Velēnas *	Rankas spektra IIIa VPT*
120,0	Vidusgauja 120 m	dem_tv1m	Gauja augšpus Velēnas *	Rankas spektra IIa VPT*
116,0	Vidusgauja 115 m	dem_tv1m	Gauja augšpus Velēnas *	Rankas spektra Ia VPT*
111,0	Vidusgauja 110 m	dem_tv1m	Rudbārži	Baseina smilts robeža ar pārskalotu morēnu 6 km uz A no Variņiem
90,0	Vidusgauja 90 m	dem_tv1s	Lejasciems *	Delta *
83,0	Vidusgauja 83 m	dem_tv1s	Ape *	Delta *
75,5	Smiltene 75 m	dem_tv2	Brutuļu delta	Deltas vidusdaļa
70,5	Smiltene 66 m	dem_tv2	Bērzi	Pārskalota morēna 6 km uz A no Sedas
70,0	Smiltene 70 m	dem_tv2	Brutuļu delta	Deltas apakšējā daļa
67,0	Smiltene 67 m	dem_tv2	Mustjegi delta	Virešu spektra Gaujas IIa VPT*
60,2	Strenči 58 m	dem_tv2	Dambīši	Abrāzijas kāples pakāje 1,7 km uz R no Vecjērcēniem
54,8	Strenči 53 m	dem_tv2	Pastsils	Abrāzijas kāples pakāje 3,7 km uz DDR no Lugažiem
52,0	Strenči 50 m	dem_tv2	Pastsils	Abrāzijas kāples pakāje 3,7 km uz DDR no Lugažiem
46,0	Strenči 46 m	dem_tv2	Zvejnieki	Terases fragments 4 km uz DA no Strenčiem

Iegūto ezeru platība tika noteikta ar *r.report* moduļa palīdzību kvadrātkilometros, kas tika noapaļoti līdz tuvākajiem 50 km², tādējādi cenšoties ņemt vērā dažādo modeļa precizitāti ietekmējošo faktoru ietekmi uz iegūtā rezultāta ticamību. Ezeru tilpumi tika

noteikti pareizinot vienas rastra šūnas izmēru (20×20 m) ar modelēšanas ceļā iegūto visu ezeru veidojošo šūnu vērtību summu ($r.univar$) un noapaļoti līdz vienai zīmei aiz komata km^3 .

3.6. Glaciālo ezeru izplatības un līmeņu indikatori

Gan lauka darbu laikā, gan kamerālajos pētījumos tika meklētas dažādas pazīmes, kuras tiešā vai netiešā veidā var norādīt uz to, ka dotajā vietā savulaik ir atradies ledus ezers un, vēl labāk, ļautu spriest par tā ūdens līmeni. Līdzīgi kā citos paleoezeru pētījumos (LaRocque et al., 2003a), arī šajā uzmanība tika pievērsta ūdens ieplūdes vietām, akumulācijas un erozijas vietām krasta zonā un noteces ielejām. Atsevišķas vietas (novietojums redzams 3.9. attēlā) tika izraudzītas par etalonvietām, kuras bija iespējams izmantot precīzākai pētāmo glaciālo ezeru līmeņu vai sedimentācijas apstākļu noskaidrošanai. Šo etalonvietu raksturojums ir sniegts 4.2. nodaļā.



3.9. attēls. Lauka pētījumu etalonvietas. Profila līnija parāda zemes virsas šķietamās pacelšanās vizualizēšanai izmantotā profila novietojumu. Pilsētas, upes, ezeri un valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Embletons un Kings (Embleton, King, 1968) norāda, ka glaciāla ezera līmenis sakrīt ar tajā ieplūstošās ūdensteces veidotās deltas virsas lūzumpunktu, kur lēzeni krītošā deltas virsa pāriet stāvāk krītošajā deltas distālajā nogāzē. Minētie autori (ibid.) norāda, ka reizēm šis punkts var atrasties arī zem vidējā ūdens līmeņa, tādēļ Sisons (Sissons, 1958) rekomendē deltām noteikt augstumu vai nu uz to plakanās virsas, vai, ja tāda neeksistē, lēzeni krītošās virsas augstākajā vietā. Rouza (Rose, 1990) apkopotie dati par deltu augstumiem jūras krastā uzrāda, ka deltas augšējā daļa metra robežās parāda vidējo

ūdens līmeni. Šī pētījuma ietvaros deltu augstumi tika noteikti pēc Sisona (Sissons, 1958) rekomendētās metodikas. Retākos gadījumos, kad deltas virsmā izdalījās vairāki atsevišķi līmeņi – tika izmantoti šo atsevišķo deltas daļu augstumi. Augstumi tika nolasīti no topogrāfiskajām kartēm mērogā 1:10.000 (TOPO 10K PSRS, 2009). Nosakot vidējo augstumu tika pievērsta uzmanība, lai izvēlēto augstumu neietekmētu uz deltas virsmas esošie pacēlumi, kas var būt jaunāki (eolas izcelsmes, kas ir salīdzinoši plaši izplatīta parādība uz glaciālo ezeru deltu virsas (Embleton, King, 1968)), kā arī pazeminājumi, kas varētu būt saistīti ar nogāžu procesiem vai eroziju baseina eksistences vai līmeņa pazemināšanās laikā. Kopumā datu bāzē ir apkopotas 13 deltas.

Senajām deltām ir jāņem vērā, ka kopš to veidošanās laika to virsma ir pazeminājusies par nezināmu lielumu, kas ir saistīts ar to veidojošo nogulumu tilpuma izmaiņām mitruma, spiediena u.c. faktoru mainības ietekmē. Pētījumi mūsdienu deltā uzrāda, ka fluviālai un pludmales smiltij līdz 10 m dziļumam šāds sarukums ir no 0,1 līdz 0,3 m uz m (Soria et al., 2005). Pieaugot nogulumus veidojošo daļiņu izmēram, to mehāniskā kompaktēšanās samazinās (Schmedemann et al., 2006). Nevienai no modelēšanai izmantotajām deltām nav zināms precīzs to veidojošo nogulumu biezums, taču pieņemot, ka tas ir vienāds ar deltas augstumu virs pieguļošās apkārtnes plakanās virsmas, praktiski visām deltām tas ir 5 līdz 7 m robežās, kas norāda uz potenciālo virsmas augstuma samazinājumu 0,5 līdz 2 m robežās. Šī pētījuma ietvaros ir pieņemts, ka deltas virsmas vidējais augstums reprezentē vidējo ūdens līmeni tās veidošanās laikā un nogulumu sarukums ir kompensēts izvēloties hipsometriski augstākas deltas daļas augstumu. Precīza sarukuma noteikšanai būtu nepieciešami daudz plašāki deltu veidojošo nogulumu un to īpašību pētījumi.

Akmeņu krāvumi un teritorijas ar paaugstinātu akmeņu koncentrāciju (piemēru var aplūkot 3.10. attēlā), atsevišķi stāvoši lieli laukakmeņi, kas var norādīt uz erozijas zonu paleoezeros (Clark et al., 2008), lauka darbu laikā tika kartēti ar GPS uztvērēju palīdzību, savukārt kamerālo darbu laikā – no topogrāfiskajām kartēm mērogā 1:10.000 (TOPO 10K PSRS, 2009). Kopumā datu bāzē kā punktveida objekti ar augstumu ir apkopoti vairāk nekā 860 akmeņu krāvumi, no kuriem lielākā daļa ir fiksēti no lielmēroga topogrāfiskās kartes.



3.10. attēls. Lauka ekspedīcijas laikā konstatēta teritorija ar paaugstinātu laukakmeņu koncentrāciju, kas interpretēta kā paleoezera krasta zona, kurā viļņošanās rezultātā no morēnas nogulumiem ir izskaloti attēlā redzami laukakmeņi. V. Zelča foto.

Kā potenciālie ūdens līmeņa indikatori lauka ekspedīcijās tika meklētas vietas, kur uz pauguru nogāzēm ir atrodamas horizontālā virzienā izsekojamas ielieces, "lūzumi", kuri varētu būt veidojušies viļņu erozijas rezultātā (piemērs aplūkojams 3.11. attēlā). Dotajām potenciālajām noskalojuma kāplēm tika noteikti augstumi to lūzuma vietā (LaRocque et al., 2003a) vai nedaudz leļpus tām, ja dotā kāple izskatījās vēlākos nogāžu procesos nogludināta. Terasveida kāplēm tika noteikts to virsmas augstums, savukārt gadījumos, kad doto terasveida līmeni veidoja ezera nogulumi – fiksēta nogulumu izplatības augšējā robeža, kas saskaņā ar pētījumiem mūsdienu ledāja sprostezeros, reprezentē ūdens līmeni (Syverson, 2008). Terasveida kāpli veidojošo nogulumu konstatēšana tika veikta ar grunts zondes palīdzību, veicot zondējumu. Laukā konstatēto punktu fiksēšana tika veikta ar GPS uztvērēju, savukārt augstums – nolasīts no topogrāfiskās kartes mērogā 1:10.000, izņemot gadījumus, kad tika lietots GPS uztvērējs ar pēcapstrādi. Lauka ekspedīcijās iegūtie punkti tika papildināti ar punktiem, kas nolasīti no lielmēroga topogrāfiskās kartes. Topogrāfiskā karte mērogā 1:10.000 ir uzskatāma par adekvātu informācijas avotu seno ezeru krasta līniju kartēšanai, lai arī detālāka kartogrāfiskā materiāla lietošana ļautu būtiski uzlabot indikatoru precizitāti un palielināt to skaitu (LaRocque et al., 2003a). Igaunijas teritorijā šādu indikatoru meklēšanai tika izmantots teritorijas lāzerskenēšanas (LiDAR) reljefa modeļa ēnojuma vizualizācijas WMS serviss (Estonian Land Board, 2013). Identificētajiem punktiem augstumi tika noteikti tos nolasot no topogrāfiskās kartes 1:10.000, jo dotais WMS serviss neuztur *GetFeatureInfo* vaicājumu, kas ļautu iegūt tiešā veidā reljefa modeļa vērtību izvēlētajā punktā.



3.11. attēls. Lauka ekspedīcijas laikā atrasta noskalojuma kāple. Ar bultu norādīts laukakmens, kas ticis izskalots no kāpli veidojošajiem nogulumiem. V. Zelča foto.

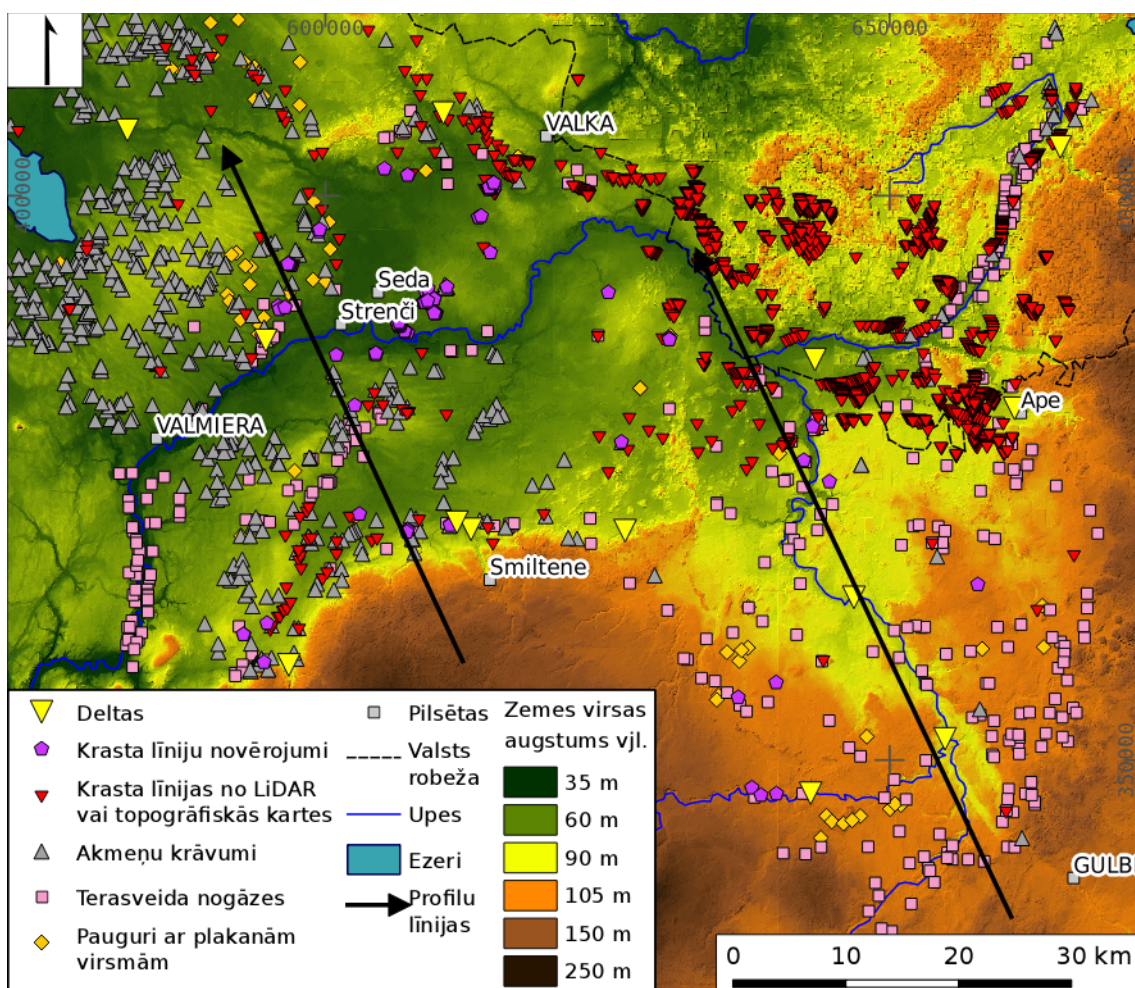
Balstoties uz topogrāfisko karti, tika identificēti arī morēnpauguri un drumlini ar plakanām virsmām, pieņemot, ka vismaz daļai no tiem to virsotnes daļas ir tikušas nolīdzinātas viļņošanās rezultātā tiem atrodoties tuvu ezera ūdens līmenim.

Potenciālo noteces ieleju (piemēru skatīt 3.12. attēlā) noteikšanai tika izmantoti ezeru modeļi bez ledus sienas un dambjiem, tajos identificējot vietas, kur ezers šķērsu reljefa pacēlumus. Šādi identificētās potenciālās ielejas tika novērtētas, vai to veidošanā var būt darbojušies tekošs ūdens vai arī tās aktīvai drenāžai nav tikušas izmantotas. Identificēto ieleju vietās no topogrāfiskās kartes tika nolasīti ieleju sliekšņu augstumi, kas tālāk tika izmantoti ezeru noteces interpretācijai. Gadījumā, ja ielejā atrodas arī mūsdienu ūdenstece, kura turpina iegrauzties ielejas apakšējā daļā, par sliekšņa vērtību tika ņemts augšējās terases augstums, vai, ja tāda netika konstatēta, augstums ielejas sākumā. Tādējādi iegūtie sliekšņi reprezentē minimālo ūdens augstumu, kāds ir nepieciešams, lai notece no ezera varētu notikt pa konkrēto ieleju. Vairāku šādu noteces ieleju ar dažādiem augstumiem eksistence vienam un tam pašam ezeram savukārt tika izmantota ledāja atkāpšanās rekonstruēšanai, jo, lai drenāža nenotiktu pa zemāko no ielejām, tai ir jābūt bloķētai ar ledu (LaRocque et al., 2003a).



3.12. attēls. Lauka ekspedīcijas laikā atklāta ledājkūšanas ūdeņu noteces ieleja Brutuļu apkārtnē.

Kopumā indikatoru datu bāzē ir apkopoti no kartēm nolasītie vairāk nekā 1100 iespējamie krasta līniju indikatori, 70 glaciāli pauguri ar plakanām virsmām, 330 terasveida nogāžu līmeņi. Bez tam lauka ekspedīcijās konstatēti 120 ar seno ezeru krastiem saistīti punkti. Datu bāzē apkopoto indikatoru izvietojumu var aplūkot 3.13. attēlā. Jāņem vērā, ka lielākā daļa no šiem indikatoriem ir tikai potenciāli saistīti ar darbā aplūkotajiem ledus ezeriem. Datu bāzes izveides pamatā tika likta ideja, ka indikatoriem, kas ir saistīti ar kādu no paleoezeru līmeņiem, vajadzētu pēc zemes garozas vertikālo kustību kompensēšanas atrasties vienā augstumā. Tādējādi paaugstināts indikatoru daudzums noteiktā augstumā var norādīt uz kādu no paleoezeru līmeņiem. Atsevišķi autori rekomendē vāji izteiktu ledāja sprostezeru krasta veidojumu meklēšanā izmantot labus identificētos punktus (piem., deltu līmeņus) un pēc tam veikt objektu meklēšanu to augstumā (LaRocque et al., 2003a). Arī šī pētījuma ietvaros izveidotie ledus ezeru indikatoru datu slāņi tika papildināti ar jauniem objektiem, kas tika identificēti vizualizējot modelēšanas ceļā iegūto paleoezeru kontūras uz topogrāfiskās kartes fona.



3.13. attēls. Indikatoru datu bāzē iekļauto objektu izvietojums pētījuma teritorijā un ārpus tās. Profila līnijas parāda profilus, uz kuriem ir projicēti attēlā redzamie indikatoru punkti to savstarpējo hipsometriskā novietojuma analīzei. Upes, ezeri un valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Lai atvieglotu dažādo indikatoru interpretāciju, indikatoru datu bāzē esošie objekti tika projicēti uz maksimālās zemes virsas šķietamās pacelšanās azimuta virzienā orientētām līnijām (3.13. attēls), tādējādi ļaujot novērtēt objektu savstarpējo izkārtojumu ņemot vērā zemes garozas celšanos. Katram no dažādajiem indikatoriem GRASS ĢIS vidē tika no rastra pacelšanās trenda virsmām nolasītas vērtības (*v.what.rast*), kas pēc tam tika izmantotas, lai aprēķinātu konkrētā punkta augstumu trenda virsmai atbilstošajā augstuma sistēmā. Šādi tika panākts, ka objektiem, kas noteiktā laikā atradās vienā augstumā, ir vienādas (līdzīgas) augstuma vērtības. Vidusgaujas zemienu teritorijā esošiem objektiem tika izmantota TV 1 trenda virsma. Sedas līdzenuma un Trikātas pacēluma teritorijā esošajiem objektiem – TV 2 trenda virsma. Trenda virsmu vecumi un maksimālās pacelšanās gradienti ir parādīti 3.2. tabulā. Objektu projicēšana tika veikta ar pētījuma ietvaros izstrādāto GRASS ĢIS papildinājumu *v.profile*. Iegūto punktu vizualizācijai tika lietota LibreOffice Calc programma.

3.7. Nogulumu granulometriskā un struktūranalīze

Atsevišķos gadījumos, kad pēc atsegumā redzamajām tekstūrām (vai to iztrūkuma) nebija viennozīmīgi iespējams atšķirt pētījuma teritorijā esošos nogulumus (visbiežāk – glaciolimniskos no tos pārsedzošajiem eolajiem nogulumiem), kā arī, lai labāk varētu interpretēt optiski stimulētās luminiscences rezultātus vadoties no datēšanai izmantotās smilts īpašībām, tika ievākti nogulumu paraugi, kuriem tika veikta tos veidojošo daļiņu izmēra un noapaļotības – virsmas matējuma analīze. Kā norāda Albrants (Ahlbrandt, 1979), šāda pieeja ir vispārpieņemta dažādu, īpaši eolo, nogulumu identificēšanai viennozīmīgi interpretējamu tekstūru iztrūkuma gadījumā.

Atsevišķos atsegumos hermētiskos polietilēna maisīšos tika ievākti vismaz 400 g smagi nogulumu paraugi. Paraugi no vertikālā profila tika ņemti tā, lai reprezentētu dažādos nogulumu slāņus un ļautu izdalīt robežu starp glaciolimniskas un eolas izcelsmes nogulumiem, ja to nebija iespējams izdarīt pēc atsegumā vizuāli novērojamajām tekstūrām un slāņu saguluma apstākļiem. Paraugu apstrāde tika veikta Tartu universitātes Ekoloģijas un Zemes zinātņu institūta laboratorijā pētnieces, Dr. Geol. Edytas Kaļinskas-Nartišas vadībā. Iegūtie paraugi tika žāvēti aptuveni divas nedēļas istabas temperatūrā. No sausā parauga tika nodalīti aptuveni 200 g. Pēc svēršanas, nogulumi tika sijāti cauri sietiem aptuveni 30 minūtes, vadoties pēc Makmanusa (McManus, 1988) aprakstītās metodikas. Tika izmantots sietu komplekts, kas ļauj iegūt informāciju par šādām frakcijām: >1,0; 0,8; 0,5; 0,315; 0,25; 0,2; 0,125; 0,1; 0,063; <0,063 mm. Atsevišķos gadījumos, ja paraugā bija vizuāli redzama rupjāku frakciju klātbūtne, sietu komplekts tika papildināts ar 5, 4 un 2 mm sietiem, savukārt paraugiem ar smalkāku frakciju – arī ar 0,05 un 0,045 mm sietiem. Katrā sietā palikušais konkrētās frakcijas daļiņu daudzums tika nosvērts ar elektroniskiem svariem (mazākā iedaļas vērtība = 0,001 g). Pēc tam frakcijas 0,8-1,0 mm un 0,5-0,8 mm tika saglabātas turpmākai analīzei. Ja turpmākajai analīzei nepieciešamajās frakcijās bija neliels graudu skaits, no parauga tika sijāti nākamie 200 g. Sijāšana tika veikta kamēr bija savākti vismaz 200 graudi abās frakcijās vai līdz brīdim kamēr viss paraugs bija izsijāts. Atdalītās frakcijas materiāls pēc svēršanas tika mazgāts vismaz sešas reizes un žāvēts istabas temperatūrā. Mazgāšanas laikā tika pievērsta īpaša uzmanība, lai netiktu zaudēts nekas no iegūtās frakcijas, īpaši vizlotais materiāls.

Iegūtā parauga masas sadalījuma pa frakcijām tālāka apstrāde tika veikta R vidē (versijas 2.11 līdz 3.0) (R Core Team, 2012), kur tika pielietots uz "*rysgran*" (Gilbert et al., 2012) balstīts šī darba ietvaros izstrādāts granulometriskās analīzes modulis (Nartišs et al., 2012; Kalińska et al., 2013). Dotais modulis ļauj aprēķināt vidējo un mediānas daļiņu izmēru ϕ vienībās, parauga šķirotību, sadalījuma simetriju, ekscesa koeficientu, kā arī kvartiļu nobīdi. Aprēķini tiek veikti pēc Folka un Varda (Folk, Ward, 1957) izstrādātās metodikas. Iegūtie skaitliskie rezultāti tiek papildināti ar to vārdisko interpretāciju (angļu valodā) atbilstoši GRADISTAT (Blott, Pye, 2001) programmā lietotajai terminoloģijai, kas smilts frakcijā sakrīt ar Udena (Udden, 1914) un Ventvorta (Wentworth, 1922) lietoto. Papildus skaitlisko rādītāju ziņošanai, dotais R papildinājums ļauj zīmēt procentuālā sadalījuma, kumulatīvā procentuālā sadalījuma varbūtībteorētiskajā skalā, C-M (Passegas), kvartiļu nobīdes un citus specifiskos grafikus. Iegūtajos daļiņu izmēra procentuālā

sadalījuma un kumulatīvā sadalījuma grafikos redzamās līknes tika salīdzinātas savā starpā, kā arī ar Mičielskas-Dovgiallo un Ludvikovskas-Kendžias (Mycielska-Dowgiallo, Ludwikowska-Kędzia, 2011) un Višera (Visser, 1969) pētījumos apkopotajām eolo un citas vides raksturojošajām līknēm.

Kā liecina Albranta (Ahlbrandt, 1979) apkopotie dati par iekšzemes kāpām, vienmērīga valdošā vēja gadījumā ir novērojama eolo nogulumu šķirotības pieaugums un vidējā graudu izmēra samazinājums. Par šādiem valdošā vēja apstākļiem liecina parabolisko un lineāro kāpu veidošanās (McKee, 1979), kādas ir plaši izplatītas pētījuma teritorijā (Celiņš, Nartišs, 2011). Atbilstoši var sagaidīt, ka eolos nogulumus, kas pētījuma teritorijā vietām pārsedz glaciolimniskos nogulumus, būtu iespējams izdalīt pēc mazāka vidējā graudu izmēra un labākas šķirotības. Te gan ir jāņem vērā, ka eolās smilts avots – glaciolimniska smilts – var saturēt augstu smalko frakciju (aleirīts, māls) piejaukumu, kas, saskaņā ar Mikalauskas et al. (1974) novēroto, eolā smiltī samazinās. Ņemot to vērā, visticamāk eolo no zem tās esošās glaciolimniskās smilts vajadzētu spēt nodalīt pēc eolās smilts labākas šķirotības.

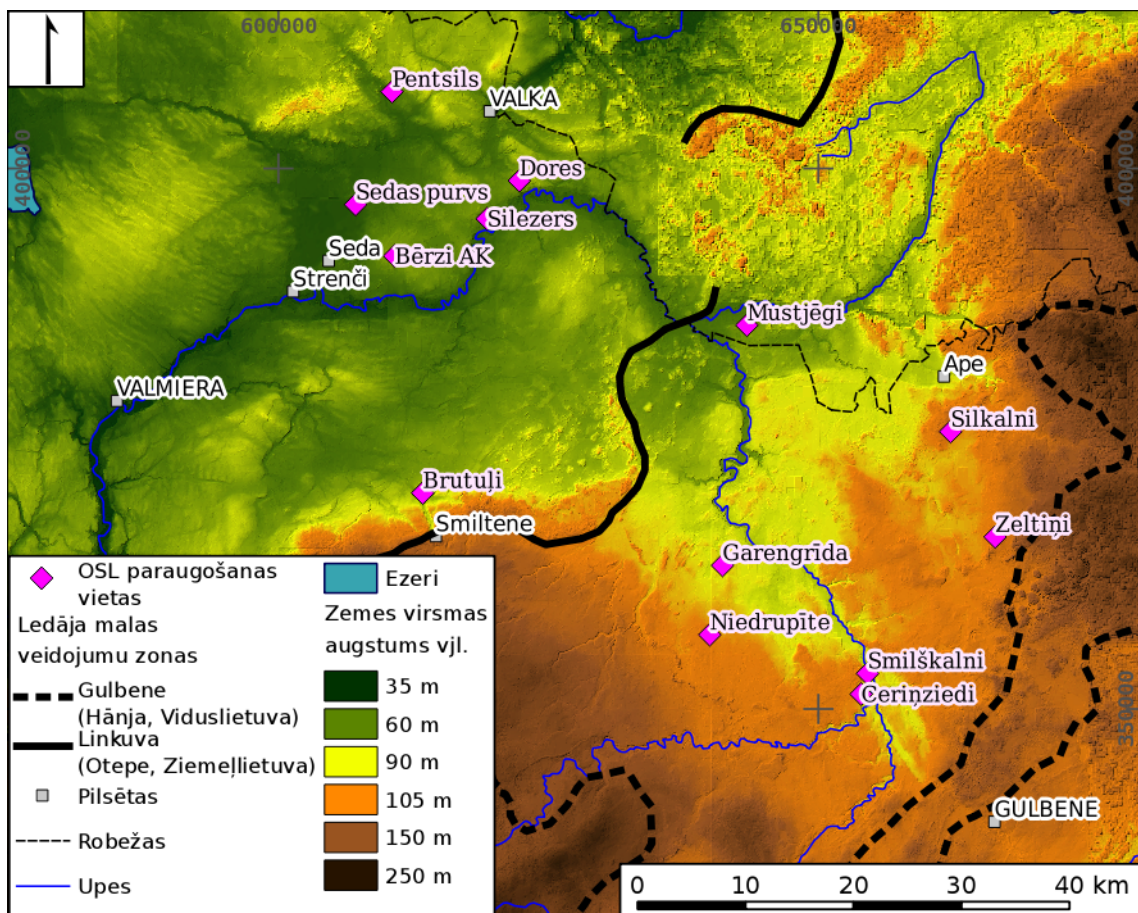
Papildus nogulumu granulometriskā sastāva īpašību noteikšanai, daļai no paraugiem tika veikta arī smilts frakciju veidojošo kvarca smilts graudu noapaļotības un matējuma pakāpes noteikšana. Tiek uzskatīts, ka graudu noapaļotības pakāpe uzrāda to transporta ilgumu, savukārt matējuma pakāpe – transportu eolā vidē (Cailleux, 1942; Mycielska-Dowgiallo, Woronko, 1998; Mycielska-Dowgiallo, Woronko, 2004; Woronko, 2012). No katra analizētā parauga 120 līdz 150 uz nejauši izraudzīti kvarca graudi 0,5-0,8 mm frakcijā tika aplūkoti binokulārā gaismas mikroskopā ar 50 kārtīgu palielinājumu. Graudiem tika noteikta to noapaļotības un matējuma klase, saskaņā ar Kaijū (Cailleux, 1942) izstrādāto metodiku ar Mičielskas-Dovgiallo un Woronko papildinājumiem (Mycielska-Dowgiallo, Woronko, 1998). Graudu noapaļotība tika noteikta veicot individuālu graudu vizuālu salīdzināšanu ar Krombaina (Krumbein, 1941) noapaļotības grafikā attēlotajiem paraugiem. Katrs no aplūkotajiem kvarca graudiem tika klasificēts kādā no septiņām klasēm: EL – noapaļoti spīdīgi graudi; RM – noapaļoti matēti graudi; EM/EL – daļēji noapaļoti spīdīgi graudi; EM/RM – daļēji noapaļoti matēti graudi; C – sašķelti graudi (ir saglabājušies vismaz 30% no sākotnējās grauda formas); NU/L – nenoapaļoti spīdīgi graudi; NU/M – nenoapaļoti matēti graudi.

3.8. Smilts nogulumu absolūtā vecuma noteikšana

Lai iegūtu informāciju par darbā aplūkoto paleoezeru eksistences laiku, lauka ekspedīcijās tika ievākti smilts paraugi, kuri tālāk tika analizēti ar OSL metodes palīdzību. Ar OSL metodes palīdzību ir iespējams noteikt pirms cik ilga laika smilti veidojošie kvarca graudi ir pēdējo reizi eksponēti dienas gaismā (Murray, Wintle, 2000). Jāpiebilst, ka uzrādītais eksponēšanās vecums var nesakrist ar reljefa formas vecumu ko šie nogulumi veido, ja nogulumi nav eksponēti dienasgaismā tieši pirms to pēdējās nogulsnešanas. Nevienā no darba ietvaros apsekotajiem atsegumiem vai veiktajiem urbumiem, zondējumiem netika konstatētas organikas atliekas, kas ļautu veikt absolūtā vecuma

noteikšanu ar oglekļa iztopu metodi, ko varētu pielietot arī ar OSL iegūto rezultātu validācijai.

OSL apstrādei paredzētie paraugi tika ņemti no svaigi attīrītas atseguma sienas, kas ļāva vizuāli novērtēt paraugojamā slāņa robežas, homogenitāti, un izvēlēties piemērotāko vietu parauga ievākšanai. Paraugošanas vietai tika veikta sienas fotofiksēšana ar digitālo kameru, noteikts parauga ņemšanas dziļums attiecībā pret mūsdienu zemes virsmu (karjeros tika ņemta vērā arī noraktā daļa), ar GPS fiksētas parauga ievākšanas vietas koordinātas. Atsevišķos gadījumos paralēli OSL paraugam tika ievākts arī paraugs granulometriskā sastāva un citu analīžu veikšanai. Darba ietvaros izmantoto OSL paraugu atrašanās vietas ir parādītas 3.14. attēlā.



3.14. attēls. Absolūtā vecuma datējuma paraugu ņemšanas vietu izvietojums. Informācija par OSL datējumiem atrodama 4.1. tabulā. Ledāja malas veidojumu zonas Igaunijā - (Kalm et al., 2011), Latvijā - (Zelčs et al., 2011).

Parauga ievākšanai tika izmantots Eijkelkamp Liner Sampler Set for Hard Soils paraugošanas komplekts, ar kuru paraugs tika ņemts no vismaz 1,5 m dziļa horizontāla urbuma. Iegūtais netraucētais nogulumu paraugs tika ievietots necaurspīdīgā plastmasas konteinerā, kas tika hermētiski noslēgts ar vāku un gaismas necaurlaidīgu izolācijas lentu. Visā parauga ievākšanas un pakošanas laikā veiktās manipulācijas tika veiktas tā, lai paraugs ne uz mirkli nonāktu dienasgaismā, kas tika panākts daļu manipulāciju veicot

necaurspīdīgā fotomaisā. Šādi iegūtie paraugi tika nosūtīti uz Somijas Dabas vēstures muzeja Datēšanas laboratoriju Helsinkos, kur tie tika apstrādāti atbilstoši viena alikvota reģeneratīvās dozas (SAR) protokolam (Murray, Wintle, 2000).

Atsevišķos atsegumos paraugi tika ņemti pa tiešo iedzenot necaurspīdīgu plastmasas cauruli paraugojamajā slānī tā, lai caurulē esošā smilts būtu noblīvējusies, kas nepieļautu atsevišķu parauga daļu sajaukšanos. Caurules abi gali tika hermētiski noslēgti ar izolācijas lentu. Laboratorijas personāls tika informēts par šādi sagatavotiem paraugiem. Šiem paraugiem laboratorijā apmēram 5 līdz 10 cm nogulumu no abiem caurules galiem netika izmantoti parauga eksponēšanās laika noteikšanai. Šādi tika ievākti paraugi kopīgos sadarbības projektos ar Ivaru Celiņu un Edytu Kalińsku-Nartišu, kuri veica doto paraugu analīzi Ziemeļu luminiscences datēšanas laboratorijā Riso, Dānijā. Šiem paraugiem arī tika pielietots SAR protokols (Murray, Wintle, 2000; Wintle, Murray, 2006), papildus iegūto rezultātu kontrolei tika izmantots dozas atkārtotamības tests (Wallinga et al., 2000). Ņemot vērā, ka atsevišķi paraugi neatbilda laboratorijā noteiktajiem rezultātu kvalitātes kritērijiem, tie tika analizēti ar modificētu SAR protokolu – pulsējošo OSL metodi (Thomsen et al., 2008), kā arī modificētu karsēšanas un ierosināšanas procedūru (Celiņš et al., 2013). Diemžēl darba rakstīšanas laikā lielākajai daļai no Riso apstrādātajiem paraugiem ir iegūti tikai to sākotnējie vecuma novērtējumi un tādēļ tie nav uzskatāmi par galīgiem. Tāpat vairākiem paraugiem iegūtie rezultāti tika atzīti par laboratorijas kvalitātes standartiem neatbilstošiem (Celiņš et al., 2013) un tādēļ tie šajā darbā nav iekļauti, jo ir bez rezultāta.

4. Rezultāti un to interpretācija

Pētījuma izstrādes laikā tika iegūti rezultāti, kuri tiešā veidā bija saistīti ar pētījuma mērķi, kā arī rezultāti, kuri tiešā veidā ar izvirzīto mērķi nav saistīti, taču bija nepieciešami, sekmīgai nospraustā mērķa sasniegšanai. Pētījuma izstrādes laikā ir izstrādāta oriģināla metodika LĢIA digitālā augstuma modeļa uzlabošanai, kura var tikt pielietota arī citiem digitālajiem augstuma vai reljefa modeļiem, kuriem piemīt līdzīgas nepilnības. Ieguvumi no minētās metodikas pielietošanas LĢIA digitālajam augstuma modelim ir aplūkoti 4.1. nodaļā. Pētījuma laikā tika pielietotas dažādas lauka un kamerālās metodes nogulumu uzkrāšanās vides, kā arī ar ledājkūšanas ūdeņu baseiniem saistīto reljefa formu identificēšanai. Atsevišķu lauka pētījumu etalonvietu apraksti un interpretācija ir sniegta 4.2. nodaļā. Šo etalonvietu interpretācija ir izmantota atsevišķu pētījuma teritorijas glaciālo ezeru rekonstrukciju izveidei un validācijai. Pētījuma galvenais piensums – detaļas pētījuma teritorijas glaciālo ezeru rekonstrukcijas ir sniegtas 4.3. nodaļā. Dotajā nodaļā ledājkūšanas ūdeņu baseini ir aplūkoti to hronoloģiskā secībā, savukārt to absolūtais vecums, kas ir noteikts ar OSL metodi, ir aplūkots 4.4. nodaļā.

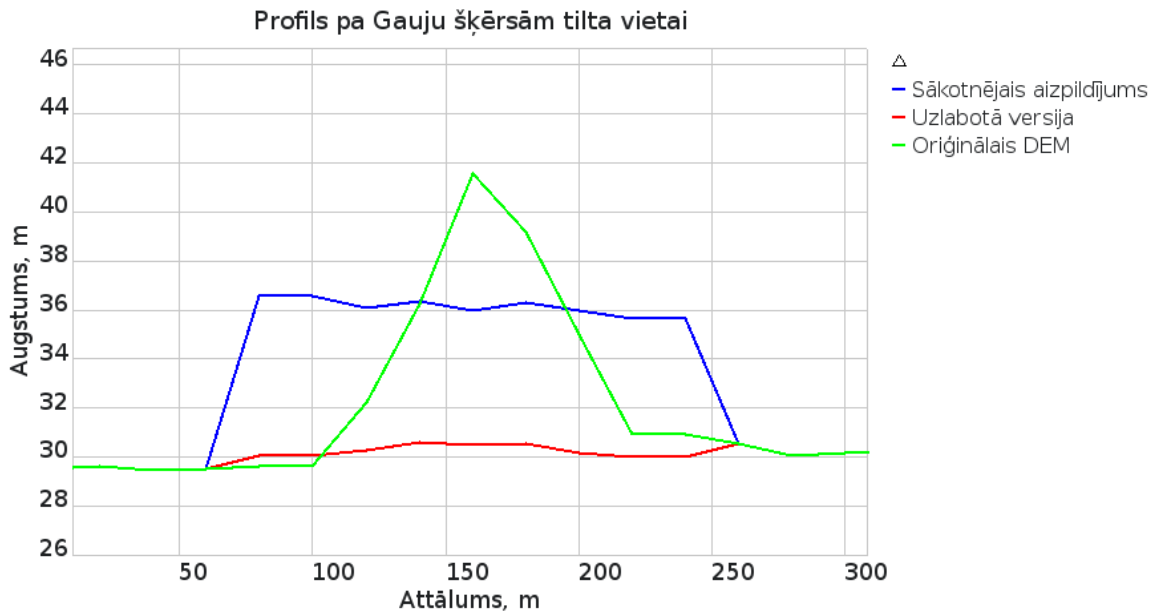
4.1. Uzlabotais digitālais augstuma modelis

Pētījuma gaitā tika izgatavots uzlabots digitālais augstuma modelis, kas kalpoja par modelēšanas, kā arī rezultātu validēšanas un interpretēšanas topogrāfisko pamatni šī pētījuma ietvaros. Uzlabotā DEM izgatavošanas laikā no LĢIA DEM tika noņemti cilvēka veidoti objekti, datu kļūdas, kā arī nogludinātas atsevišķas tā datu bloku robežas. Uzlabotā DEM izgatavošanā izmantoto bloku robežas pieejamajā DEM pilnībā nebija iespējams salāgot, jo atsevišķi DEM veidojošie bloki raksturojās ar dažādu topogrāfiskās informācijas detalitāti un izšķirtspēju. Datu sagatavošanas laikā veiktā nogludināšana, kuras procedūras tika aprakstītas 3.1. nodaļā, tikai mazināja bloku robežu (vizuālo) ietekmi bet nenovērsa to pilnībā. Veicot nogludināšanas svaru matricas izvēli, uzmanība tika pievērsta, lai tiktu maksimāli saglabātas nelielās reljefa formas, kas šķērso vai atrodas tuvu bloku robežai. Bloku robežu gludināšanai netika izmantota izgriešanas metode, kura tika lietota noņemot cilvēka radītos objektus, jo daudzās vietās bloku robežas ir saskaņotas un tādējādi tiktu zaudēti arī korekti dati. Par atskaites metodi izvērtēšanā tika izmantota nogludināšana ar 3×3 logu bez svaru matricas (t.i. visas vērtības ir vienādi svarīgas). Kā redzams 4.1. attēlā, telpiski orientēta svaru matrica daudz labāk saglabāja nelielas gravas gareniskā un šķērseniskā profila īpatnības.



4.1. attēls. Nelielas gravas garenprofils vietā, kur gravu šķērso reljefa modeļa bloka robeža, kura ir izteikta blakus teritorijā, bet ne konkrētās gravas gultnes daļā. Zaļā krāsā - oriģinālie dati; zilā - standarta nogludināšanas rīka piedāvātais risinājums; sarkanā - ar telpiski orientētu matricu iegūts risinājums.

Veicot tiltu un ceļu uzbērumu vietu aizpildīšanu, tika secināts, ka rezultāta kvalitāti mazāk ietekmē izmantotā interpolācijas algoritma parametri, bet vairāk – cik precīzi ir izdalīta konkrētā aizvācamā objekta kontūra. Pat nelielas objekta maliņas lika interpolētajos datos šiem objektiem joprojām būt pamanāmiem, lai arī ne tik uzkrītoši, kā pirms to izgriešanas. Darba gaitā tika konstatēts, ka precīzas objekta kontūras izdalīšanu visvieglāk ir veikt par pamatu ņemot nogāžu krituma leņķu karti. 4.2. attēlā ir parādīts Gaujas garenprofils pie Valmieras pirms un pēc cilvēka radīto objektu aizvākšanas. Kā redzams 4.2. attēlā, pēc platības nelielas cilvēka radītas pārmaiņas, kas atspoguļotas DEM, ir iespējams sekmīgi mazināt.



4.2. attēls. Gaujas garenprofils Valmieras apvedceļa tilta vietai. Zaļā krāsā - oriģinālie dati; zilā - nesekmīga tilta noņemšana dēļ neprecīzi izdalītās tā kontūras; sarkana - gala rezultātā iegūtais reljefa modelis.

Līdzīgi kā ar cilvēka veidoto objektu aizvākšanu, arī kāpu noņemšanu no reljefa modeļa būtiski ietekmēja to kontūru precizitāte. Atsevišķās vietās, kur kāpu pamatnes kontūras reljefa modelī un no topogrāfiskās kartes sastādītajā datu bāzē atšķīrās būtiski, kāpas lielākā vai mazākā mērā ir saglabājušās arī koriģētajā reljefa modelī. Tāpat ir jāņem vērā, ka no reljefa modeļa tika aizvāktas tikai kāpas, taču eolie nogulumu, piemēram, segsmiltis, kas neveido viegli izdalāmas pozitīvas reljefa formas, netika noņemti.

Līdzīgu pieeju purvus veidojošās kūdras aizvākšanai no digitālā reljefa modeļa ir lietojis arī A. Rosentau (Rosentau et al., 2004), kurš no reljefa modeļa augstuma vērtībām ir atņēmis 1 m zemajiem, 2 m pārejas un 4 m – augstajiem purviem. Tomēr šajā pētījumā iegūtais digitālais reljefa modelis ir precīzāks par A. Rosentau (ibid.) iegūto modeli, jo izmantotās metodes, kas aprakstītas iepriekšējā nodaļā, ļauj pilnībā noņemt augstā tipa purva kupolus, neatkarīgi no tos veidojošā kūdras slāņa biezuma.

Literatūrā ir atrodama norāde (Allen et al., 2006), ka splainu metode, kas ir pielietota uzlabotā digitālā augstuma modeļa izveidē (GRASS GIS modulis *r.fillnulls*), lai aizpildītu caurumus tajā cilvēka radīto objektu, kāpu un purvu vietās, nav piemērota atsevišķu caurumu aizpildīšanai, jo ir grūti risināt splainu vienādojumu visam reljefa modelim. Raksta autori nav ņēmuši vērā, ka var eksistēt risinājumi, kuri risina splainu vienādojumu atsevišķām reljefa modeļa daļām, kā tas tika realizēts *r.fillnulls* modulī šī pētījuma ietvaros.

4.2. Etalonvietu pētījumu rezultāti

Pētījuma izstrādes laikā tika organizētas vairākas ekspedīcijas, kurās tika veikta pētījuma teritorijā esošo reljefa formu morfoloģijas un iekšējās uzbūves izpēte, kā arī

identificētas daudzas ledāju kušanas ūdeņu baseinu izplatības un ūdens līmeņa pazīmes. Lauka pētījumu rezultāti ir izmantoti gan indikatoru datu bāzes izveidē (indikatoru datu bāzē iekļauto objektu izvietojumu var aplūkot 3.13. attēlā), gan modelēšanas rezultātu validācijā, kā arī pētīto glaciālo ezeru nogulumu un to sedimentācijas procesu interpretācijā. Turpmāk tekstā ir sniegti atsevišķu no aplūkoto baseinu attīstības viedokļa būtisku lauka pētījumu vietu (etalonvietu) apraksti un interpretācija. Šo vietu izkārtojums ir parādīts 3.9. attēlā. Etalonvietu apraksti ir grupēti pa teritorijā eksistējušajiem glaciālajiem ezeriem, kuru teritorijās tās atrodas, sākot no senākā – Vidusgaujas – un beidzot ar jaunāko – Strenču glaciālo ezeru. Atsevišķās etalonvietās tur esošo nogulumu izpētes rezultātā ir veikta to ģenēzes interpretācija, kas ir nepieciešama, lai sekmīgi varētu interpretēt OSL absolūtā vecuma datējumu rezultātus.

4.2.1. Vidusgaujas glaciālā ezera teritorija

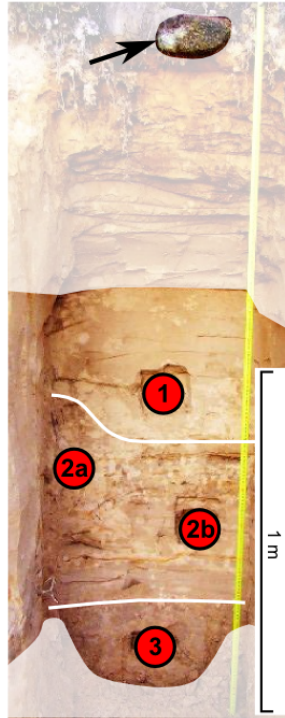
No Vidusgaujas baseinā veikto lauka pētījumu vietām, detālāk ir aplūkotas Rudbāržu, Niedrupītes un Mieļupītes vietas. Šajās vietās esošo reljefa formu morfoloģija un nogulumu īpašības sniedz būtisku informāciju par ūdens līmeņa augstumu Vidusgaujas ledāja sprostezerā un tā sedimentācijas apstākļiem, teritorijas deglaciācijas gaitas īpatnībām.

Rudbārži

Rudbārži atrodas 6 km uz austrumiem no Smiltenes novada Variņu ciema, savukārt Niedrupītes karjers – 3,5 km uz austrumiem, ziemeļaustrumiem no Rudbāržiem (novietojumu aplūkojams 3.9. attēlā). Abas šīs netālu viena no otras esošās pētījumu vietas ir saistītas ar Vidusgaujas vidējā augstuma ledāja sprostezeriem. Rudbāržu māju grupa, kurā ir vairākas no laukakmeņiem celtas ēkas, atrodas uz Velēnas gala morēnas, kuras pakājē ir izplatīti glaciolimniskas smilts nogulumi. Absolūtais augstums, kādā glaciolimnisko smilti zemes virskārtā nomaina pārskaloti Velēnas gala morēnas morēnas nogulumi, tika fiksēts ar pēcapstrādes GPS uztvērēju. Iegūtais augstums tika izmantots Vidusgaujas 110 m ledāja sprostezera modelēšanai kā izejas punkts.

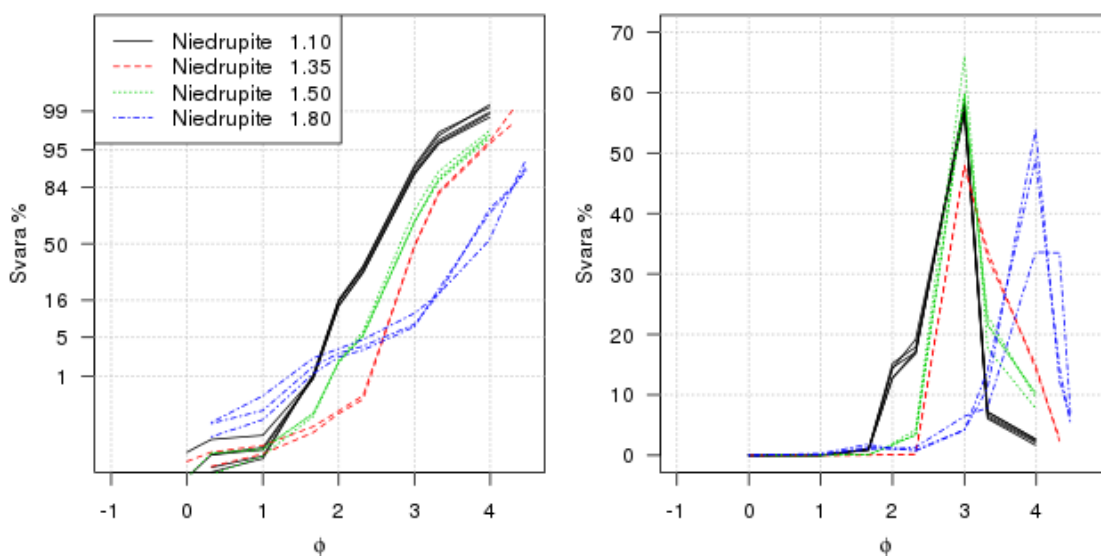
Niedrupīte

Netālu no Rudbāržiem esošajā Niedrupītes karjera (novietojums aplūkojams 3.9. attēlā), kurš ir ierīkots nelielā 117 m vjl. augstā paugurā, malās un tuvumā tika konstatēti vairāki laukakmeņi (garākā ass līdz 1 m). Paugura nogāzē 113 m vjl. augstumā zem neliela akmens tika ierīkots atsegums (4.3. attēls). Atsegumā bija redzams, ka zem neliela augsnes slānīša, līdz 1,2 m dziļumam atrodas masīvas, dzeltenbrūnas labi šķirotas (σ_1 0,4) smalkgraudainas smilts (Mz 2,5 ϕ) slānis (4.3. attēlā apzīmēts ar "1"). Slāņa apakšējais kontakts bija ass, nelīdzens. Zem tā sekoja brūni pelēka, labi šķirota (σ_1 0,4) smalkgraudaina smilts (Mz 2,8 ϕ), kurā vietām varēja saskatīt horizontāli paralēlu slāņojumu, ko veido nelieli, dažus mm biezi vizlotas smilts slānīši. 4.3. attēlā ar "2a" apzīmēta 1,35 m dziļumā esoša nogulumu granulometriskā sastāva parauga ņemšanas vieta vienam no šiem vizlotajiem slānīšiem. Slāņa apakšējais kontakts ass, līdzens. No 1,7 m dziļuma ("3" 4.3. attēlā) atrodas brūni pelēka vidēji labi šķirota (σ_1 0,6) ļoti smalkgraudaina smilts (Mz 3,7 ϕ).



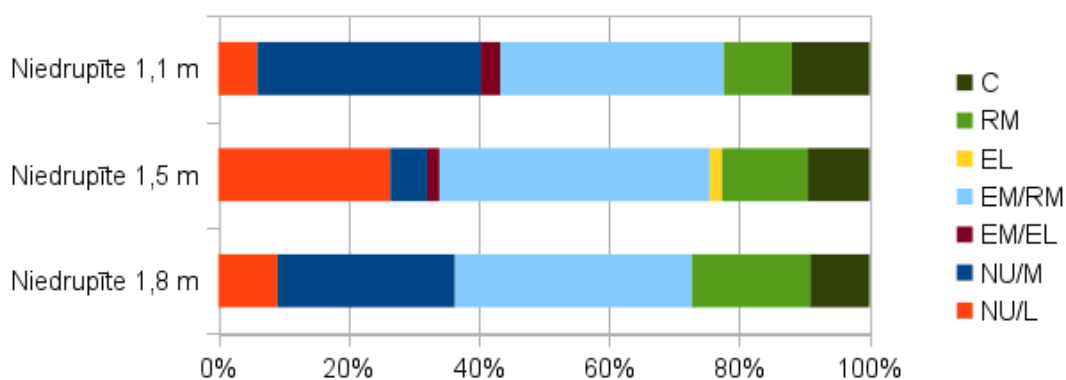
4.3. attēls. Niedrupītes atsegums. Ar melno bultiņu parādīts atseguma augšā esošs akmens. Aplīši parāda granulometrijas (1; 2a; 2b; 3) un OSL (1 – "Niedrupīte 01"; 2b – "Niedrupīte 02") paraugšanas vietas.

Kā redzams 4.4. attēlā, līdz 1,7 m dziļumam esošie slāņi ir līdzīgi pēc granulometriskā sadalījuma, lai arī pieaugot dziļumam, daļiņu izmērs nedaudz samazinās. Saskaņā ar Višera (Visher, 1969) izstrādāto nogulumu transporta interpretāciju pēc kumulatīvajām svara sadalījuma līknēm, visā atsegumā ir novērojamas vilkšanas, saltācijas un atseguma augšējā daļā arī suspensijas populācijas. Neviena no sadalījuma līknēm nelīdzinās Mičielskas-Dovgiallo un Ludvikovskas-Kendžias (Mycielska-Dowgialło, Ludwikowska-Kędzia, 2011) uzrādītajām tipiskajām eolo nogulumu graudu izmēra kumulatīvajām līknēm, taču atseguma augšējo daļu (1,1 m paraugs 4.4. attēlā) raksturojošā līkne ir līdzīga Višera (Visher, 1969) uzrādītajai piekrastes kāpu līknei, 1,35 un 1,5 m – seklūdens viļņošanās zonas, 1,8 m – piekrastes viļņošanās zonas līknēm.



4.4. attēls. Nogulumu granulometriskais sastāvs Niedrupītes atsegumā. Kumulatīvais svara sadalījums procentos - pa kreisi; svara sadalījums procentos - pa labi. Legēndā dots parauga ņemšanas dziļums metros no zemes virsmas atsegumā.

Kā redzams 4.5. attēlā, visos paraugos ir konstatēts augsts nenoapaļoto (NU) graudu īpatsvars, kas ir raksturīgi reģiona, kurā ietilpst arī šajā darbā pētāmā teritorija, morēnas nogulumiem (Mahaney, Kalm, 2008). 1,5 m dziļumā ņemtajā paraugā ir paaugstināts nenoapaļoto spīdīgo (NU/L) graudu īpatsvars, taču, atšķirībā no mūsdienu pludmalēm (Kalińska, 2010), daļēji noapaļoto (EM/EL) un noapaļoto (EL) spīdīgo graudu īpatsvars ir zems. Praktiski visos paraugos iztrūkst noapaļotie spīdīgie (EL) graudi, kuri raksturo ilgstošu transportu fluviālos apstākļos (Woronko, 2001; Mycielska-Dowgiało, 2001).

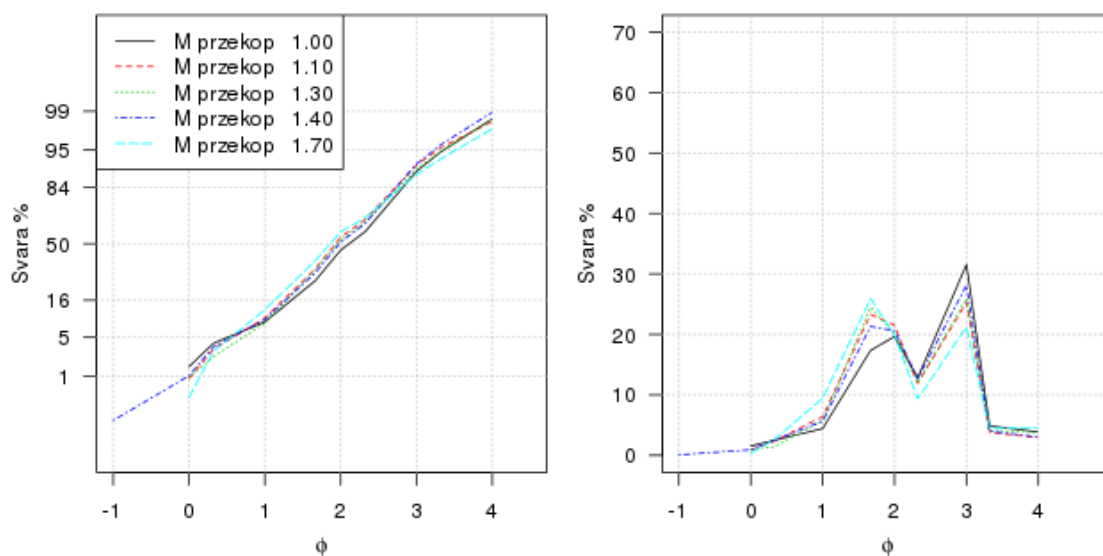


4.5. attēls. Smilts 0,5-0,8 mm frakcijas kvarca graudu sadalījums pa kombinētajām noapaļotības un matējuma klasēm Niedrupītes atsegumā. C – sašķelti graudi; RM – noapaļoti matēti graudi; EL – noapaļoti spīdīgi graudi; EM/RM – daļēji noapaļoti matēti graudi; EM/EL – daļēji noapaļoti spīdīgi graudi; NU/M – nenoapaļoti matēti graudi; NU/L – nenoapaļoti spīdīgi graudi.

Atsegumā novērotās tekstūras, kā arī struktūras var interpretēt kā tādas, kas parāda nogulumu uzkrāšanos piekrastes zonā regresīvā baseinā. Augšējā, masīvās smilts slāņa apakšējais asais kontakts norāda uz ūdens līmeņa nestabilitāti, taču atseguma augšpusē un apkārtņē novērotie akmeņi – par nogulumu uzkrāšanos relatīvi tuvu ūdens līmenim. Veiktā granulometriskā sastāva un graudu noapaļotības/matējuma analīze pilnībā neizslēdz iespēju, ka virsējais masīvās smilts slānis varētu būt veidojies eolo procesu rezultātā pludmales apstākļos.

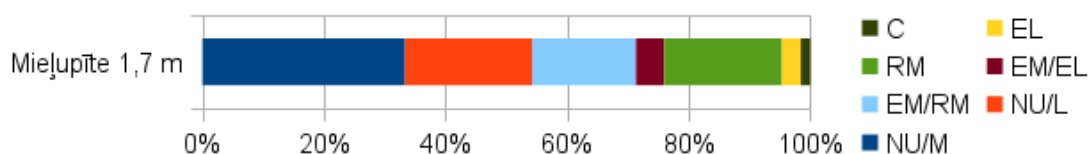
Mieļupīte

Mieļupītes atsegums atrodas Vidusgaujas zemienē, 3,2 km uz austrumiem no Sikšņiem (novietojums aplūkojams 3.9. attēlā). Ceļa caurākumā esošā 2 m augstā atsegumā līdz 1,8 m dziļumam konstatēta vidēji labi šķirota (σ_1 0,8) smalkgraudaina un vidējgraudaina smilts (Mz 1,9 līdz 2,0 ϕ). Tās pagulslāni veido māls, kam jau 1,9 m dziļumā ir skaidri izteikts slokšņu tipa slāņojums. Atseguma apakšējā daļā esošie atsevišķie māla slāņi ir apmēram 2,5 cm biezi, kur pusi vai nedaudz vairāk par pusi no atsevišķa slānīša veido tumši brūns māls, bet pusi – gaiši brūns aleirīts. Atsegumu veidojošajai smiltij piemīt bimodāls granulometriskā sastāva sadalījums (4.6. attēls). Šāds sadalījums apgrūtina kumulatīvā svara sadalījuma līknes interpretāciju, jo skaidri neizdalās dažādie transporta mehānismi, ko šāda tipa līknēm izdala Višers (Visher, 1969). Kumulatīvā sadalījuma līkne atbilst Mičielskas-Dovgiallo un Ludvikovskas-Kendžias (Mycielska-Dowgialło, Ludwikowska-Kędzia, 2011) piedāvātās klasifikācijas otrā tipa līknēm, kas raksturo nogulumus, kuri uzkrājušies augstas enerģijas vai augsta blīvuma straumju darbības rezultātā. Šajā klasē ir atrodamas gan segsmiltis, gan ārpus talvega upes gultnes nogulumi, visbiežāk – glaciofluviālie nogulumi (ibid.). Savukārt salīdzinot 4.6. attēlā redzamās kumulatīvās līknes ar Višera (Visher, 1969) publicētajām, līdzība ir novērojama ar fluviālo vidi raksturojošajām līknēm.



4.6. attēls. Nogulumu granulometriskais sastāvs Mieļupītes atsegumā. Kumulatīvais svara sadalījums procentos - pa kreisi; svara sadalījums procentos - pa labi. Lēģendā dots parauga ņemšanas dziļums metros no zemes virsmas atsegumā.

Kā redzams 4.7. attēlā, vairāk kā pusi no smilts graudiem 0,5-0,8 mm frakcijā veido svaigi graudi ar matētām/nematētām šķautnēm (NU/M un NU/L). Šāds augsts nenoapaļoto graudu īpatsvars ir raksturīgs Latvijas un Igaunijas morēnas nogulumiem (Mahaney, Kalm, 2008) un ir tipisks glaciofluviāliem nogulumiem (Woronko, 2001). Uz transportu ūdens vidē norāda arī spīdīgo graudu (EM/EL un EL) klātbūtne.



4.7. attēls. Smilts 0,5-0,8 mm frakcijas kvarca graudu sadalījums pa kombinētajām noapaļotības un matējuma klasēm Mieļupītes atsegumā. C – sašķelti graudi; RM – noapaļoti matēti graudi; EL – noapaļoti spīdīgi graudi; EM/RM – daļēji noapaļoti matēti graudi; EM/EL – daļēji noapaļoti spīdīgi graudi; NU/M – nenoapaļoti matēti graudi; NU/L – nenoapaļoti spīdīgi graudi.

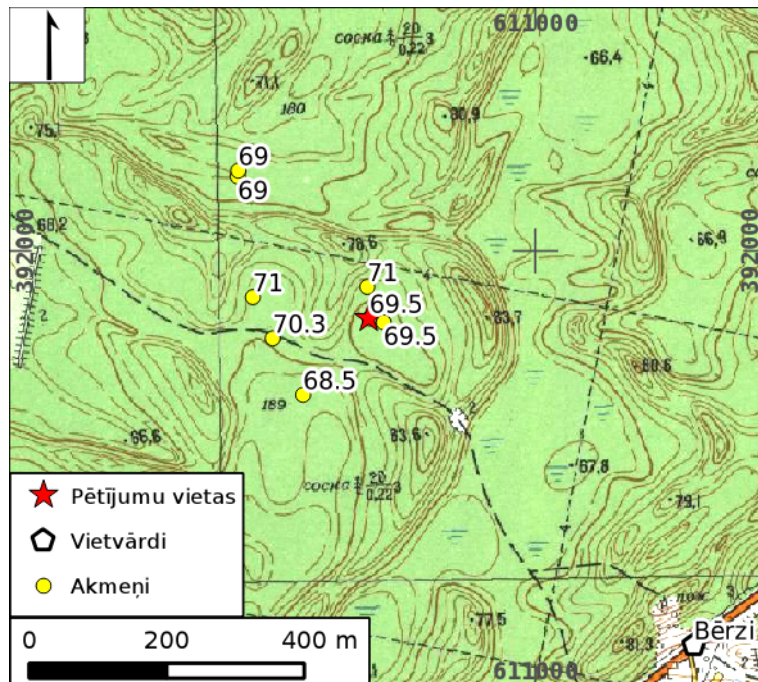
Mieļupītes atsegums visticamāk parāda pāreju no relatīvi dziļa glaciālā ezera apstākļiem, uz tam sekojošu līmeņa kritumu, iespējams, strauju ledāja kušanu un baseina drenāžu. Uz relatīvi dziļa glaciālā ezera apstākļiem norāda atseguma apakšējā daļā atsegtie ritmisko māla un aleirīta slāņīšu mija. Savukārt uz līmeņa kritumu – mālains nogulumus pārsedzošais smilts slānis.

4.2.2. Smiltenes-Strenču glaciālo ezeru teritorija

No Smiltenes-Strenču glaciālo ezeru teritorijā veikto lauka pētījumu vietām detālāk ir aplūkotas Bērzu, kā arī Brutuļu un Andrupītes deltu etalonvietas. Bērzu un Brutuļu deltas etalonvietas ļauj spriest par ūdens līmeni Smiltenes glaciālajā ezerā, savukārt Andrupītes delta – Strenču glaciālajā ezerā.

Bērzi

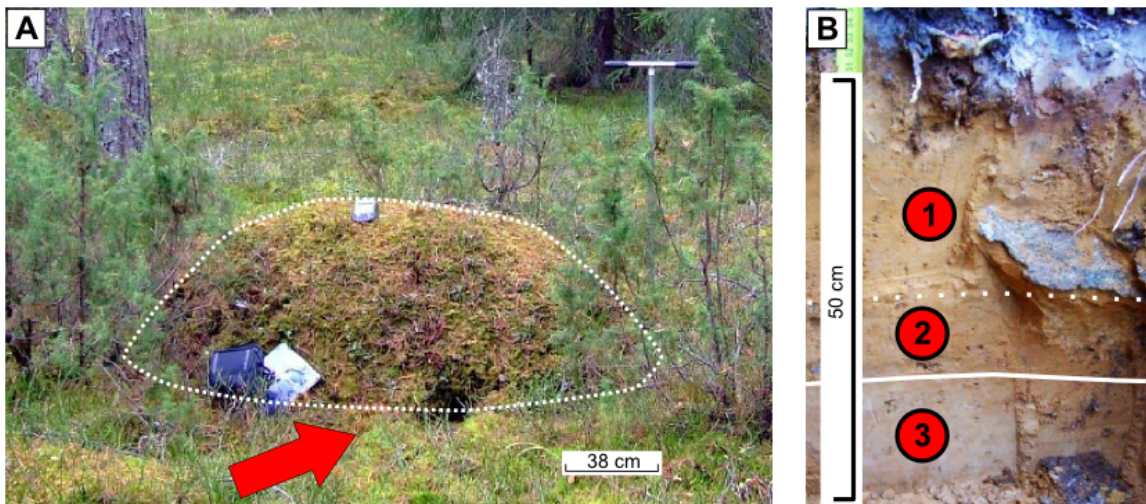
Bērzi atrodas 6 km uz austrumiem no Sedas pilsētas, uz rietumiem no autoceļa Rīga – Valka (novietojums aplūkojams 3.9. attēlā). Bērzu apkārtnē pārsvarā ir sastopamas paraboliskās kāpas un teritorija raksturojas ar augstu kāpu koncentrāciju (Celiņš, Nartišs, 2011). Lauka darbu laikā starpkāpu ieplakās tika atrasti vairāki (pavisam 8) akmeņi, kuru izmēri vismaz vienai asij pārsniedza vienu metru, kā arī daudzi sīkāki akmeņi (4.8. attēls). Apsektie akmeņi tikai daļēji atsedzas zemes virsmā vai atrodas tās tuvumā. Visi akmeņi tika atrasti 68 līdz 71 m vjl. Lai arī tika apsekota vairākus desmitus hektāru plaša teritorija, akmeņi citās vietās un augstumā, kā arī attālinoties no to augstākās koncentrācijas apgabala tajā pašā hipsometriskajā novietojumā netika konstatēti.



4.8. attēls. Lielu laukakmeņu izvietojums (skaitlis pie punkta – augstums m vjl.) Bērzu kāpu masīva teritorijā. Ar zvaigznīti parādīta skatrakuma atrašanās vieta. Kartogrāfiskā pamatne - (TOPO 10K PSRS, 2009)

Pie viena no atrastajiem akmeņiem tika izveidots skatrakums "Bērzi AK 01" (novietojums parādīts 4.8. attēlā). Līdz aptuveni 40 cm dziļumam tika konstatēta dzelteni brūna vāji šķirota (σ_1 1,0) smalkgraudaina smiltis (Mz 2,5 ϕ) (4.9. attēlā "B 1"), kurā no 25 līdz 40 cm dziļumam bija atrodamas blakus esošā akmens atlūzas, laukakmeņi un oļi (4.9. attēlā "B 2"). No 40 līdz 60 cm dziļumam bija bāli dzeltena vidēji labi šķirota (σ_1 0,5) ļoti

smalka smilts (Mz 3,1 ϕ) (4.9. attēlā "B 3"), kurā augstāk esošās akmens atlūzas un oļi vairs nav sastopami.



4.9. attēls. A - laukakmens starpkāpu ieplakā Bērzu apkārtnē. Ar bultiņu ir parādīta skatrakuma (B) atrašanās vieta. B – skatrakums blakus laukakmenim. 1 – OSL parauga ievākšanas vieta. 1 un 3 – smilts strukturālo īpašību noteikšanas paraugošanas vietas. Skatrakumā redzama akmens atlūza (pa labi no 1); ar baltu pārtrauktu līniju uzrādīta iespējamā robeža starp eolajiem (1) un seklūdens zonas (2) nogulumiem; nepārtraukta balta līnija – robeža starp seklūdens zonas (2) un noblīvētiem glaciolimniskajiem (3) nogulumiem.

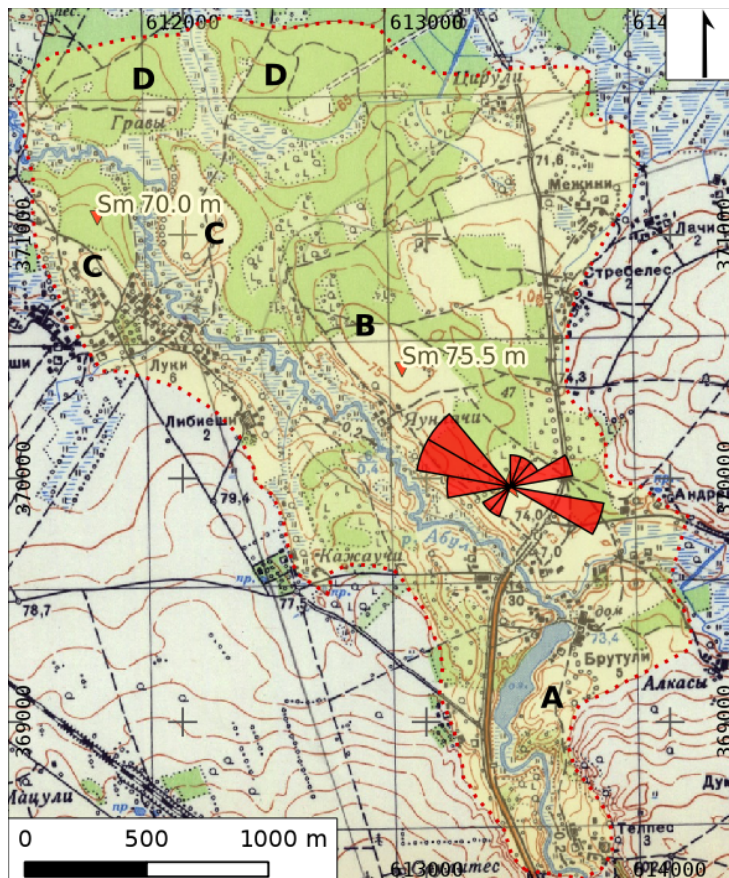
Skatrakumā atsegtais augšējais smilšu slānis, kurā oļi nav sastopami, tika interpretēts kā eolas izcelsmes, savukārt zem tā esošā smilts, kurā oļi ir sastopami – seklūdens zonas nogulumi. Robeža starp šiem abiem nogulumiem nav izteikta. Ņemot vērā Bērzu apkārtnē atrasto akmeņu daļējo vai pilnīgo atrašanos zem eolas izcelsmes smilts, var droši pieņemt, ka dotie akmeņi ir atradušies virs zemes pirms noslēdzošā eolās aktivitātes posma. Skatrakumā "Bērzi AK 01" konstatētās lielā akmens atlūzas un šķembas (4.9. attēlā A) liecina par intensīvu fizikālo dēdēšanu pirms akmens apakšējās daļas aprakšanas zem smilts, kā arī par to, ka pirms eolo procesu aktivizēšanās dotajā vietā akmeņi ir atradušies virs tā brīža zemes virskārtas. Lai noteiktu Bērzu apkārtnē esošo akmeņu aprakšanas laiku un tādējādi iegūtu minimālo vecumu pirmseolajiem procesiem, no augšējā eolo smilšu slāņa 0,2 m dziļumā tika ievākts smilts paraugs tā datēšanai ar OSL metodi (4.9. attēlā B). Dotais paraugs uzrāda, ka skatrakuma augšējo daļu veidojošā smilts pēdējo reizi saules gaismā ir eksponēta pirms $9,67 \pm 0,60$ tūkstošiem gadu (4.1. tabula), kas apstiprina uzkrāšanos ievērojamu laiku pēc lokālā ledus ezera drenāžas.

Tā kā liela izmēra akmeņi ir izkliedēti un blakus tiem atrodas mazāka izmēra akmeņi un oļi, šāda materiāla nogulsnešana ar ledāja kušanas straumēm ir maz ticama. Akmeņu izmērs un novietojums – virs ļoti smalkas smilts – ļauj izvirzīt divas hipotēzes to izcelsmes skaidrošanai – akmeņi ir pārvietoti ezera seklūdens zonā vai pludmales iekšmalā ar sezonālā ledus palīdzību no tuvumā esošiem morēnas nogulumiem vai arī akmeņi atrodas *in situ* un ir izskaloti no morēnas nogulumiem. Aplūkojot kvartāra nogulumu kartes,

apsekojot teritoriju dabā un veicot zondējumus, nav atrasts neviens tuvs morēnas nogulumu apgabals, kas varētu būt kalpojis par šo akmeņu avotu, kā rezultātā var pieņemt, ka akmeņi atrodas *in situ*. Par labu šai interpretācijai liecina arī fakts, ka vienā zondējumā, apmēram 200 m no skatrakuma vietas, uz kontakta starp augšējo smalkgraudaino un zemāk esošo ļoti smalko smilti tika konstatēts materiāls, kas atgādina smilšainu, pārskalotu ledāja diamiktonu. Lai varētu notikt morēnas nogulumu izskalošana, atstājot tikai tās rupjākās frakcijas, šai vietai vajadzētu atrasties visintensīvākās viļņošanās zonā – ļoti tuvu paleoecera ūdens līmenim. Pamatojoties uz šo, tika veikta paleoecera modelēšana, kur kā modelējamais ūdens līmenis tika izvēlēts augstums, kas atrodas apmēram 0,5 metrus virs pārskalotās morēnas virsmas (Smiltene 66 modelis ar modelēto augstumu 70,5 m vjl.).

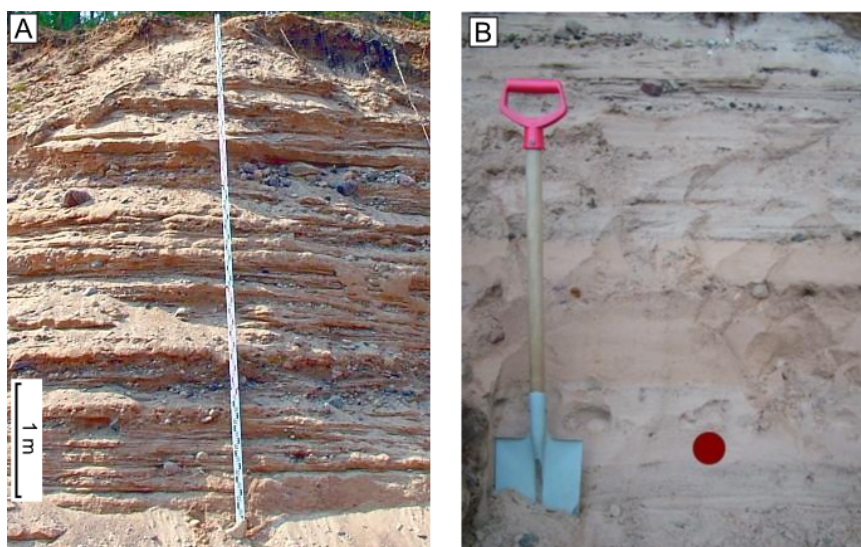
Brutuļu delta

Brutuļu delta atrodas 3,5 km uz ziemeļiem no Smiltenes pilsētas, Brutuļu ciemā (3.9. attēls). Brutuļu delta plešas vietā, kur Abuls iztek no Vidzemes augstienes Mežoles pauguraines un ietek Trikātas pacēluma pazeminātajā dienvidu daļā (Juškevičs, Skrebels, 2002a). Delta sastāv no četrām daļām, kuras izšķiramas pēc to virsmas augstuma un novietojuma apkārtējā reljefā. Pirmās daļas virsa atrodas 84 līdz 80 m augstumā un tā daļēji atrodas Abula ielejā (4.10. attēlā attēlota ar "A"). Tai seko hiposometriski zemāka un daudz plašāka daļa, kuras virsma atrodas vidēji 75 m augstumā (4.10. attēlā attēlota ar "B"). Hipsometriski zemākas deltas daļa atrodas apmēram 3 km uz ziemeļrietumiem no tās augstākās daļas (4.10. attēlā attēlota ar "C") un tās augstums tikai vietām sasniedz 70 metru augstumu, taču joprojām labi nodalās no apkārtējās teritorijas. Deltas apakšējā daļa ("D" 4.10. attēlā) atrodas vairs tikai līdz 67 m augstumam un no iepriekšējās, nedaudz augstākās deltas daļas to atdala erozijas pazeminājums. Aplūkojot deltu kopumā ir novērojams, ka katrā zemāk esošajā daļā erozijas veidotie iegrauzumi ir izteiktāki, kas liecina par deltas veidošanos vairākos etapos pie regresējoša ledāja baseina. Paleoecera modelēšanai tika ņemti deltas līmeņi 75,5 m un 70,0 m, pieņemot, ka deltas augšējā daļa tās veidošanās laikā ir atradusies tuvu ūdens līmenim un tādējādi var kalpot par tiešu ūdens līmeņa marķieri.



4.10. attēls. Brutuļu deltas (kontūra) līmeņi (A, B, C, D). Rozes diagramma parāda deltu veidojošo virsslāņu krituma virzienu (diagrammas centrs atrodas mērījumu veikšanas vietā). Kartogrāfiskā pamatne - (TOPO 25K63g PSRS, 2009).

Brutuļu deltas vidus daļā esošajā karjerā ir redzams, ka augšējos piecus metrus veido vidējgraudainas smiltis un rupjgraudainas smiltis ar oļiem un nelieliem laukakmeņiem slāņu mija (4.11. attēlā "A"). Šie deltas virsslāņi lēzeni krīt mūsdienu upes tecēšanas virzienā (rozēs diagramma parādīta 4.10. attēlā). No 5,5 m dziļuma tika ievākts smiltis paraugs tā vecuma noteikšanai ar OSL metodi (4.11. attēlā "B"). Dotā parauga smiltis pēdējo reizi saules gaismā ir tikusi eksponēta pirms $21,2 \pm 5,2$ tūkstošiem gadu (4.1. tabula), kas neatbilst sagaidāmajam leduslaikmeta beigu posma vecumam.



4.11. attēls. Brutuļu deltas vidējās daļas (4.4. attēlā apzīmēta ar B) A - iekšējā uzbūve, B - OSL parauga ievākšanas vieta.

Andrupītes delta

Andrupītes delta atrodas 5 km uz R no Strenču pilsētas vietā, kur Andrupīte iztek no Burtņieka drumlinu lauka starpdrumlinu ieplakas Sedas līdzenumā (novietojums aplūkojams 3.9. attēlā). Deltas virsma lēzeni krīt no 52 m līdz 48 m augstumam Krāčupītes virzienā. Dotais augstuma diapazons sakrīt ar terasveida laukumu augstumiem drumlinu galos pārejas zonā no drumlinu lauka uz Sedas līdzenumu. Arī pie citu starpdrumlinu ieplaku strautu iztekām no drumlinizētās teritorijas šajā viegli terasētajā teritorijā ir novērojami paplašinājumi, kas liecina par to nestā materiāla izgulsnēšanu. Kā norāda Āboltiņš (1971), Strenču pilsētas apkārtnē Strenču spektra Gaujas III virspalu terase ir atrodama 47,5-48,5 m augstumā, kas sakrīt ar deltas zemākā līmeņa augstumu. Mūsdienā Andrupīte tek pa apmēram piecus metrus dziļu iegrauztu ieleju un tādējādi nav pamata uzskatīt, ka teritorijā atrastie nogulumi būtu saistāmi ar mūsdienā strauta darbību. Uz dotā terasētā līmeņa atrodas arī ieapaļš 300×500 m lielais pazeminājums, kura dziļums ir 4 m. Tā apakšējā daļa ir pārpurvojusies. Dotais padziļinājums visticamāk ir glaciokarsta ieplaka. Šīs ieplakas pret nogāzi vērsta mala ir arī augstāka un stāvāka. Tas norāda uz to, ka terasētās nogāzes veidošanās laikā glaciokarsta ieplaka vēl neeksistēja – tajā vietā atradās aprimuša, iespējams pat aprakta ledus blāķis, kas ir izkūsis tikai vēlāk, kad tā augšējā līmenī vairs nenotika aktīva nogulumu uzkrāšanās, kas citādi būtu pilnībā vai daļēji aizpildījuši šo ieplaku.

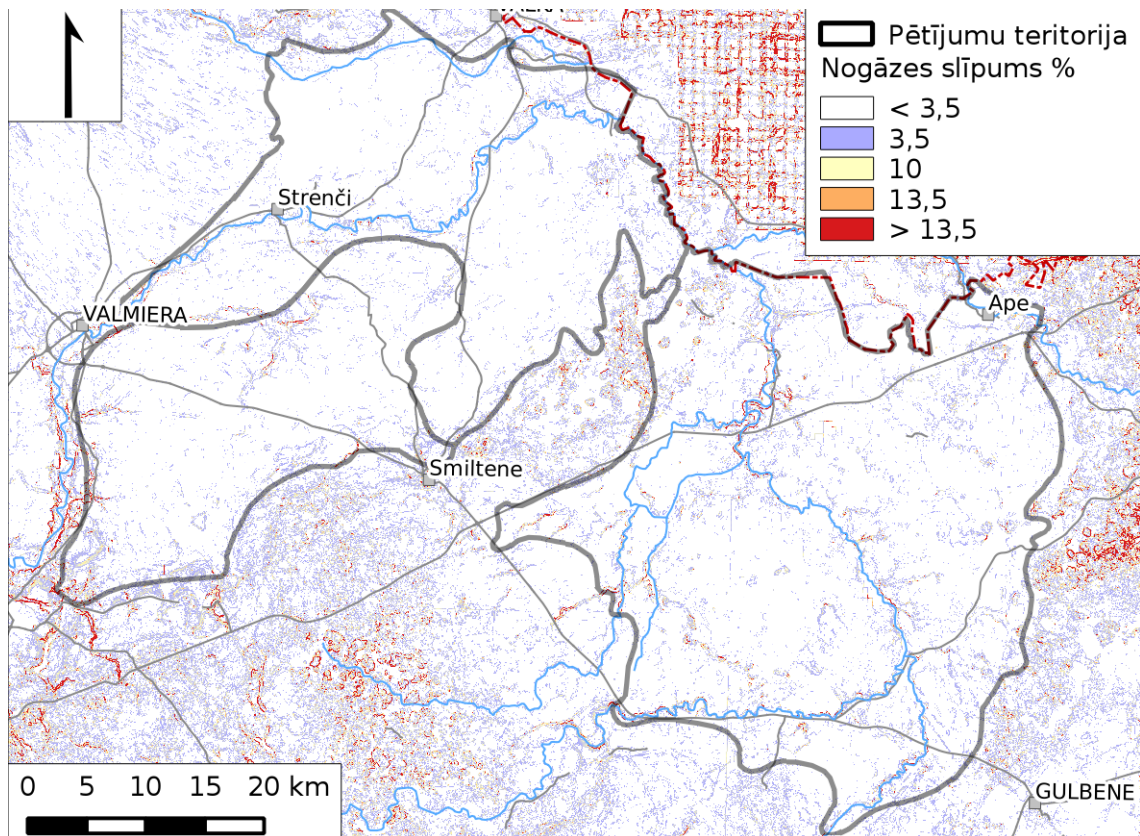
Zondējumā, kas veikts uz terasētā līdzenuma iespējamās deltas virsas, tika konstatēts, ka 1 m dziļumā atrodas pārskaloti morēnas nogulumi, ko sedz vidējgraudainas smiltis ar grants graudiem un oļiem slānis, kurš pakāpeniski virzienā uz augšu pāriet smalkgraudainā smiltī, augšējos 40 cm līdz zemes virsmai – aleirītiskā smiltī. Vienlaikus ar dominējošās smiltis frakcijas pāreju no vidējgraudainas uz aleirītisku, ir novērojams arī oļu un grants graudu īpatsvara samazinājums, lai arī pat augšējā aleirītiskajā smiltī ir atrodami grants graudi. Mālu un aleirītu uzkrāšanās seklūdēns zonā ir tipiska ezeriem, kam vairs nav tieša

kontakta ar ledu, bet kuri joprojām barojas ar ledājkūšanas ūdeņiem (Ashley, 1995). Tādējādi zondējumā konstatēto nogulumu sekvenci var interpretēt kā uzkrājušos ezera seklūdens daļā, kur atsevišķu notikumu veidā ieplūst Andrupītes ūdeņi, kas nodrošina rupjāku daļiņu (grants, oļi) ienesi.

4.3. Modelētie glaciālie ezeri

Pētījuma teritorijā eksistējušo lielo glaciālo ezeru rekonstrukcijas ir uzskatāmas par galveno šī pētījuma rezultātu. Tās parāda glaciālo ezeru telpisko izplatību un ļauj izsekot to attīstībai laikā. Glaciālie ezeri un to stadijas ir aplūkotas hronoloģiskā secībā no senākajām līdz pat jaunākajām. Šāda secība sakrīt arī ar to līmeņu hipsometrisku izkārtojumu no glaciālā ezera ar augstāko uz glaciālo ezeru ar zemāko līmeni. Visām nodaļā esošajām baseinu vizualizācijām ir pielietota identiska dziļuma attēlošanas krāsu skala, kā arī unificēta leģenda, lai nodrošinātu vienkāršāku šo attēlu savstarpējo vizuālo salīdzināšanu.

Saskaņā ar Hūkensonu novērojumiem (Håkanson, 1977), ezera gultnes slīpums var būtiski ietekmēt nogulumu uzkrāšanos konkrētajā vietā, tādēļ pirms glaciālo ezeru modeļu interpretācijas, tika apzinātas teritorijas, kurās nogulumu raksturs varētu būt saistīts ar gultnes slīpumu. Aplūkojot nogāžu krituma leņķu karti (4.12. attēls), ir redzams, ka vietas, kur nogāžu stāvums pārsniedz 13,5 %, atrodas mūsdienu upju ieleju nogāzēs un tikai retos gadījumos uz pauguru nogāzēm. Lielākajā teritorijas daļā nogāzes ir lēzenākas par 3,5 % un tikai uz pauguru nogāzēm pārsniedz 3,5 %. Kā norāda Hūkenson (Håkanson, 1977), šādās lēzenajās teritorijās to kritums neietekmē nogulumu uzkrāšanos limniskos apstākļos, savukārt tikai pārsniedzot 14 % vērtību, nogulumu uzkrāšanās praktiski vairs nenotiek. No tā var secināt, ka lielākajā modelēto paleoezeru daļā to gultnes slīpumam nebija būtiska ietekme uz nogulumu sadalījumu tajā. Te gan ir jāņem vērā, ka šādas uz izšķirtspējas digitālajā reljefa modeļa bāzētā nogāžu slīpuma modelī uzrādītās vērtības ir zemākas nekā dabā esošās (Li, Wong, 2010). Lai mazinātu šo efektu, 4.12. attēlā redzamās Hūkensonu definētās robežas tika samazinātas par 0,5 %. Tāpat ir jāņem vērā, ka aplūkojamās nogāzes atbilst mūsdienu reljefa modelim, savukārt teritorijā eksistējušo ezeru sākotnējo stadiju laikā tās varēja būt arī vēl stāvākas, jo pazeminājumi vēl nebija aizpildīti ar šo pašu ezeru kā arī jaunākiem nogulumiem.

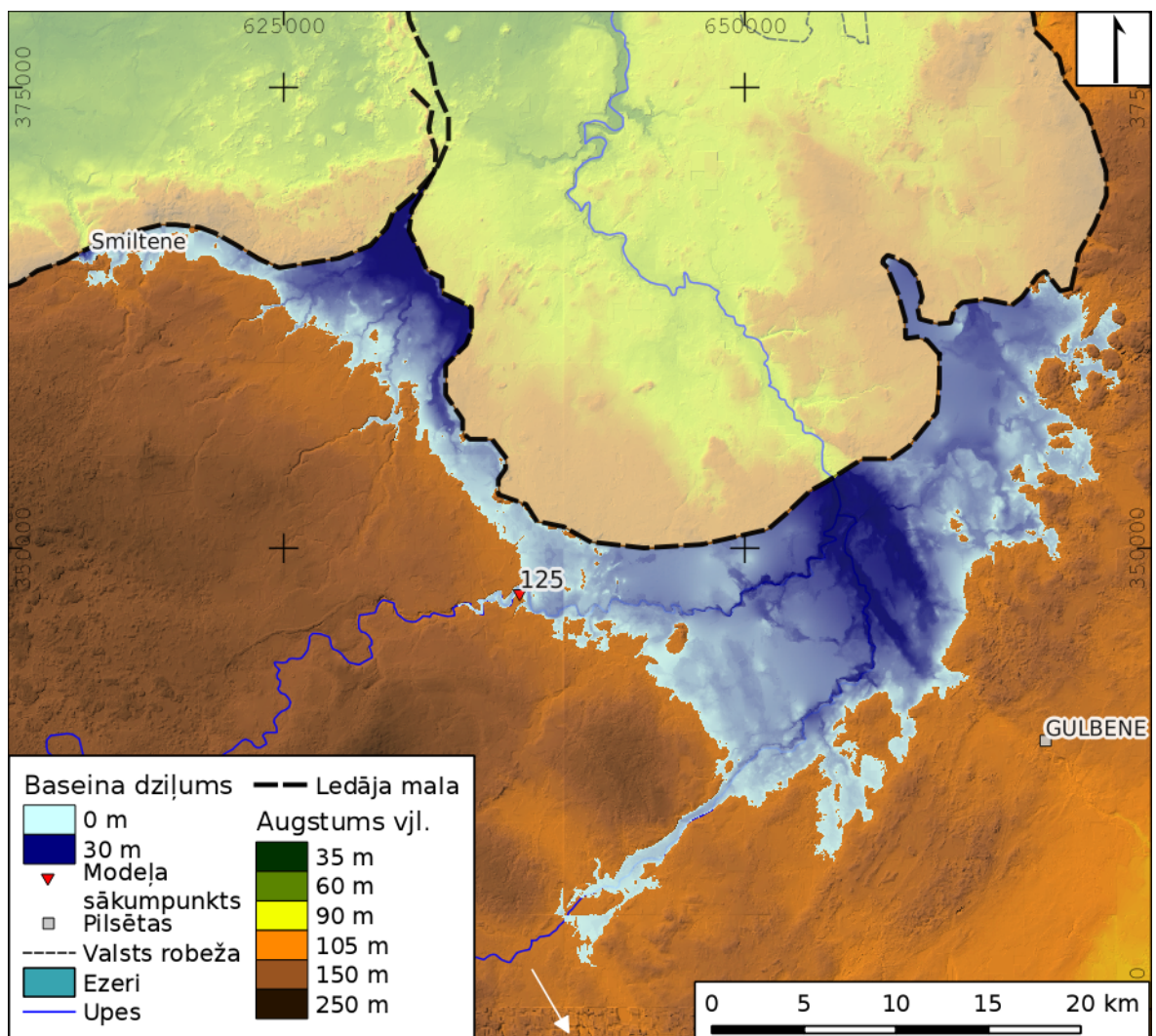


4.12. attēls. Pētījumu teritorijas nogāžu krituma leņķi % iegūti no mūsdienu reljefa modeļa. Upes, pilsētas, valsts robeža un autoceļi - (SIA Envirotech, 2011).

4.3.1. Vidusgaujas ledāja sprostezers

Modelēšanas ceļā iegūtā Vidusgaujas ledāja sprostezera ar līmeni 125 m (4.13. att.) platība ir bijusi aptuveni 400 km² un tilpums – 6,0 km³. Tā konfigurācija relatīvi labi sakrīt ar jaunākajā kvartāra nogulumu kartē (Juškevičs, Skrebels, 2002a) attēloto maksimālo glaciolimnisko nogulumu izplatības areālu, kaut gan kvartārģeoloģiskajā kartē atsevišķās vietās šo nogulumu izplatības apgabali ir attēloti kā augstāk esoši nekā to uzkrāšanās būtu iespējama pie šāda līmeņa baseina. Vecākos kartēšanas materiālos (Juškevičs, 1965; Ginters, 1981; Stiebriņš, 1982) dotā teritorija ir attēlota kā areāls, kurā ir izplatīti glaciofluviālie nogulumi. Saskaņā ar urbumu datiem, pat modelētā baseina dziļākajā daļā pie Lejasciema, kur ledāja sprostezera dziļums ir pārsniedzis 20 m un, iespējams, pat sasniedzis 30 m, ir sastopama tikai vidējgraudaina līdz smalkgraudaina smiltis. Atbilstoši izmantotajam zemes virsas šķietamās pacelšanās modelim un reljefa modelim, neskatoties uz modelētā līmeņa ezera dziļo iestiepšanos Tirzas upes mūsdienu ielejā, ūdens līmeņa augstums bija nepietiekams, lai varētu izveidoties notece no modelētā ezera pa Apiņupītes ieleju (Tirzas – Kujas noteces ieleja (Kvasov, 1975)), kas atrodas starp Druvienu un Dzelzavu, uz Austrumlatvijas zemes pusī. Apiņupītes ielejas augšteci veidojošais pazeminājums ir 128 līdz 130 m augstumā virs jūras līmeņa, kas ir, ņemot vērā zemes

virsas šķietamo pacelšanos, gandrīz 10 m virs modelētā ezera līmeņa. Te gan ir jāņem vērā, ka Apiņupītes pazeminājums sākas vietā, kur Tirzas upē ietek Vilaune, un abu šo upju nestais materiāls var būt nogulsnēts ielejas sākuma daļā tur bloķējot ūdens noteci no Vidusgaujas baseina. Tiesa šī virs 128 m vjl. augstumā esošā teritorija, ko, saskaņā ar kvartārģeoloģiskās kartēšanas datiem (Ginters, 1981; Juškevičs, Skrebels, 2002b), veido glaciofluviāli nogulumi, ir līdzena un vairākus kvadrātkilometrus plaša un līdz ar to ir maz ticams, ka tā būtu izveidojusies strauji nodambējot noteci pa šo ieleju. Apiņupītes ieleja ir vienīgā vieta, kur modelis norāda potenciālu noteci, taču modelēšana norāda, ka tā nevar notikt, un tādēļ Vidusgaujas ledāja sprostezers ar līmeni 125 m ir uzskatāms par beznoteces ezeru. Atsevišķi glaciolimnisko nogulumu izplatības laukumi, kuri atrodas augstāk par modelēto ezeru, norāda, ka pirms modelētā ledāja sprostezera ir eksistējuši mazāki lokāli ledus ezeri ar augstāku līmeni. Ja šo ezeru ūdens līmeņi ir pārsnieguši 130 m atzīmi, tad to ūdeņi varēja pārvarēt sliekšni Apiņupītē un nodrošināt noteci uz Austrumlatvijas zemieni.

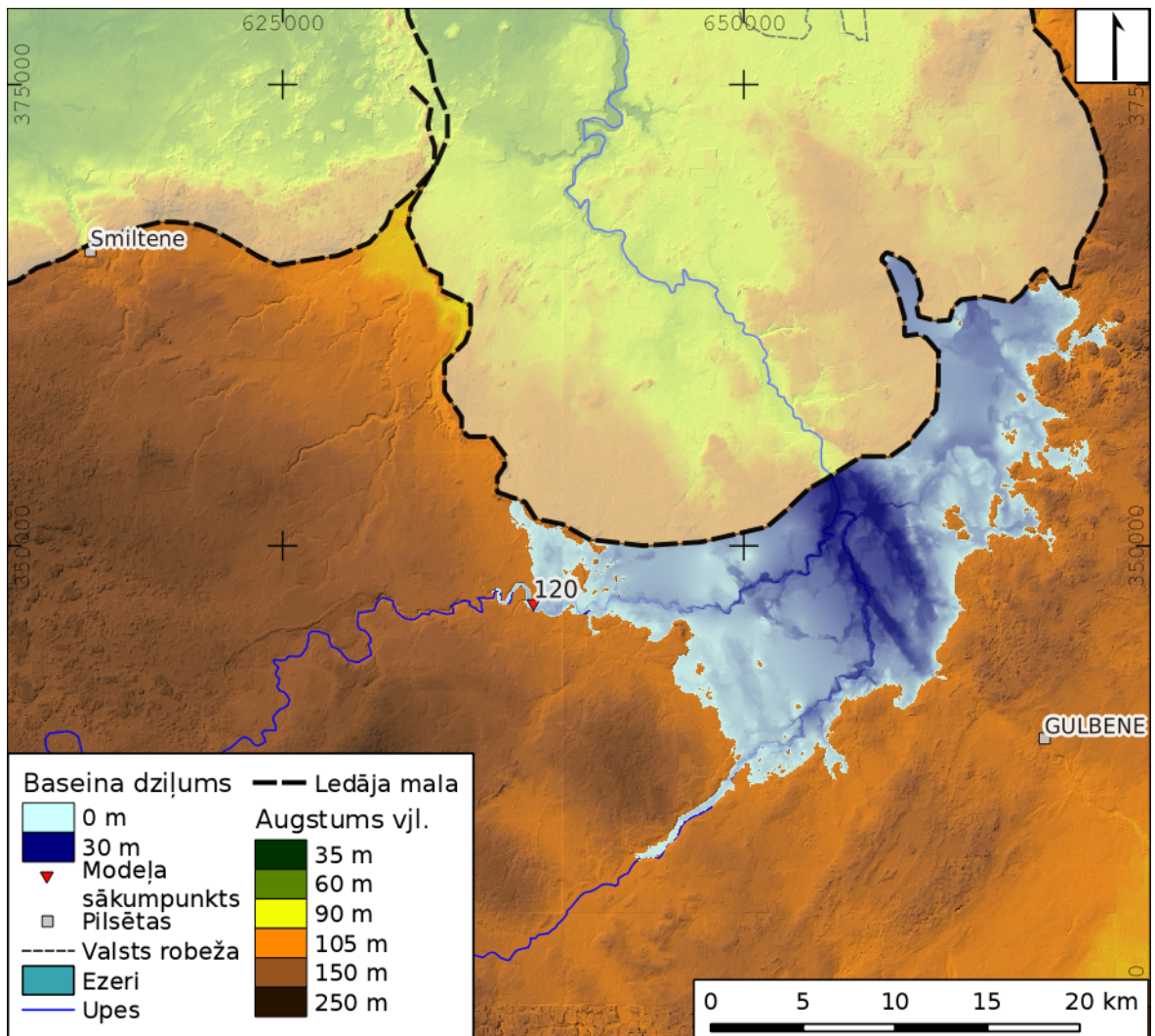


4.13. attēls. Vidusgaujas ledāja sprostezers ar līmeni 125 m vjl. Ar balto bultu parādīta potenciālā noteces vieta. Mūsdienu upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Ledus ezerā no Vidzemes augstienes puses ir ietecējusi Gauja, Tirza, savukārt no Alūksnes augstienes puses – Melnupe, kā arī, visticamāk, ar to saistītās Silaktu (Rēzaka – Zeltiņi) kēmu terases augšējais līmenis, kas, pēc M. Dauškana (2013) datiem, atrodas apmēram 130 m augstumā. No ledāja brīvajām teritorijām ietekošais ūdens visticamāk ir bijis bagāts ar cietvielām, par ko liecina arī modelēšanai par pamatu ņemtās Gaujas Rankas spektra IIIa virspalu terases akumulatīvais raksturs (Āboltiņš, 1971). Ezera relatīvi nelielā platība, beznoteces apstākļi un lielais tajā ieplūstošais ūdeņu daudzums visticamāk tad arī ir par iemeslu, ka pat ezera dziļākajā daļā nogulumus veido smalka smilts nevis māli un aleirīti.

Modelēšanas ceļā iegūtais garais ledus ezera ziemeļrietumu līcis gar Variņiem ar Palsmani un tālāk līdz pat Smiltenei ir apšaubāms, jo zem ezera līmeņa kartēšana uzrāda plašas morēnas un glaciofluviālo nogulumu teritorijas, savukārt glaciolimniskos nogulumus kvartārģeoloģiskā kartēšana (Juškevičs, Skrebels, 2002b) neuzrāda. Tāpat teritorijā nav atrasti citi indikatori – laukakmeņu krāvumi morēnas nogulumu klātajās teritorijās utml. No tā var secināt, ka visticamāk uz D no Rudbārziem atradās pasīvs vai pat aprakts ledus, kas ir bloķējis vienota ezera izveidi gar visu Velēnas grēdas rietumu malu.

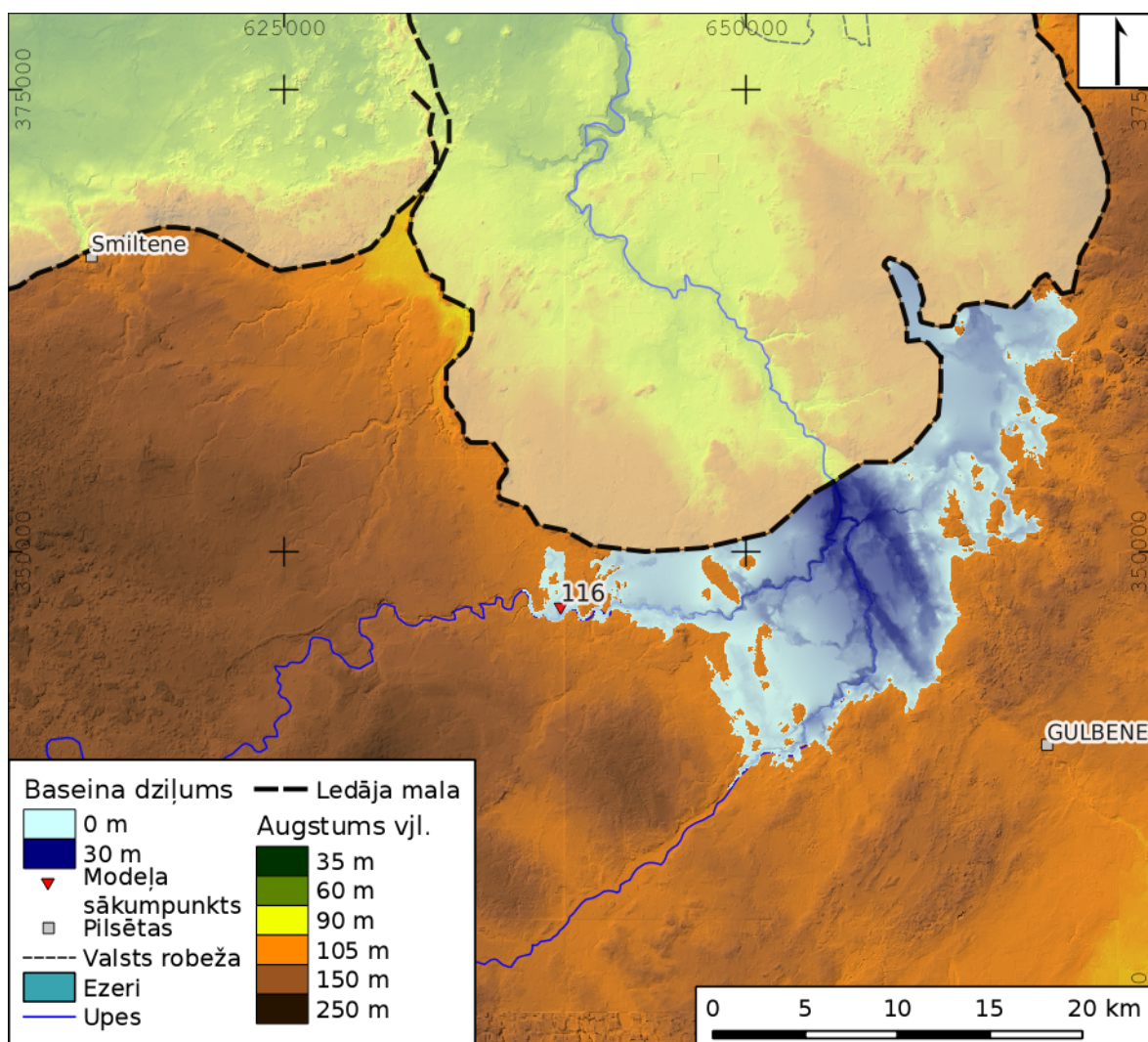
Vidusgaujas ledāja sprostezera ar līmeni 120 m (4.14. attēls) platība ir bijusi aptuveni 300 km² un tilpums – 3,1 km³. Iegūtais sprostezera modelis ir ļoti līdzīgs 125 m vjl. atbilstošajam modelim pēc tā dziļuma sadalījuma. Dotā modeļa izplatība salīdzinoši labi sakrīt ar jaunākajos kvartārģeoloģiskās kartēšanas materiālos mērogā 1:200.000 (Juškevičs, Skrebels, 2002b) attēloto glaciolimnisko nogulumu izplatības areālu. Vienlaikus daudzās vietās šī ledāja sprostezera robeža sakrīt vai ir tuva pārejai no teritorijas ar nelielu reljefa saposmju, kas novērojama ledāja ezera iekšpusē, uz paugurotu teritoriju ārpus tās. Atšķirībā no 125 m augstā sprostezera modeļa, šis modelis nevienu potenciālu noteces vietu neuzrāda, līdz ar to, balstoties uz šobrīd pieejamajiem datiem, šī līmeņa ezers ir bijis bez noteces.



4.14. attēls. Vidusgaujas ledāja sprostezers ar līmeni 120 m vjl. Mūsdienų upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

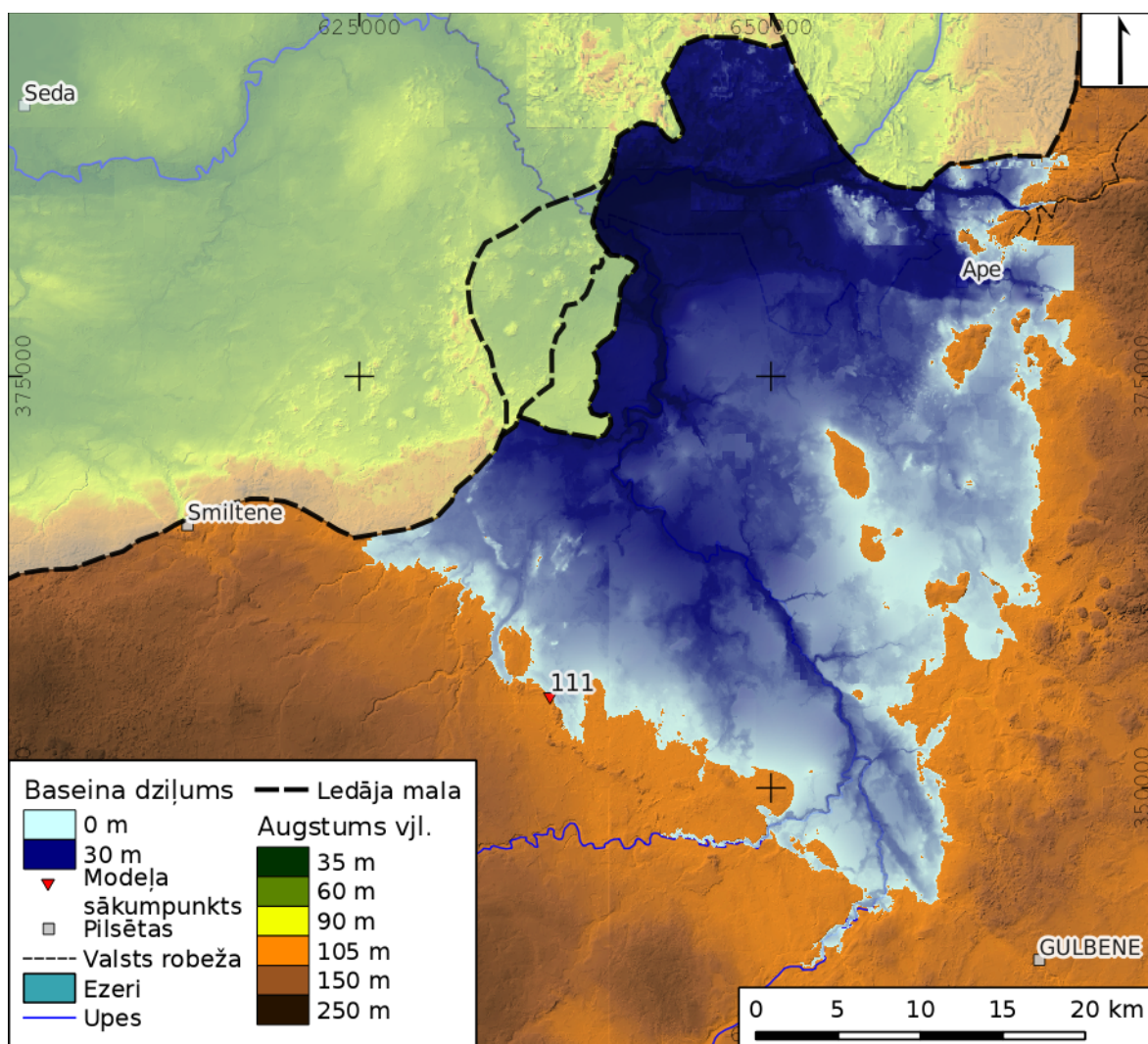
Ņemot vērā, ka nav pieejami precīzi dati par ledāja malas konfigurāciju gar Alūksnes augstienes pakāji, pastāv ļoti liela iespēja, ka ezers ir bijis izplatīts tālāk uz ziemeļiem, nekā uz to norāda modelis. Tādā gadījumā Silaktu kēmu terases dienvidu galā esošais apm. 120 m augstais kēmu terases līmenis (Dauškans, 2013) būtu saistīts ar dotā ezera darbību.

Saskaņā ar modelēšanas rezultātiem, Vidusgaujas sprostezers ar līmeni 115 m (4.15. attēls) pēc tā platības ir bijis mazākais no augsto Vidusgaujas līmeņu ledus ezeriem – tikai 250 km² un 2,0 km³. Ņemot vērā līmeņa kritumu, kā arī nogulumu uzkrāšanos pie augstākiem līmeņiem, šis ledāja sprostezers ir bijis daudz seklāks. Kā redzams ledāja sprostezera teritorijā esošajos urbumos, kvartāra nogulumu augšējo daļu veido pamatā smalkgraudaina smilts, kas atbilst sekla ezera apstākļiem. Dotā ledāja sprostezera izplatības modelēšanai tika pielietota tāda pati ledāja malas konfigurācija, kā Vidusgaujas ledāja sprostezēriem ar augstāku līmeni, lai arī visticamāk šī sprostezera eksistences laikā ledājs jau bija atkāpies no Velēnas gala morēnas un tādējādi tas bija izplatīts vairāk uz ziemeļiem, nekā to uzrāda 4.15. attēlā redzamais modelis.



4.15. attēls. Vidusgaujas ledāja sprostezers ar līmeni 115 m vjl. Mūsdienas upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Nemot vērā, ka Vidusgaujas 110 m ledāja sprostezera modelēšanai tika izmantota citādāka ledāja malas konfigurācija, šī ezera platība būtiski pārsniedz visu iepriekšējo ezeru platību sasniedzot 1150 km² un modelētais tilpums sasniedz 24,1 km³. Jāpiebilst, ka sākotnēji veicot šī ezera modeļa izveidi, tas norādīja izplatību ļoti plašā teritorijā Igaunijā esošajā Harglas zemienē, kur saskaņā ar kartogrāfisko materiālu (Juškevičs, 1964), glaciolimniskie nogulumi ir izplatīti hipsometriski augstākās teritorijās gar Hānjas augstienes R nogāzi. Vienlaikus modelētais ledus ezers pārklāja plašas teritorijas, kur zemes virskārtu veido glaciogēnie nogulumi, kas norādīja uz to, ka ledus ezera modeļa aizpildītais Mustjegi pazeminājums nav bijis pilnīgi brīvs no ledus un sākotnēji modelēšanas ceļā iegūtā ledus ezera konfigurācija dotajā teritorijā nav korekta. Lai šo problēmu novērstu, tika ieviesta jauna ledāja "siena" gar Ahelo – Vaidavas – Pēli upju ieleju ziemeļaustrumu malu, tādējādi bloķējot Vidusgaujas 110 m ledāja sprostezera brīvu ieplūšanu Harglas zemienē (4.16. attēls).

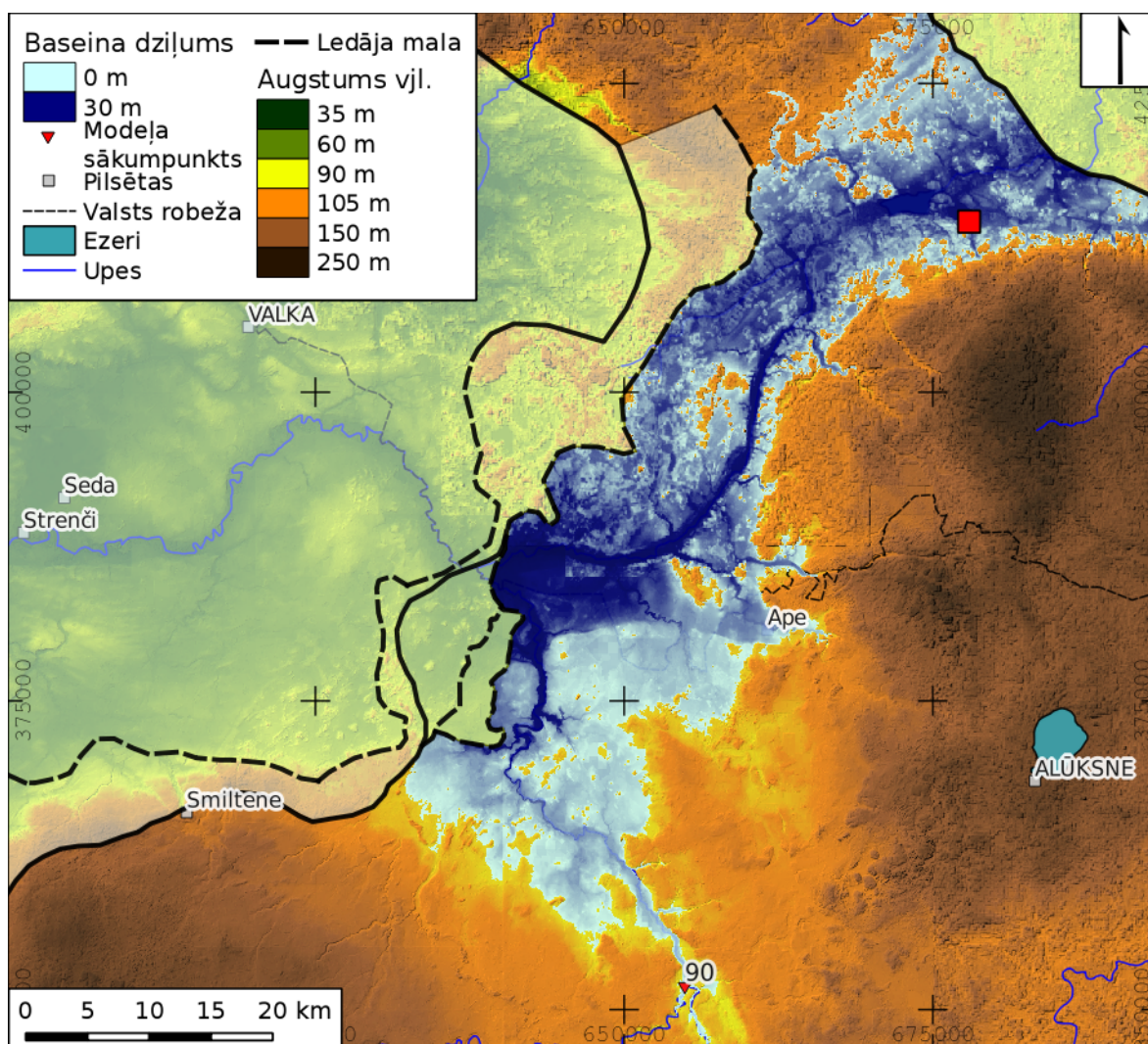


4.16. attēls. Vidusgaujas ledāja sprostezers ar līmeni 110 m vjl. Mūsdienu upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Vidusgaujas 110 m modelim par sākuma punktu tika izmantots glaciolimnisko un morēnas nogulumu kontakts Rudbāržu apkārtnē. Saskaņā ar iegūto modeli, Niedrupītes atsegums šī ledāja sprostezera eksistences laikā ir atradies krasta zonā, kas atbilst atsegumā konstatētajam. Savukārt Mielupītes atseguma vietā dotā ezera dziļums ir bijis aptuveni 15 m, kas, saskaņā ar Hanga (Hang, 2001) pētījumu, nav pietiekami, lai varētu uzkrāties slokšņu māli. Šis fakts apstiprina iepriekš pausto, ka visticamāk Vidusgaujas 115 m ledāja sprostezers ir bijis izplatīts plašākā teritorijā. Vienlaikus Mielupītes atseguma apkārtnē novērotais, ka slokšņu māli atrodas dažādā hipsometriskā augstumā, paguļot zem 1 līdz 2 m bieza smilts slāņa gan pauguru virsotnēs, gan blakus esošajos pazeminājumos, liecina par to uzkrāšanos virs aprakta ledāja, kura izkušana ir pamatā mūsdienu reljefa artikulācijai. Mielupītes atsegumā novērotās nogulumu sekvences apakšējā daļa – slokšņu māli – visticamāk saistās ar Vidusgaujas 115 m ledāja sprostezeru, kurā dotajā vietā šī ezera dziļums būtu pietiekams, lai notiktu slokšņu mālu uzkrāšanās, savukārt augšējā daļa – masīvais māls un to pārsedzošā smilts – ar Vidusgaujas 110 m ledāja sprostezeru un tā

noplūšanu, jo Vidusgaujas 90 m ledāja sprostezera laikā paugurs, kurā atrodas Mieļupītes atsegums, jau ir bijis virs ūdens līmeņa. Šāda notikumu attīstība ir līdzīga Burtnieka ezera attīstībai, kur, saskaņā ar Eberharda (2006) pausto viedokli, sākotnēji ir eksistējis virsledāja ezers, kura krastus ir veidojis ledus. Šajā pētījumā izmantotā ledāja sprostezeru modelēšanas pieeja nav piemērota pieledāja-virsledāja ledājkušanas ūdeņu baseinu modelēšanai, tādēļ Vidusgaujas 115 m ledāja sprostezera modelis precīzi neatspoguļo tā patieso izplatību un dziļumu.

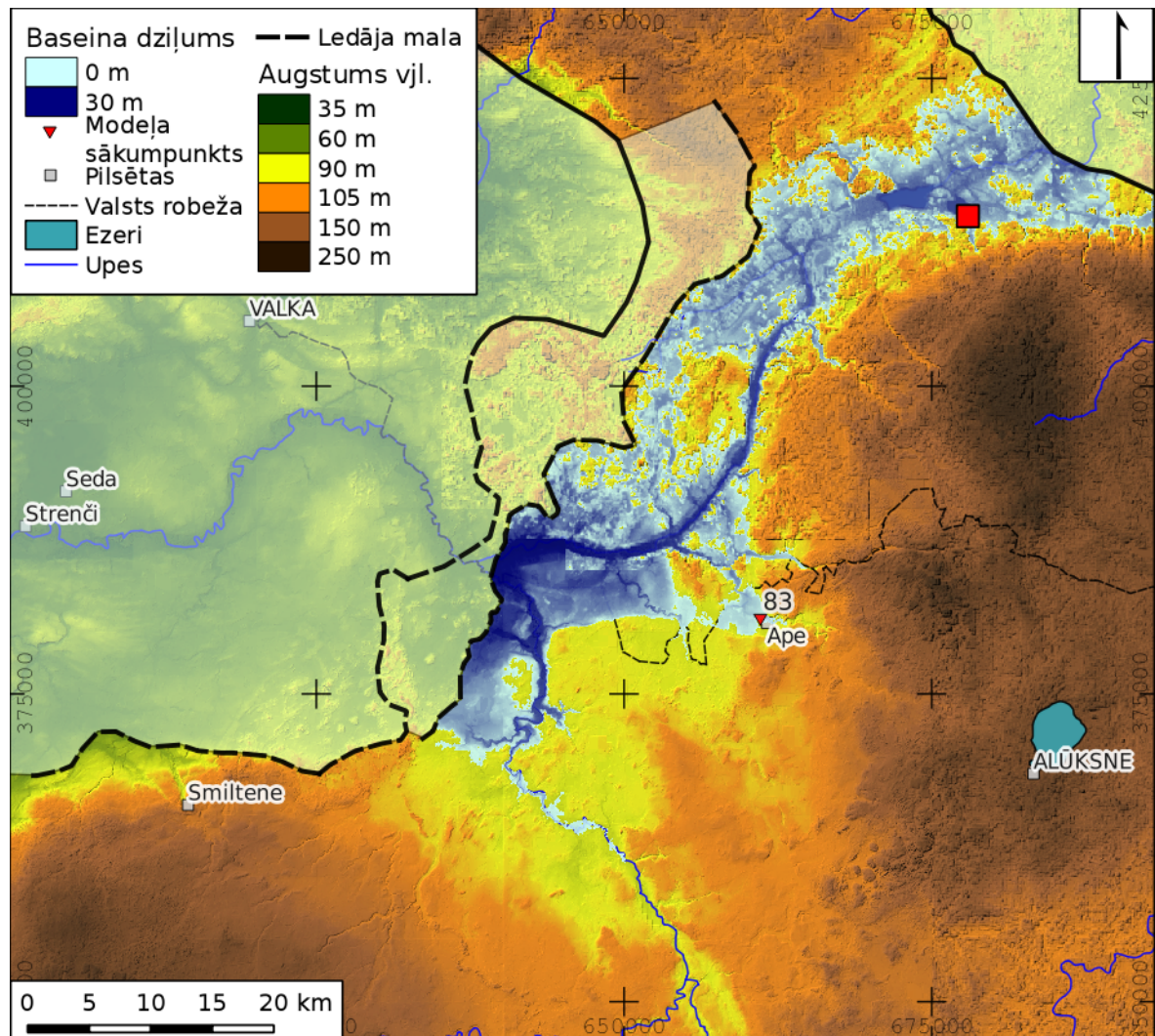
Vidusgaujas 90 m ledāja sprostezera modelēšanai tika izmantota ledāja malas konfigurācija, kas ļauj ūdenim brīvi aizpildīt Harglas zemieni (4.17. attēls). Neskatoties uz citādāko ledāja malas novietojumu un modelēto ezera līmeni, iegūtā ledus ezera modeļa platība ir līdzīga – 1200 km², savukārt tilpums ir mazāks – 17,3 km³. Vidusgaujas zemienes daļā ezers ir bijis sekls – 3 līdz 10 m un zemienes teritorijā esošie pacēlumi veidoja tajā salas. Nedaudz dziļāks tas ir bijis Harglas zemienes teritorijā, kur tā dziļums, iespējams, pārsniedza pat 20 m. Saskaņā ar Lesņenko (Lesnenko, 1975) piedāvāto klasifikāciju, šāds ezers ir uzskatāms par vidēji dziļu. Harglas zemienē esošā Tamulas ezera atrašanās vietā modelētais ezera dziļums (mērot līdz mūsdienu ezera virsmai) ir bijis apmēram 34 m, kas ir vairāk nekā pietiekami, lai tur varētu uzkrāties slokšņu māli (Hang, 2001). Salīdzinot šī ledus ezera izplatības modeli ar kvartāra nogulumu izplatības apgabaliem (Juškevičs, 1964; Juškevičs, Skrebels, 2002b), sakritība ir augstāka nekā 110 m modelim gan Latvijas pusē, gan Igaunijā esošajā Harglas zemienes daļā. Vienlaikus ir novērojams, ka Vaidavas un Perļegi upju apkārtnēs eksistē vairāki glaciolimnisko nogulumu izplatības apgabali, kas atrodas augstāk par modelēto ezeru, kas apstiprina agrīnāku nelielu ledāja sprostezeru eksistenci laikā, kad Harglas zemiene vēl nebija pilnībā atbrīvojusies no ledāja.



4.17. attēls. Vidusgaujas ledāja sprostezers ar līmeni 90 m vjl. Sarkanais kvadrāts apzīmē Tamulas ezera atrašanās vietu. Malas veidojumu joslas: melnā nepārtrauktā līnija Latvijā - (Zelčs et al., 2011); Igaunijā - (Kalm et al., 2011). Mūsdienų upes, ezeri, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Vidusgaujas 83 m ledāja sprostezers ir pēdējais no modelētajiem Vidusgaujas ledāja sprostezeriem. Vienlaikus šis ir pēdējais no modelētajiem sprostezeriem, kuriem ir izmantota ledāja mala, kas bloķē brīvu ūdens plūsmu cauri Aumeisteru paugurvalnim. Šī ledāja sprostezera platība ir bijusi 650 km², tilpums – 7,2 km³. Ņemot vērā salīdzinoši labo sakrītību starp glaciolimnisko nogulumu izplatību (Juškevičs, 1964) un modelētā ezera konfigurāciju, ir pamats uzskatīt, ka šis ezera modelis ir korekts Harglas zemienē, īpaši Otepes augstienes pakājes daļā. To apstiprina arī Perļjeģi upes ielejas galā esošā delta ar augstumu apm. 83 m, kas atbilst modelētā ezera līmenim tās atrašanās vietā. Atbilstoši šim modelim, paleoezera dziļums Tamulas ezera atrašanās vietā, mērot līdz mūsdienų Tamulas ezera ūdens līmenim, ir bijis aptuveni 23 m. Kā redzams 4.18. attēlā, šis ledāja sprostezers bija izplatīts Harglas zemienē un tikai mazliet Vidusgaujas zemienē Gaujienas apkārtnē. Modelētā ezera izplatības robeža pie Gaujienas labi sakrīt ar lauka darbos novērotu vāji

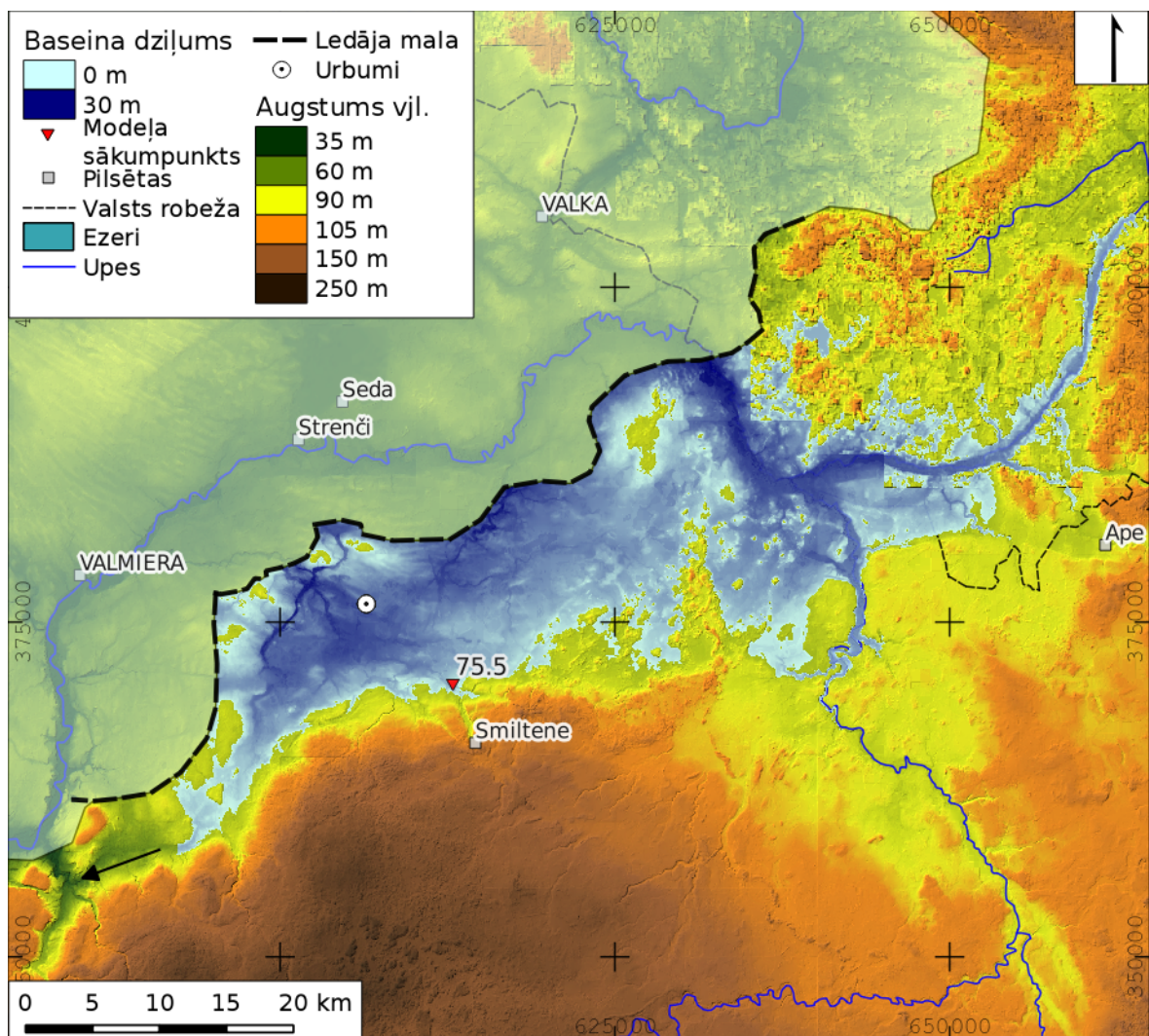
izteiktu abrāzijas kāpli senāku ledus ezera stadiju mālos. Ņemot vērā salīdzinoši mazo ezera platību pretstatā tā sateces baseina platībai, visticamāk no šī ledāja sprostezera bija notece uz Smiltenes baseina teritoriju, veidojot Gaujas ielejas posmu pretī Jaunaimuizai. Vienlaikus šim ledāja ezeram eksistēja arī savienojums ar Igaunijas dienvidaustrumu daļā esošo agrīno Peipusa ezera stadiju pa Mustjegi upes ieleju, uz ko norāda arī Rosentau ar līdzaugstumiem (Rosentau et al., 2004). Saskaņā ar šo autoru (ibid.) pētījumu, dotajam savienojumam starp Peipusa un Vidusgaujas ledāja ezeriem ir bijis šauruma raksturs – ūdens līmenis abos tā galos ir bijis vienāds.



4.18. attēls. Vidusgaujas 83 m vjl. ledāja sprostezera modelis. Sarkanais kvadrāts apzīmē Tamulas ezera atrašanās vietu. Malas veidojumu joslas: melnā līnija Igaunijas teritorijā - ledāja malas veidojumu zona pēc (Kalm et al., 2011); Latvijā - pēc (Zelčs et al., 2011) ar autora modifikācijām. Mūsdienu upes, ezeri, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

4.3.2. Smiltenes ledāja sprostezers

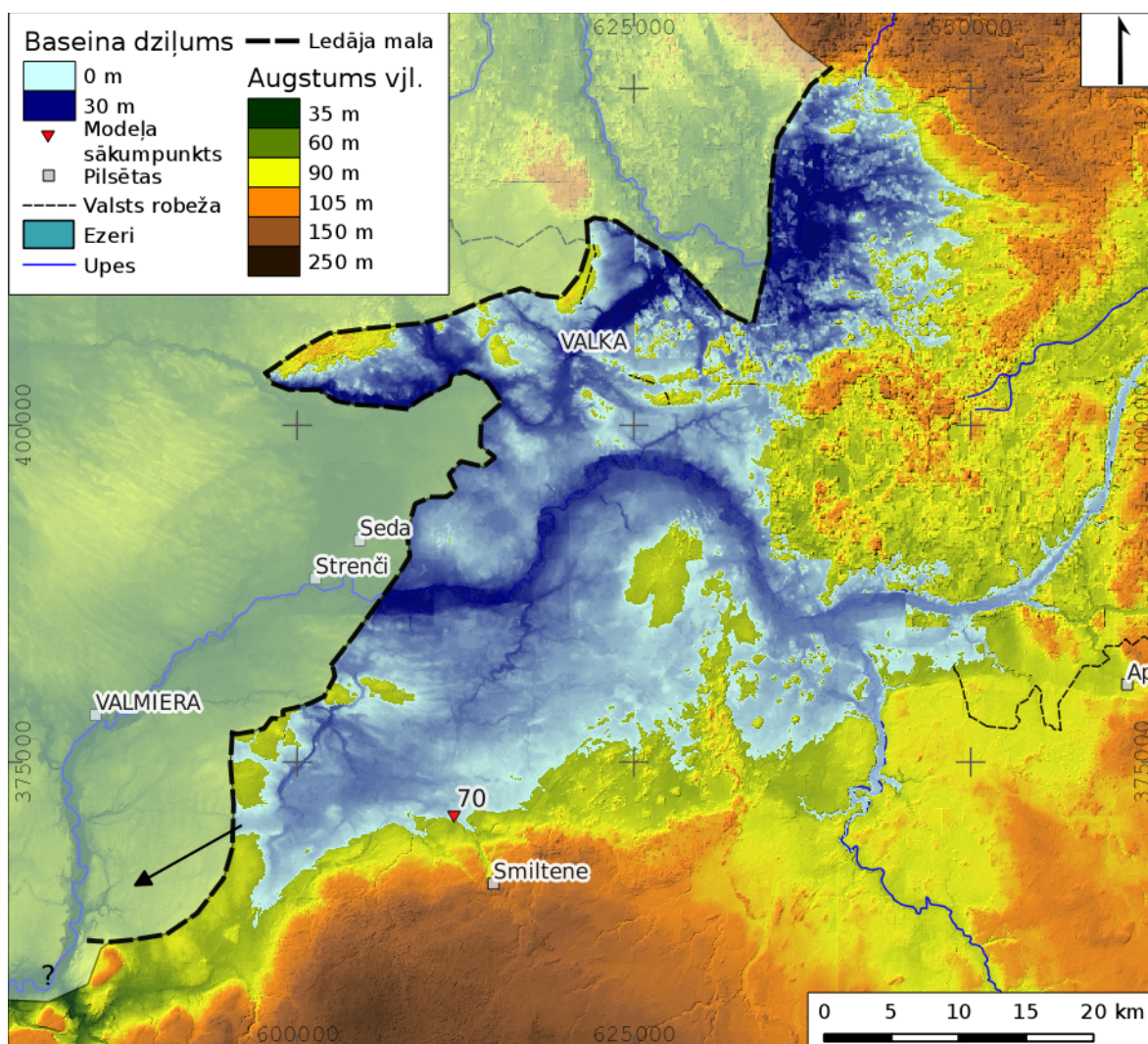
Smiltenes ledāja sprostezers ar līmeni 75 m vjl. ir pirmais no modelētajiem Smiltenes ledāja sprostezeriem (4.19. attēls). Tā platība ir bijusi 850 km², savukārt tilpums – 9,3 km³. Dotajā ledāja sprostezerā no Vidzemes augstienes puses ir ietecējušas vairākas upes, kuras ir izveidojušas deltas. Ievērojamākās no deltām ir Abula delta Brutuļos, kura ir detālāk aplūkota 4.2.2. nodaļā, un Raunas delta leļpus Raunas ciema. Notece no dotā ledāja sprostezera varēja notikt pa Raunas upes ieleju virzienā uz Gauju. Vienlaikus jāpiezīmē, ka deltas atrašanās potenciālās iztekas vietā, norāda uz 4.19. attēlā redzamās rekonstrukcijas korektumu – vismaz daļa no Raunas upes ielejas posmā leļpus Mūriem ir bijusi daļa no Smiltenes ledāja sprostezera. Pētījuma izstrādes laikā nav datu par dotā Smiltenes ledāja sprostezera sasaisti ar Kazu ielejas austrumu daļā eksistējušo Kārkliņu paleobaseinu (Krievāns et al., 2012).



4.19. attēls. Smiltenes 75 m ledāja sprostezers. Ar balto aplīti parādīta urbuma 17288 atrašanās vieta. Melnā bultiņa parāda iespējamo baseina drenāžas vietu un virzienu. Mūsdienu upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Urbumā 17288 (4.19. attēls), kas atrodas Smiltenes 75 m ezera relatīvi dziļākajā daļā (dziļums ~16 m līdz mūsdienu nogulumu virsmai), 10 m dziļumā ir atrodams 4 m biezs māla slānis, ko sedz 4 m biezs aleirīta slānis, ko savukārt pārklāj 4 m biezs vidējgraudainas smilts slānis, savukārt augšējos 2 m veido smalkgraudaina smilts. Ja pieņem, ka urbuma apakšējā daļā esošais māla slānis ir uzkrājies Smiltenes ledāja sprostezera ar līmeni 75 m vjl. laikā, tad ezera dziļums dotajā vietā ir bijis 26 m, kas, saskaņā ar literatūras datiem (Hang, 2001), ir pietiekami, lai varētu notikt pat slokšņu mālu uzkrāšanās. Mālu slānim sekojošā sekvenca atbilst lēni caurtekošam ezeram, kurā notiek pakāpeniska līmeņa pazemināšanās (Basalikas, 1970) – dziļūdens apstākļos uzkrājas māli, ezeram paliekot seklākam – aleirīti, ko savukārt nomaina vidējgraudaina smilts, kas tiek ieskalota no apkārtējā teritorijā esošajām glacigēnajām reljefa formām, kad tās sasniedz ūdens virsmu vai nonāk virs tās. Noslēdzošais smalkgraudainās smilts slānis atbilst nogulumiem, kādus var sagaidīt seklā paliku ezerā.

Smiltenes ledāja sprostezera ar līmeni 70 m vjl. platība ir 1400 km², tilpums – 17,3 km³ (4.20. attēls). Lauka ekspedīcijā 2,5 km uz rietumiem no Cīrgaļu mežniecības pie Vērsīšu mājām tika konstatēts terasveida līmenis 71 m vjl. augstumā, kuru veido smalkgraudaina smilts, kas uzguļ uz paugura nogāzi veidojošās morēnas nogulumiem. Smiltenes ledāja sprostezera ar līmeni 70 m vjl. modelis uzrāda, ka šis laukā konstatētais terasveida līmenis sakrīt ar modeļa krasta līnijas izplatību.



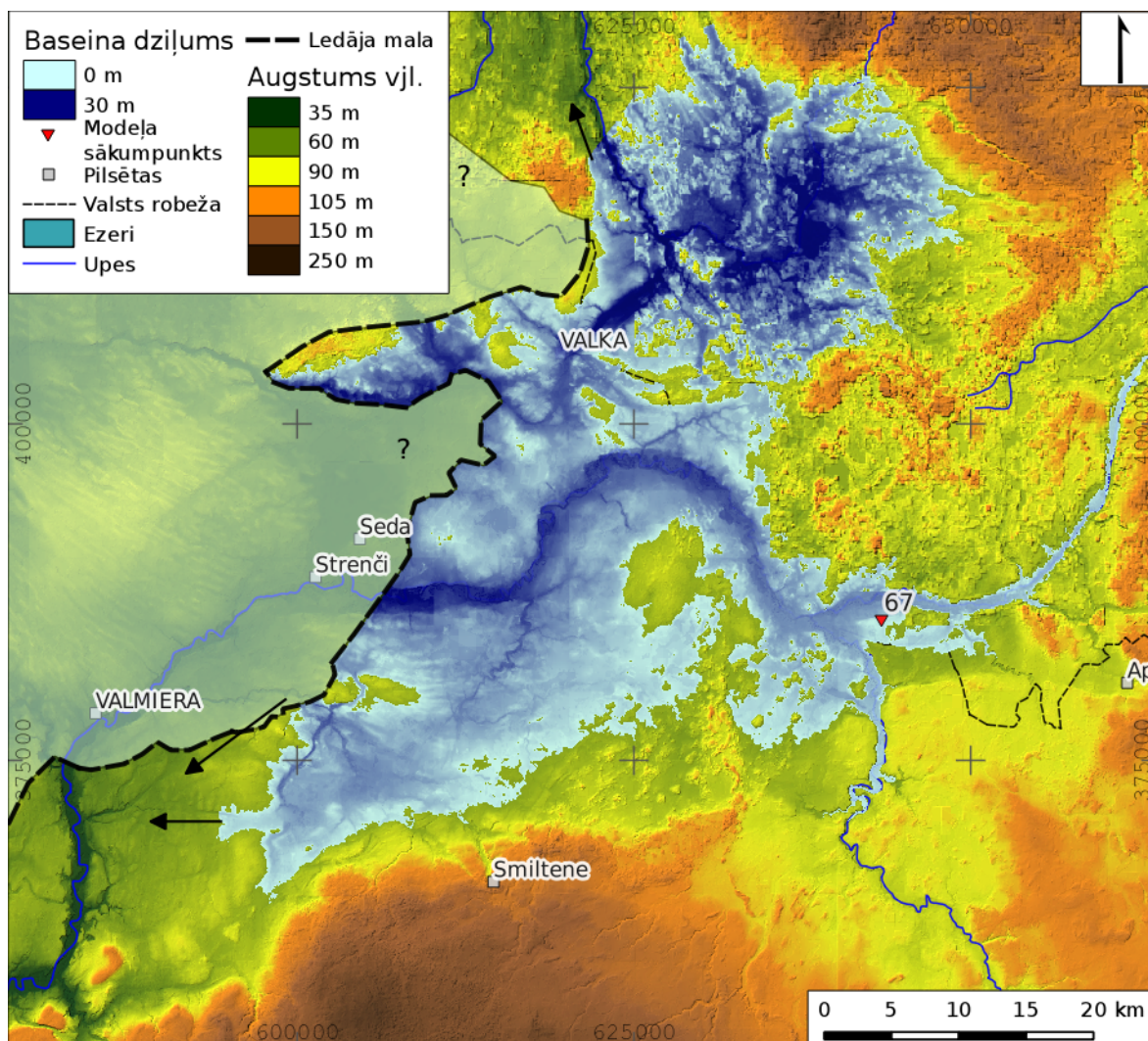
4.20. attēls. Smiltenes 70 m ledāja sprostezers. Melnā bultiņa parāda iespējamo baseina drenāžas vietu un virzienu. Mūsdienu upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Smiltenes ledāja sprostezers ar līmeni 70 vjl. Pentsila deltas vietā atrodas 77,9 m augstumā. Līdzīgā augstumā (apm. 3 m dziļumā no mūsdienu deltas virsas) Pentsila deltā ir konstatēts smalkgraudainas smilts slānis, kura augšējā daļā B tipa ripsnojums graduāli pāriet viļņoti slīpslāņotā smiltī (*draped lamination*). Kā norāda Ešlijs (Ashley, 1995), šāda tipa pāreja veidojas, kad iepļūstošo straumju ātrums krītas, līdz beigās nogulumu uzkrāšanās notiek no suspensijas nevis gultnes transporta, kā tas ir, piemēram, A tipa ripsnojuma gadījumā. Atbilstoši var pieņemt, ka šāds slānis var būt veidojies pie dotā ezera līmeņa un tādējādi var secināt, ka Pentsila deltas veidošanās ir beigusies Smiltenes 70 m ledāja sprostezera eksistences laikā, kas vienlaikus norāda uz izvēlētajā ledāja malas konfigurācijas korektumu dotajā vietā. Slāņu krituma leņķu un orientācijas mērījumi Pentsila deltā esošajās slīpslāņotajās sērijās arī apstiprina ūdens straumju tecēšanas virzienu no ziemeļiem, ziemeļrietumiem (Nartišs et al., 2006), kas sakrīt ar virzienu, kāds varētu veidoties ledājkūšanas ūdenim tekot no ledāja uz modelēto baseinu.

Kā redzams 4.20. attēlā attēlotajā Smiltenes 70 m modelī, pie dotā līmeņa visticamāk notece no Smiltenes ledāja sprostezeriem pa Raunas ieleju vairs nebija iespējama, jo, kā jau uz to ir norādījis arī Āboltiņš (1971), sliexsnis Lisas un Raunas upstarpē ir 70 – 72 m augstumā. Noteces pārtrūkšanai par iemeslu varētu būt Raunas delta, kuras virsa atrodas 72 līdz 84 m absolūtajā augstumā vietā, kur atrodas izteka no Smiltenes 75 m ledāja sprostezera, un kas tās veidošanās laikā gandrīz pilnībā ir nobloķējusi savienojumu starp Smiltenes ledāja sprostezeru un Raunas ieleju. Ūdens noplūšana no dotā ledāja sprostezera ir bijusi iespējama pa Vaiģupu – Keņģupes – Grūžupes sistēmu vai arī pa Miegupes augšteces pazeminājumiem. Lai arī notece pa doto upju ielejām ir iespējama, nevienā no tām līdz šim nav konstatēti viennozīmīgi pierādījumi tam, ka notece no šāda līmeņa baseina tik tiešām tur ir notikusi.

Smiltenes ledāja sprostezers, kura līmenis pie Mustjegi deltas 67 m vjl., pēc savas platības ir līdzīgs ar 70 m vjl. modeli (platība – 1450 km², tilpums – 16,4 km³), taču tas ir bijis izvietots hipsometriski zemākā līmenī (4.21. attēls). Dotā sprostezera līmenis Brutuļu deltas pakājē atrodas 67,4 m augstumā. Ņemot vērā, ka šāds absolūtais augstums atbilst Brutuļu deltas zemākās daļas augstumam, var pieņemt, ka Brutuļu deltas apakšējā daļa un Mustjegi delta ir veidojušās šī ezera eksistences laikā. Brutuļu deltas tuvumā lauka ekspedīcijas laikā tika konstatēta neliela kāple aptuveni 67 m vjl., kas visticamāk ir veidojusies pie dotā ezera līmeņa īslaicīgas stabilizācijas. Dotais baseina modelis labi sakrīt ar glaciolimnisko nogulumu izplatības areālu Valgas līdzenumā Igaunijā, kur pēc Moora un līdzautoru (Moora et al., 2002) pētījumiem ir atradies Lātres glaciālais ezers. Modelētais ūdens līmeņa augstums un izplatība atbilst nelielai lauka ekspedīcijā konstatētai noskalojuma kāplei pie Lobērgiem.

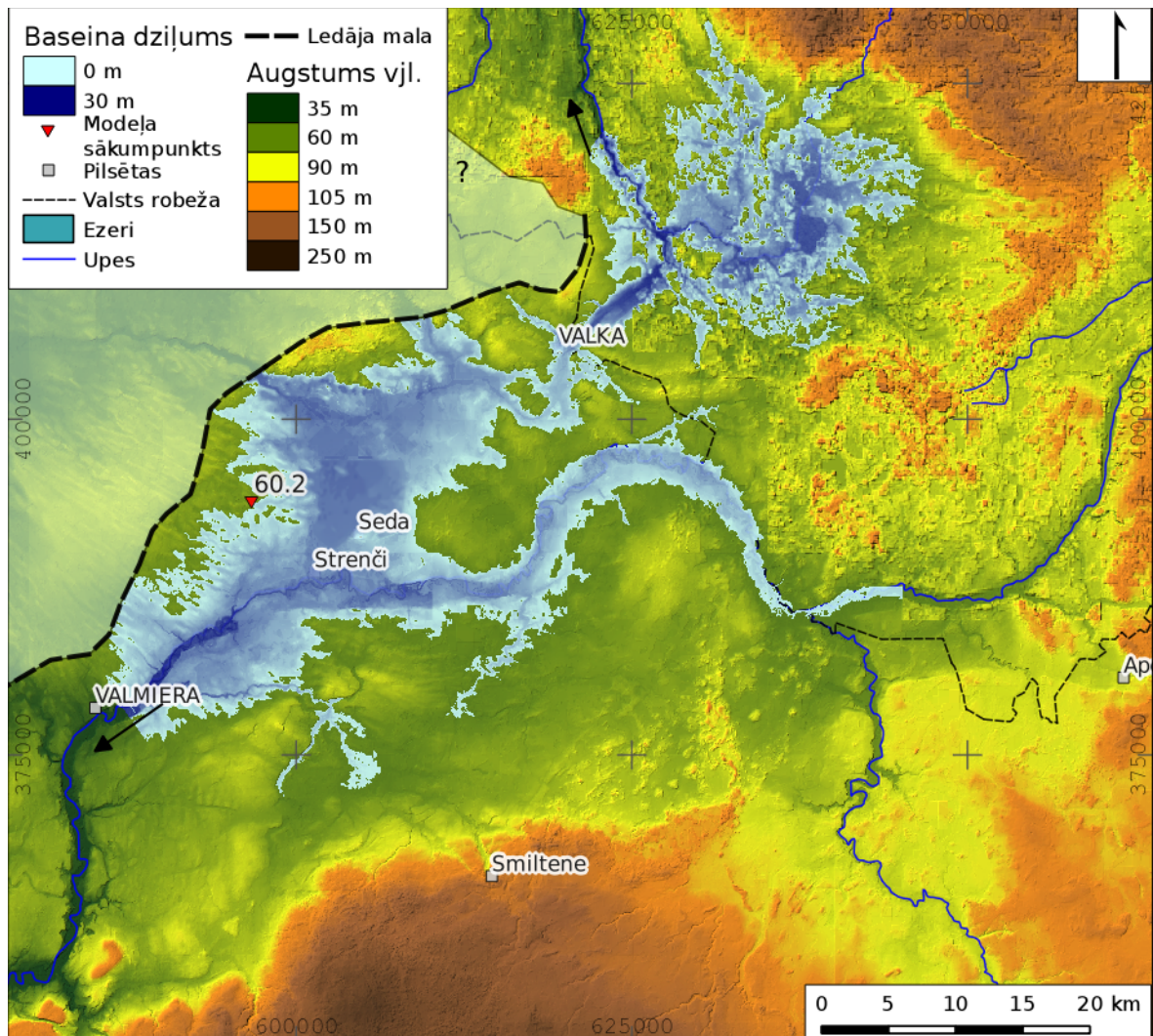
Ņemot vērā, ka modelēšanas ceļā iegūtais ūdens līmenis sakrīt ar cita – Smiltenes 70,5 m (66 m) – ledāja sprostezera modelēšanas punktā izvēlēto absolūto augstumu, Smiltenes 70,5 m vjl. ledāja sprostezers netika modelēts, jo tas ir identisks ar Smiltenes 67 m ledāja sprostezeru. Smiltenes 67 m sprostezera sākuma punktā izmantotais ūdens līmeņa indikators – Mustjegi delta ir ticamāks par Smiltenes 70,5 (66) m modelim ņemto līmeni, jo tā sākuma punktā ūdens līmenis ir noteikts tikai aptuveni. Bērzu apkārtnē, kas ir izmantota par atskaites līmeni Smiltenes 70,5 m vjl. ledāja sprostezeram, dotais modelis norāda uz 3,5 m dziļumu, kas gan ezera eksistences laikā varētu būt bijis mazāks, jo vēl nav bijuši noskaloti virsmu veidojošie morēnas nogulumi.



4.21. attēls. Smiltenes 67 m ledāja sprostezers. Melnās bultiņas parāda iespējamās baseina drenāžas vietas un virzienus. Mūsdienu upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

4.3.3. Strenču proglaciālais ezers

Strenču proglaciālais ezers ar līmeni 58 m vjl. (4.22. attēls) ir Smiltenes ledāja sprostezera stadiju turpinājums un tā platība, saskaņā ar modeļa datiem, ir bijusi 850 km², tilpums – 6,9 km³. Atšķirībā no iepriekš aplūkotajiem Smiltenes ledāja sprostezešiem, Strenču proglaciālais ezers Trikātas pacēluma teritorijā ir bijis izplatīts ļoti nelielā platībā atsevišķos reljefa pazeminājumos.

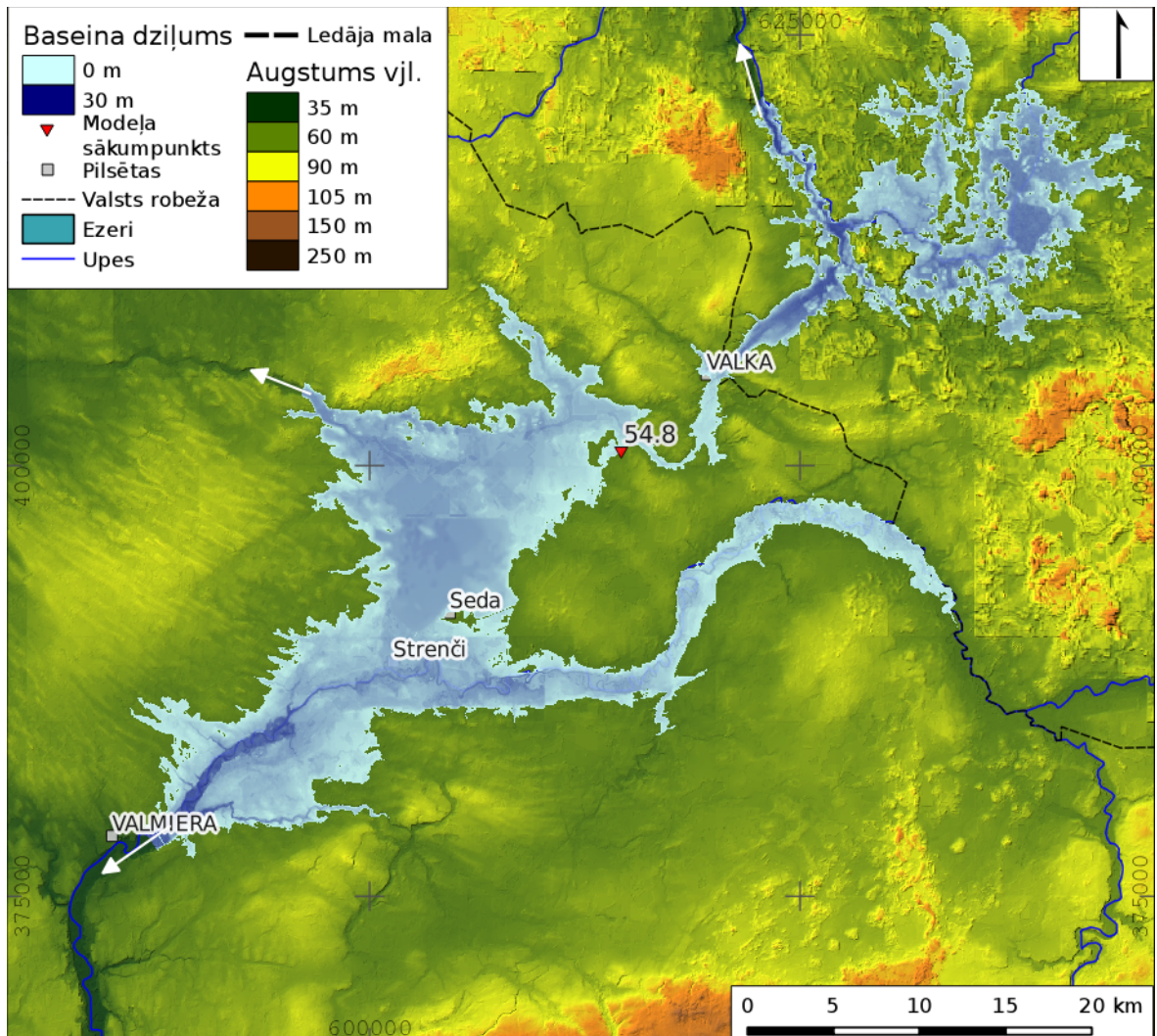


4.22. attēls. Strenču 58 m ledāja sprostezera modelis. Ar melnajām bultiņām parādītas iespējamās notekas vietas un virzieni. Mūsdienu upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Atšķirībā no Smiltenes ledāja sprostezera, Strenču proglaciālajam ezeram lielākā daļa krastu visticamāk nav bijuši tiešā kontaktā ar ledāju, taču tā eksistencei ir nepieciešams, lai Gaujas ieleja pie Valmieras būtu vismaz daļēji bloķēta. Saskaņā ar O. Āboltiņa (1971) datiem, Gaujai pie Valmieras nav nevienas terases ar absolūto augstumu 57 – 58 m, kādā tur atrodas modelētais paleoezers. Ņemot vērā modelēšanā izmantotā digitālā augstuma modeļa precizitāti un izšķirtspēju, ir grūti modelēšanas ceļā sniegt viennozīmīgu atbildi par to, vai dotā līmeņa paleoezers varēja drenēties gar Kauguriem pa Adzeles upi Miegupes virzienā. Paturot prātā šīs ielejas nelielos morfoloģiskos izmērus, visticamāk drenāža pa to ir bijusi īslaicīga. Precīzas dotā paleoezera notekas atrašanu apgrūtinā fakts, ka dotais paleoezers Valkā pa Sedas – Pedeles ielejveida pazeminājumu ir bijis savienots ar Igaunijas teritorijā esošo Paleovertsjerva ezeru, kā arī varēja drenēties pa Sedas upi Paleoburnieka virzienā. Darba autora rīcībā pašlaik nav datu par ūdens tecēšanas virzieniem Vertsjerva un Burnieka virzienā (t.i. vai ūdens ir tecējis uz vai no tiem).

Saskaņā ar A. Rosentau un līdzautoru (Rosentau et al., 2007b) datiem, pie dotā līmeņa ir eksistējis ielejveida savienojums starp Vertsjerva un Strenču paleoezeriem. Šīs ezera stadijas vecumu A. Rosentau (ibid.) norāda kā 14,0 līdz 13,8 ka, taču šāds vecums ir pretrunā ar Vasiļjeva un Sārses (Vassiljev, Saarse, 2013) jaunākajiem datiem par Baltijas ledus ezera attīstību, kuri norāda, ka pirms aptuveni 14,0 tūkstošiem gadu Igaunijas teritorijā jau eksistēja Baltijas ledus ezera A1 stadija, kurai ūdens līmenis Vertsjerva ezera baseinā jau bija zemāks par Valkā esošā sliekšņa vērtību, kas atdala Vertsjerva un Strenču paleoezerus.

Strenču proglaciālā ezera ar līmeni 53 m vjl. modeļa (4.23. attēls) ezera platība ir 550 km², tilpums – 3,4 km³. Par tā modelēšanas sākuma punktu ir izmantota lauka ekspedīcijā fiksēta abrāzijas kāple 3,7 km uz DDR no Lugažiem. Tā absolūtais augstums pie Zvejnieku mājām aptuveni sakrīt ar lauka ekspedīcijā konstatētu noskalojuma kāpli 53 m augstumā. Līdzīga kāple tika fiksēta arī 900 m uz dienvidaustrumiem no Jērcēnu pamatskolas 54,2 m vjl., 2 km uz austrumiem, dienvidaustrumiem no Ķeiziem 53,5 m vjl., 1,2 km uz ziemeļiem



4.23. attēls. Strenču 53 m ledāja sprostezera modelis. Ar baltajām bultiņām parādītas iespējamās noteces vietas un virzieni. Mūsdienas upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

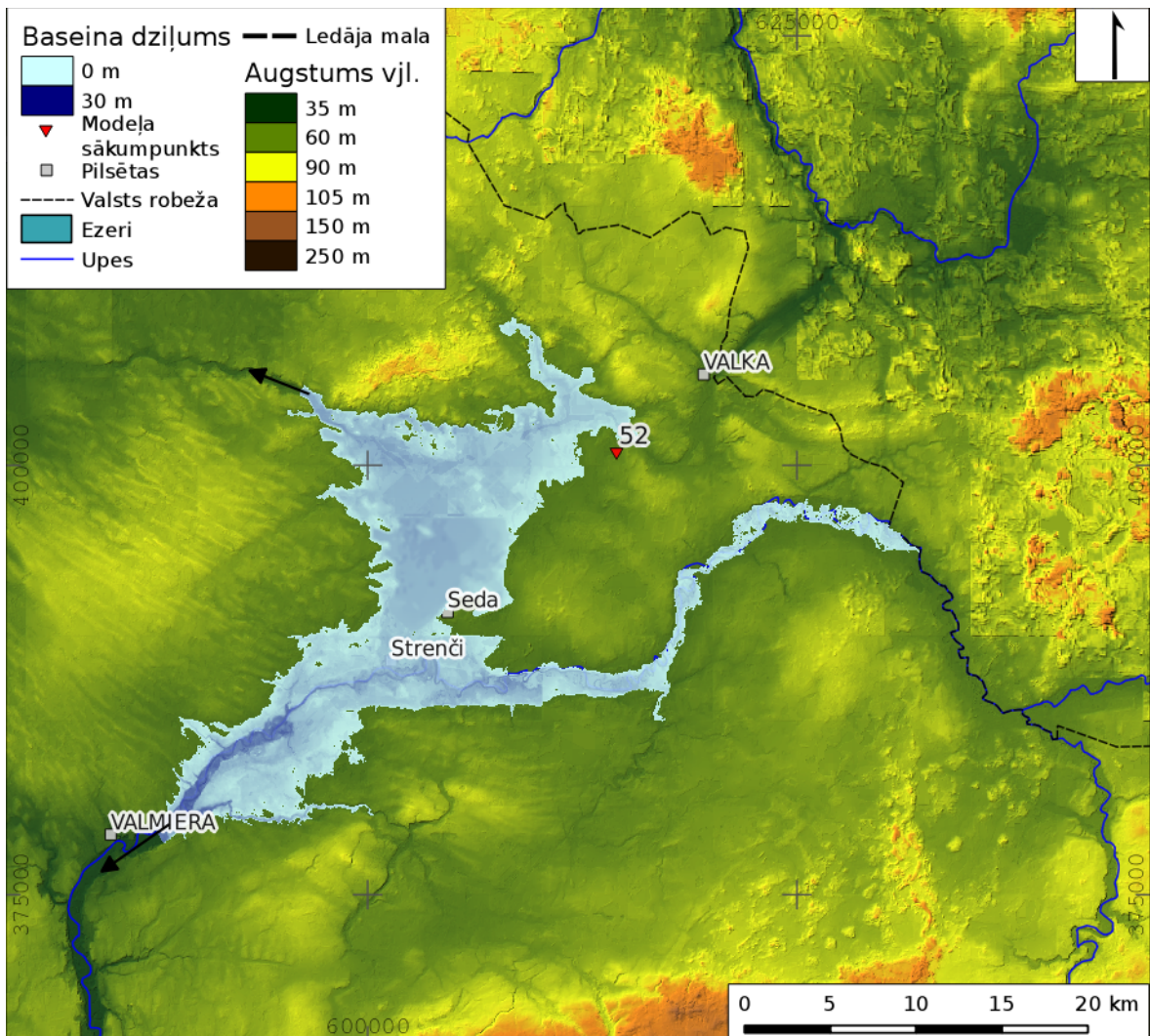
no Oliņām 53 m vjl. un 54,5 m vjl. 2 km uz ziemeļiem no Saules. Visticamāk, ka Andrupītes delta ir sākusi veidoties šī paleoezera laikā.

Kā redzams 4.23. attēlā, šai ezera stadijai vēl varēja eksistēt savienojums ar Vitsjerva baseinu, lai arī tā ūdens līmenis savienojuma vietā tikai minimāli pārsniedz sliedīgu augstumu. Dotā ezera līmenis pie Abula ietekas Gaujā par aptuveni 2 m pārsniedz O. Āboltiņa (1971) uzrādītās IV (augstākās) virspalu terases absolūto augstumu.

Strenču paliku ezera ar līmeni 50 m vjl. (4.24. attēls) platība ir bijusi vairs tikai 300 km² un tilpums – 1,4 km³. Šim modelim atbilst lauka ekspedīcijā konstatēta vāji izteikta noskalojuma kāple uz drumlīna sānu nogāzes 1,7 km uz ZA no Jērcēniem 52,5 m vjl., abrāzijas kāple 2,6 km uz dienvidiem no Strenčiem 50,5 m vjl., kā arī neliela kāple 3,7 km uz dienvidiem, dienvidrietumiem no Lugažiem 52 m vjl., kas tika izmantota par modelēšanas sākuma punktu. Dotais Strenču paliku ezera modeļa augstums atbilst Andrupītes deltas vidējam augstumam, kas norāda uz tās veidošanos šī paliku ezera eksistences laikā. Dotā paliku ezera krasta līnijas izsekošanu dabā gar paliku ezera austrumu krastu apgrūtina tās daļēja atrašanās zem Sedas purva kūdras nogulumu virsas līmeņa.

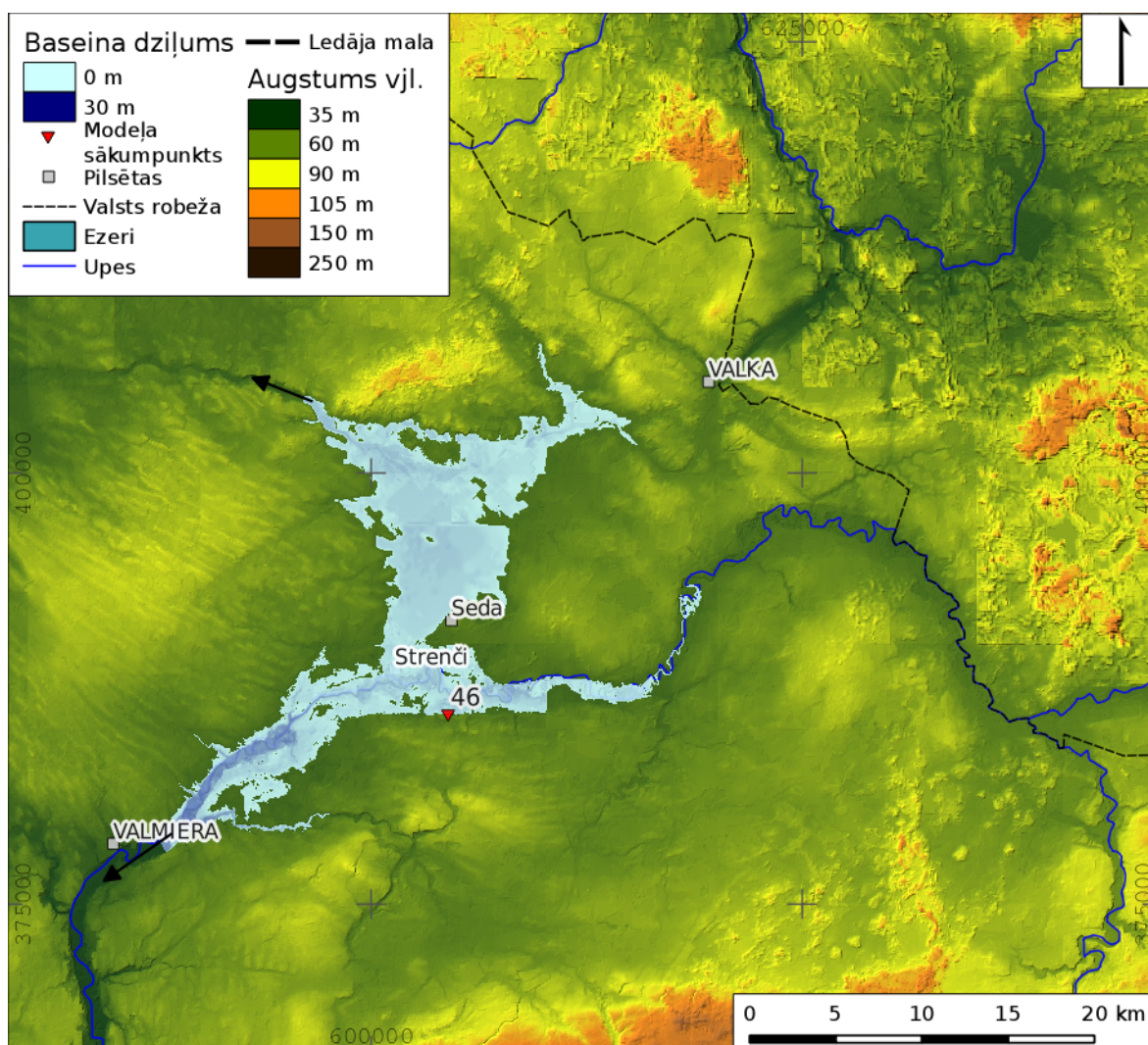
Dotā Strenču paliku ezera rekonstrukcija pie Abula ietekas Gaujā norāda uz nedaudz zemāku ūdens līmeni, nekā ir tur esošā IV Gaujas virspalu terase, kuras līmenis ir 50,5 līdz 51,5 m vjl. (Āboltiņš, 1971), savukārt modelis dotajā apvidū norāda uz tikai 49,6 līdz 50,0 m vjl. augstumu. Šāda atšķirība starp modeļa uzrādīto augstumu un dabā esošu terasi visticamāk norāda uz to, ka modelēšanai izvēlētais ūdens līmenis ir zemāks, nekā tas ir patiesībā bijis.

Šis ir pirmais no modelētajiem ezeriem, kuram vairs nav savienojuma ar Igaunijas teritorijā eksistējušajiem ezeriem. Saskaņā ar A. Rosentau (Rosentau et al., 2007b) rekonstrukcijām, Vertsjerva – Strenču paleobaseinu savienojums pārtrauca eksistēt laikā, kad izveidojās Baltijas ledus ezera A1 stadija, kuras vecumu Vasiļjevs un Sārse (Vassiljev, Saarse, 2013) norāda kā aptuveni 14,0 ka. Ņemot vērā, ka ledāja mala dotajā laikā jau atradās ārpus Latvijas teritorijas (Vassiljev, Saarse, 2013; Lasberg, Kalm, 2013), šis paleoezers ir uzskatāms par paliku ezeru, kura galvenais ūdensguves avots vairs nav ledājs.



4.24. attēls. Strenču 50 m paliku ezera modelis. Ar melnajām bultiņām parādītas iespējamās noteces vietas un virzieni. Mūsdienu upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Strenču paleoezera ar līmeni 46 m vjl. (4.25. attēls) ir pēdējais no modelētajiem ezeriem un tas vairs nav bijis tiešā veidā saistīts ar ledāju. Dotā paliku ezera ieguvei nav nepieciešama ledāja siena un tas var eksistēt no ledāja brīvā teritorijā. Šī paliku ezera platība ir bijusi vairs tikai nepilni 200 km² un tilpums – 0,6 km³. Te gan ir jāņem vērā, ka liela šī paliku ezera daļa ir atradusies tagadējā Sedas purva teritorijā, taču tikai purva dienvidu daļā ir veikta pilnīga kūdras noņemšana no modelēšanai izmantotā augstuma modeļa. Ņemot vērā modelētā ezera nelielo tilpumu, šī nenoņemtā kūdras daļa, iespējams, ir būtiska un tādēļ šo tilpuma vērtību var uzskatīt par minimālo. Šim paliku ezeram 3 km uz dienvidaustrumiem no Sedas pilsētas ir izsekojama neliela, bet ļoti izteikta noskalojuma kāple 46 m vjl., savukārt 1,5 km uz DA no Turnas lauka ekspedīcijā tika konstatēta vāji izteikta noskalojuma kāple 48 m vjl. Modelēšana uzrāda, ka dotā paliku ezera krasta līnijas Sedas purva teritorijā atrodas zem mūsdienu kūdras virsmas un tādējādi precīzas paliku ezera rekonstrukcijas izveide tur ir apgrūtināta.



4.25. attēls. Strenču 46 m paliku ezera modelis. Ar melnajām bultiņām parādītas iespējamās noteces vietas un virzieni. Mūsdienų upes, pilsētas, valsts robeža - (SIA Envirotech, 2011).

Strenču paliku ezers ar līmeni 46 m vjl. pie Abula ietekas Gaujā ir atradies aptuveni 45,5 m vjl., kas ir zemāk par literatūrā minēto Gaujas IV virspalu terases augstumu (50,5 – 51,5 m vjl.), kā arī augstāk par Gaujas III VPT augstumu (43 – 43,5 m vjl.) (Āboltiņš, 1971). Dotajai nesakrītībai pagaidām viennozīmīgs skaidrojums nav rasts.

4.4. Optiski stimulētās luminiscences rezultāti

Pētījuma teritorijā izplatītajos glaciolimniskajos nogulumos nav atrastas organiskas atliekas, kuras viennozīmīgi būtu saistāmas ar šo nogulumu uzkrāšanās laiku un tādējādi ļautu izmantot oglekļa izotopu datēšanas metodi nogulumu vecuma noteikšanai. Pētījumu teritorijā gan atsegumos (Mieļupīte; Gauja pie Dūres (Kuršs, Stinkule, 1969)), gan urbemos (Takčidi, 1999) ir konstatēti slokšņu māli, taču darba autoram nav zināmi līdz šim veikti detāli to pētījumi un mēģinājumi veidot lokālo varvju hronoloģiju. To izpēte

neietilpa šī pētījuma ietvarā. Tāpat aplūkoto līdzenumu teritorijā nav veikti laukakmeņu eksponēšanās datējumi ar kosmogēno izotopu metodēm. Ņemot vērā, ka lielu daļu no pētījumu teritorijas kvartāra nogulumu segas virskārtas veido smilts nogulumu, pētījuma teritorijā ir plaši pieejams materiāls absolūtā vecuma noteikšanai ar kvarca optiski stimulētās luminiscences datēšanas metodi. 4.1. tabulā ir apkopoti gan šī pētījuma ietvaros, gan literatūrā pieejamie optiski stimulētās luminiscences (OSL) datējumu rezultāti, kas atrodas pētījumu teritorijā un tiešā vai netiešā veidā var palīdzēt noteikt darbā aplūkoto ezeru eksistences laiku.

4.1. tabula. Darbā aplūkoto ledāja ezeru vecuma noteikšanai izmantotie OSL datējumi. Ar * apzīmēti vecumi, kuriem pieejami tikai sākotnējie rezultāti, kuri var mainīties dažu % robežās. a - Edyta Kalińska-Nartiša pers. kom.; b - (Raukas et al., 2010); c - (Zelčs et al., 2011); d - Ivars Celiņš pers. kom.; e - šis pētījums. Laboratorija: Riso - Ziemeļu luminiscences datēšanas laboratorija Riso, Dānijā; Helsinki - Somijas Dabas vēstures muzeja Datēšanas laboratorija Helsinkos, Somijā.

Nosaukums	Vecums ka	Datētais materiāls	Laboratorijas identifikators	Laboratorija
Berzi AK 01	9,67 ± 0,60 *a	eola smilts	HD 30 60	Riso
Zeltiņi 03	11,3 ± 0,8 d	eola smilts	NLL-12 91 25	Riso
Silezers 12	13,4 ± 0,9 d	eola smilts	NLL-12 91 34	Riso
Silezers 5,1	13,66 ± 0,91 *a	glaciolimniska smilts	NLL-12 30 93	Riso
Sedas purvs 03	13,7 ± 1,0 d	eola smilts	NLL-12 91 10	Riso
Ceriņziedi 01	5,5 – 14,5 e	eola smilts	Hel-TL04152	Helsinki
Garengrīda 03	14,4 ± 1,3 d	eola smilts	NLL-12 91 13	Riso
Garengrīda 04	15,7 ± 1,5 d	glaciolimniska smilts	NLL-12 91 14	Riso
Zeltiņi 04	15,9 ± 1,1 d	glaciofluviāla smilts	NLL-12 91 26	Riso
Silskalni 01	16,9 ± 3,1 c	glaciofluviāla delta	Hel-TL04145	Helsinki
Smilškalni 4,4	17,36 ± 1,47 *a	eola smilts	NLL-12 30 91	Riso
Brutuļi 01	21,2 ± 5,2 e	deltas virsslāņi	Hel-TL04151	Helsinki
Dores-01	27,5 ± 1,7 b	glaciofluviāla smilts	-	Helsinki
Dores-02	36,9 ± 2,8 b	glaciofluviāla smilts	-	Helsinki
Niedrupite 01	47,37 ± 5,48 *a	glaciolimniska smilts	HD 30 61	Riso
Pentsils-01	52,5 ± 2,2 b	glaciolimniska smilts	-	Helsinki
Pentsils-02	74,1 ± 3,2 b	glaciofluviālas deltas virsslāņi	-	Helsinki
Mustjegi 01	> 100 *a	glaciofluviālas deltas virsslāņi	-	Riso

Ar optiski stimulētās luminiscences metodi tiek noteikts laiks, kas ir pagājis kopš kvarca smilts graudi ir tikuši pēdējo reizi eksponēti saules gaismā, nevis konkrēto nogulumu uzkrāšanās vecums. Ja nogulumi pirms to pēdējās nogulsnešanas nav tikuši pietiekami eksponēti saules gaismā, tad iegūtais vecums nereprezentē nogulumu veidotās reljefa formas vecumu. Kā redzams 4.1. tabulā, ar OSL metodi iegūtie absolūtā vecuma datējumi uzrāda plašu vecuma diapazonu. Ņemot vērā šī brīža uzskatus par pēdējā apledojuma deglaciācijas gaitu Latvijas teritorijā, dotajā laikā akumulēto nogulumu datējumi, kas pētījuma teritorijā uzrāda vecumu, kas pārsniedz 16 ka, ir uzskatāmi par nederīgiem, jo dotajā laikā pētījuma teritorijai vēl bija jābūt ledāja segtai (Zelčs et al., 2011; Nartišs, Zelčs, 2013; Lasberg, Kalm, 2013). Tāpat datējumi, kas ir jaunāki par 13,3 ka, norāda uz nogulumu uzkrāšanos pēc ledāja atkāpšanās no pētījuma teritorijas, jo tajā laikā Baltijas teritorija jau bija no ledāja brīva (Lasberg, Kalm, 2013). 4.1. tabulā ir redzams, ka vairākas deltas, kuru veidošanās viennozīmīgi ir saistāma ar pēdējā apledojuma deglaciāciju, uzrāda tos veidojošo nogulumu vecumu, kas pārsniedz pat vēlā Vislas apledojuma maksimālās stadijas vecumu, kas Fenoskandijas ledāja dienvidaustrumu sektorā ir bijis pirms 19,6 līdz 24,4 ka (Lasberg, Kalm, 2013). Smilškalnu atsegumā datētie eolie nogulumi arī uzrāda vecumu (sk. 4.1. tabulu), kas būtiski pārsniedz vecumu, kāds būtu sagaidāms pēc ledāja atkāpšanās laika nogulsnētajiem eolajiem nogulumiem. Atšķirībā no citiem datējumiem, šāds vecums atbilst laikam, kad teritorija noteikti bija zem ledāja, ko var skaidrot ar divu dažāda vecuma smilšu sajaukumu vienā paraugā. Uz to norāda arī netālu datētā kāpa pie Ceriņziedu mājām, kurai konkrēts tās absolūtais vecums netika iegūts, taču tika iegūts vecuma diapazons – no 5,5 līdz 14, 5 ka, kas arī norāda uz to, ka iekšzemes kāpās var būt sastopamas pirms dažādiem laika intervāliem eksponētas smiltis.

Ar OSL metodi datētie smilts paraugi ir saistāmi ar visiem lielākajiem ledāja sprostezeriem pētījuma teritorijā, taču daudzie nesekmīgie rezultāti (t.i. kad iegūtais vecums atrodas ārpus pieņemtā vecuma intervāla vai arī neatbilst laboratorijas kvalitātes standartiem) ir radījuši situāciju, ka ar Vidusgaujas ledāja sprostezeru ir saistāmi pieci sekmīgi datējumi, Strenču glaciālo ezeru – 4, bet Smiltenes ledāja sprostezeru – neviens. Saskaņā ar paleoģeogrāfiskajām rekonstrukcijām, Brutuļu un Mustjēgi deltas ir veidojušās no ledāja brīvās teritorijas tekošam ūdenim ietekot ledāja sprostezerā. Abās deltās OSL paraugi tika ņemti no to virsslāņiem, kam kopā ar ne-glaciālo avotu vajadzēja nodrošināt pietiekami labus apstākļus smilts pietiekamai eksponēšanai saules gaismā (Alexanderson, Murray, 2012). Pentsila un Doru deltu gadījumā sedimentācija ir notikusi tuvu ledāja malai (Zelčs et al., 2009b; Raukas et al., 2010) un šādi videi ir zems smilts izgaismošanas potenciāls (Thrasher et al., 2009; Alexanderson, Murray, 2012), kas ir rezultējis nesekmīgos datējumus. Liekot kopā lielo nesekmīgo datējumu skaitu ar sekmīgo datējumu plašo kļūdas intervālu, var secināt, ka pagaidām pētījumu teritorijā eksistējošo glaciālo ezeru absolūtā vecuma hronoloģija joprojām nav zināma ar augstu detalitāti. Šo problēmu varētu risināt nākotnē, ja tiks uzlabota OSL datēšanas metodika, uzlabojot vāji apgaismotu paraugu datēšanas rezultivitāti.

5. Diskusija

Seno, īpaši ledājkūšanas ūdeņu veidoto baseinu rekonstruēšana ir sarežģīta, jo tās sekmīgai veikšanai ir jākombinē dažādas izpētes metodes, kas ne vienmēr dod sagaidāmo rezultātu. Šī iemesla dēļ šādu rekonstrukciju izstrādes laikā var nākties pilnveidot pētījuma veikšanas metodes vai pat atteikties no kādu iegūto rezultātu pielietošanas turpmākā pētījuma daļā. Ieguvumi no uzlabotā digitālā augstuma modeļa izveides un tā ieguves metodikas pilnveidošanas ir aplūkoti 4.1. nodaļā. Ņemot vērā, ka digitālo reljefa modeļu uzlabošanas metodikas izstrāde nav šī pētījuma mērķis, tā sīkāk šajā nodaļā nav aplūkota.

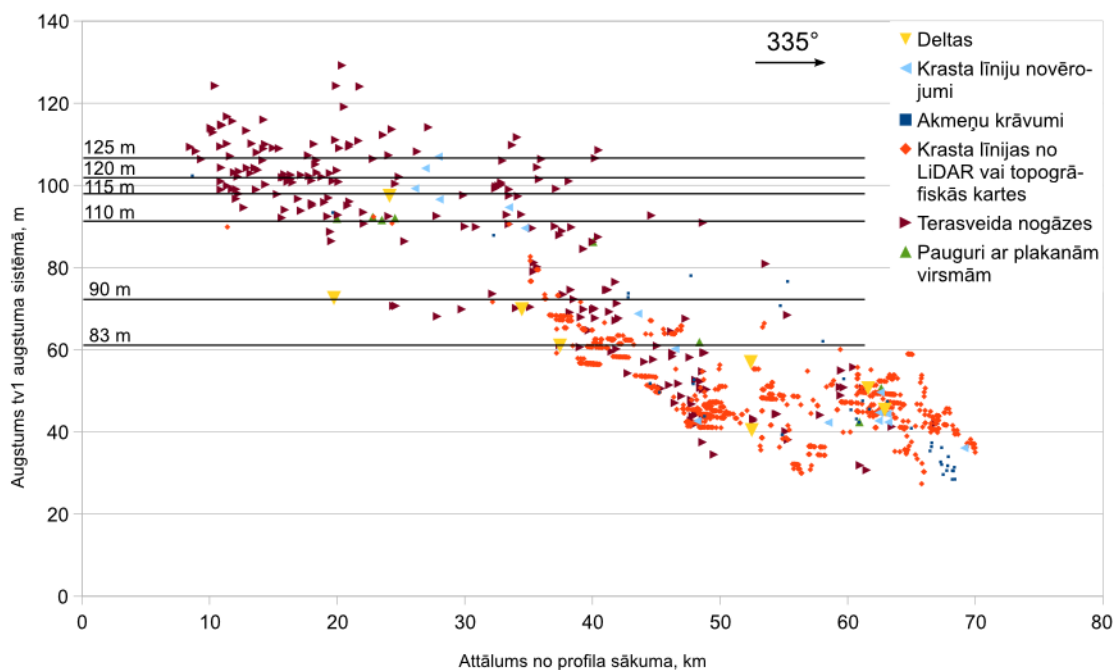
5.1. Ledājkūšanas ūdeņu baseinu līmeņu rekonstrukcija

Viena no vispārpieņemtām seno ūdenstilpju izpētes metodēm ir to indikatoru, pamatā to krastu reljefa formu attēlošana augstuma – attāluma diagrammās, kas ir orientētas zemes virsas šķietamās maksimālās pacelšanās virzienā. Tā ir sekmīgi tikusi pielietota Laurentīdu ledusvairoga ledāja sprostezeru (Calkin, 1970; LaRocque et al., 2003b; Breckenridge, 2013), Baltijas ledus ezera (Grīnbergs, 1957; Rosentau et al., 2004; Rosentau, 2006; Rosentau et al., 2007a; Rosentau et al., 2007b; Juškevičs et al., 2008; Nartišs et al., 2008; Nartišs et al., 2011; Rečs, Krievāns, 2013), Igaunijas teritorijā eksistējušo pēdējā apledošanas ledājkūšanas ūdeņu baseinu (Rosentau et al., 2004; Rosentau, 2006; Rosentau et al., 2007a; Rosentau et al., 2007b) pētniecībā. Mēģinājums pielietot šo metodi šī pētījuma ietvaros nedeva cerēto rezultātu. Kā redzams 5.1. un 5.2. attēlos, kur parādīts dažādu baseina indikatoru augstuma izvietojums, šiem indikatoriem ir salīdzinoši liela augstuma izkliede. Šāda plaša augstuma izkliede neļauj viennozīmīgi identificēt konkrētus baseinu līmeņus tikai pēc šādiem grafikiem, kā tika sagaidīts uzsākot pētījumu.

Baseinu līmeņu indikatoru augstuma izkļedes iemesli visticamāk ir vairāki. Lielākajai daļai šo punktveida objektu to augstumi ir noteikti nolasot vērtības no topogrāfiskās kartes mērogā 1:10.000 (TOPO 10K PSRS, 2009). Lielmēroga topogrāfiskās kartes joprojām ir pats detālākais plaši pieejamais reljefa informācijas avots plašā Latvijas teritorijas daļā, lai arī reljefa attēlojums šajās kartēs, īpaši mežainos apvidos, mēdz būt neprecīzs (Kursiša et al., 2007; Markots et al., 2010; Vēze, Markots, 2011). Kā norāda Markots ar līdzautoriem (Markots et al., 2010), atšķirības starp instrumentāli uzmērītu un no lielmēroga topogrāfiskās kartes iegūtu punkta augstumu var sasniegt pat 5 m. Lielākā daļa apkopoto krasta līniju novērojumu atrodas uz lēzenām vai vidēji lēzenām nogāzēm (pētījuma teritorijas nogāžu krituma leņķi ir parādīti 4.12. attēlā). Uz lēzenām nogāzēm baseina krasta līnija atrodas tuvāk vidējam ūdens līmenim (Atwood, 2006), taču joprojām tā var būt vairākus metrus virs vidējā ūdens līmeņa (Rose, 1990; Adams, Wesnousky, 1998; Otvos, 1999). Akmeņu krāvumi vai teritorijas ar paaugstinātu akmeņu koncentrāciju uz zemes virsmas arī var atrasties līdz pat 10 m virs vidējā ūdens līmeņa (Embleton, King, 1968). Šo faktoru kopums, kas sīkāk ir aplūkots 1.3.1. nodaļā, ļauj pieņemt, ka indikatori, kuru hipsometriskais novietojums atšķiras no modelētā baseina līmeņa līdz 5 m un laukakmeņu krāvumiem – līdz pat 10 m, var būt saistāmi ar konkrēto baseinu. Lai arī šādas vērtības reprezentē ekstrēmumus un lielākajai daļai apkopoto punktu ir sagaidāms, ka to

augstums ir tuvs to reprezentēto baseinu ūdens līmenim, tomēr to ir vērts paturēt prātā, aplūkojot 5.1. un 5.2. attēlus.

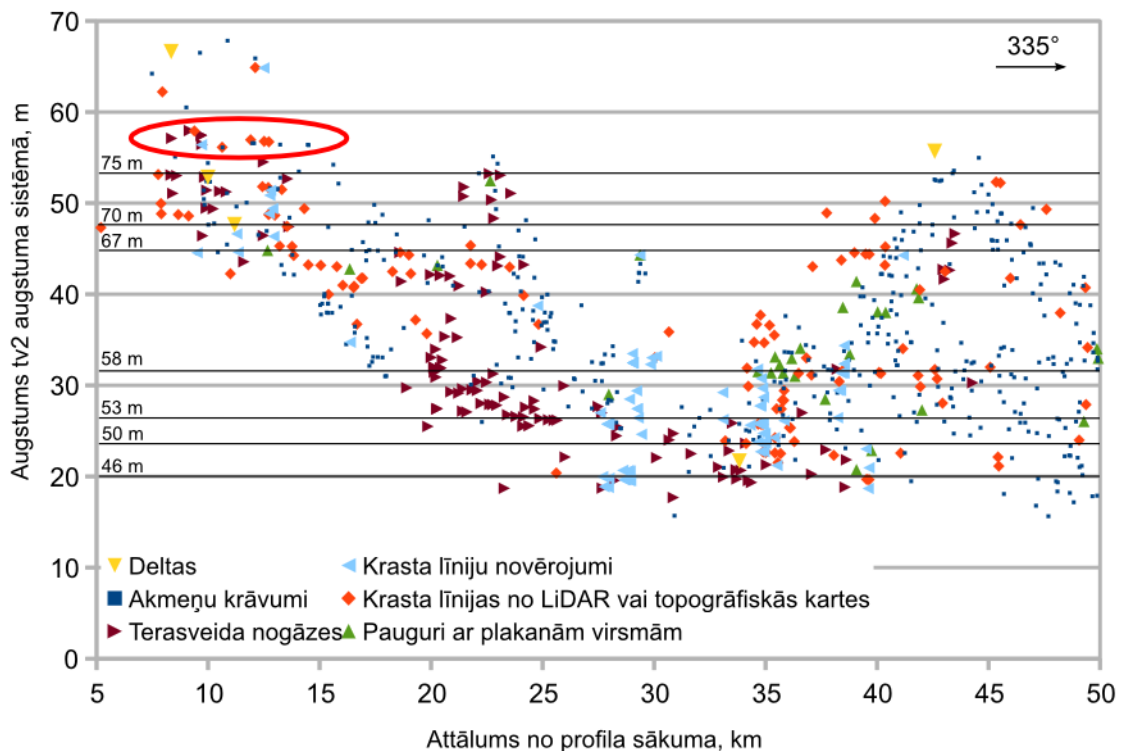
Daļa no indikatoru datu bāzē apkopotajiem objektiem pēc to ģenēzes var arī nebūt saistīti ar teritorijā eksistējušajiem pēdējā apledošanas ledājkušanas ūdeņu baseiniem. Fiksējot objektus lauka ekspedīciju laikā bija iespējams vieglāk novērtēt citas, nesaistītas ar glaciāliem ezeriem, ģenēzes objektu iekļaušanas datu bāzē riskus, taču liela daļa no datu bāzē apkopotajiem objektiem ir nolasīti no topogrāfiskajām kartēm vai reljefa modeļiem, kā rezultātā to kontroles iespējas ir bijušas daudz mazākas. Kā glaciālo ezeru krastu marķējošas terases var būt iekļautas noaru kāpļes, seni noslīdeņi vai noplūdeņi, kā arī kļūdas kartogrāfiskajā vai lāzerskenēšanas materiālā. Akmeņu krāvumi var būt gan cilvēka, gan sezonālā ledus veidoti un pārvietoti. Pauguru plakanās virsmas var nebūt saistītas ar ilgstošu atrašanos ezeru viļņošanās (erozijas) zonās, bet gan ar procesiem to veidošanās laikā. Par salīdzinoši ticamiem seno baseinu ūdens līmeņu indikatoriem var uzskatīt deltas, taču tām var būt neveiksmīgi izvēlēta vieta, kura ņemta par pamatu tās augstuma noteikšanai (deltu virsas augstuma noteikšanas problēmas ir aplūkotas 3.6. nodaļā). Kā vēl viens faktors, kurš varēja radīt dažādā augstumā esošus ūdens līmeņa indikatorus, var būt arī ūdens līmeņa svārstības pašos ledāja sprostezeros.



5.1. attēls. Vidusgaujas zemienes un tai pieguļošajā teritorijā esošo indikatoru datu bāzes objektu augstuma izvietojums uz maksimālās zemes virsas šķietamās pacelšanās gradienta līnijas. Objektu augstumi koriģēti ar zemes virsas šķietamās pacelšanās trenda virsmas TV 1 palīdzību. Melnās līnijas parāda modelēto Vidusgaujas ledāja sprostezeru ūdens līmeni, skaitlis pie tām – augstumu virs mūsdienu jūras līmeņa.

Neskatoties uz iepriekš minētajiem trūkumiem indikatoru datu bāzē, tās objektu izvietojums uz maksimālās pacelšanās gradienta var tikt pielietots ledājkušanas ūdeņu baseinu izpētē. 5.1. attēlā ir redzams, ka virzienā uz ziemeļiem, ziemeļrietumiem

indikatoru absolūtais augstums samazinās. Šāds sadalījums sakrīt ar 4.3.1. nodaļā sniegtajām Vidusgaujas ledāja sprostezera rekonstrukcijām, kuras uzrāda hipsometriski augsta līmeņa sprostezeru eksistenci zemiens dienvidu daļā, savukārt ziemeļu daļā – sprostezerus ar hipsometriski zemāku līmeni. Kā redzams 5.1. attēlā, starp Vidusgaujas 110 m un 90 m ledāja sprostezeru līmeņiem ir salīdzinoši maz indikatoru, kas norāda uz strauju līmeņa kritumu starp šīm abām Vidusgaujas ledāja sprostezera stadijām. Zemāk par 83 m Vidusgaujas ledāja sprostezeru esošie indikatori jau ir saistīti ar Smiltenes ledāja sprostezera agrīnajām stadijām un tādēļ 5.1. attēlā tiem atbilstošu baseina līmeņu nav.



5.2. attēls. Trikātas pacēluma, Sedas līdzenuma un tiem pieguļošajā teritorijā esošo indikatoru datu bāzes objektu augstuma izvietojums uz maksimālās zemes virsas šķietamās pacelšanās grādienta līnijas. Objektu augstumi koriģēti ar zemes virsas šķietamās pacelšanās trenda virsmas TV 2 palīdzību. Melnās līnijas parāda modelēto Smiltenes un Strenču ledāja sprostezeru ūdens līmeņus, skaitļi pie tām – augstumu virs mūsdienu jūras līmeņa. Ar sarkanu elipsi parādīta indikatoru grupa starp Raunas un Lisas upēm.

Līdzīgi kā Vidusgaujas zemiens gadījumā, arī Trikātas pacēluma un Sedas līdzenuma teritorijās ir sastopami potenciālie glaciālo ezeru indikatori, kuri atrodas augstāk par līdz šim apzināto ledāja sprostezeru līmeņiem. 5.2. attēlā ar sarkanu elipsi ir parādīta indikatoru grupa, kura norāda uz neliela baseina vai noteces sistēmas eksistenci apmēram 79 m augstumā no Lisas upes līdz pat Raunas kreisā krasta pietekai Ārupītei. Līdzīgi kā lielākajai daļai ar Vidusgaujas ledāja sprostezeru saistīto objektu, arī ar Smiltenes un Strenču baseiniem saistīto objektu hipsometriskā izkliede ir salīdzinoši liela. Indikatoru datu bāze satur salīdzinoši daudzus objektus, kuri hipsometriski atrodas starp Smiltenes 67

m ledāja sprostezera un Strenču 58 m proglaciālā ezera līmeņiem, taču hipsometriski tie ir izkliedēti un vienlaidus līmeni neveido. Arī lauka ekspedīcijās konstatētās krasta līnijas, kuras atrodas šajā augstuma intervālā, bija nepārliedzinošas un var būt nekorekti identificētas. Tas norāda uz pakāpenisku ūdens līmeņa krišanos, kas nav ļāvusi izveidoties labi izteiktiem ūdens līmeņa marķieriem.

Pētījumu teritorijā eksistējušo paleoezeru krasta līnijas, kas ir viens no būtiskākajiem ledājkušanas ūdeņu baseinu līmeņa indikatoriem, vairākumā gadījumu ir vāji izteiktas, kas ir novērots arī pēc platības un tilpuma daudz lielākiem ledāja sprostezeriem (Calkin, 1970; Lepper et al., 2011). Labāk izteiktas ir tikai Strenču paleoezera noslēdzošo stadiju krasta līnijas. Tas, iespējams, ir skaidrojams ar to, ka ledāja sprostezerus, īpaši ledāja tuvumā, ilgstoši klāj ledus, kas neļauj vēja izraisītai viļņošanai noskalot tā krastus. Kā liecina klimata modelēšanas dati, agrā Vislas apledošanas laikā Barenca-Karas ledāja malā esošs ledāja sprostezers ir bijis aizsalis līdz 11 mēnešiem gadā, savukārt uz dienvidiem esošs ledāja sprostezers Baltijas jūras teritorijā – līdz 9 mēnešiem (Krinner et al., 2004). Lietuvā, Kalvārijas tuvumā eksistējušā pēdējā apledošanas ledājkušanas ūdeņu ezerā, balstoties uz varvju vasaras daļas pētījumiem, vasaras sezonas ilgums ir novērtēts kā 4 mēneši (Basalikas, 1970). Citi autori vasaras sezonas ilgumu Baltijas ziemeļu daļā vērtē kā ne ilgāku par 2 līdz 3 mēnešiem gadā (Raukas, Rjahni, 1970). Doto ezeru ilgstoši klājošā ledus efektu vēl vairāk pastiprina fakts, ka aukstu ezeru eksistence ledāja pakājē samazina siltajā sezonā no ledāja nākošo katabātisko vēju stiprumu (Krinner et al., 2004), kas tad varētu erodēt no ledāja atbrīvotos ezera krastus. Lai arī pētījumu teritorijā eksistējušie ledāja sprostezeri pēc to platības un tilpuma ir bijuši būtiski mazāki salīdzinot ar Krinnera et al. (Krinner et al., 2004) aprakstītajiem, visticamāk tie tomēr ir ietekmējuši lokālo klimatu.

Ledāja kontakta ezeri samazina ledāja kušanas intensitāti siltajā sezonā (Krinner et al., 2004) un, ja tie ir salīdzinoši sekli (salīdzinot ar ledāja biezumu). Tāpēc ledāja mala tajos neuzpeld (Peyaud et al., 2007). Ledāja kontakta ezeru relatīvi nelielais dziļums, ilgstošā ledus sega un tos veidojošais saldūdens neveicina kalvingu un ar to saistīto aisbergu veidošanos (Peyaud et al., 2007). Savukārt citi autori norāda, ka ledus kontakta ezeros ir noticis intensīvs kalvingš un to eksistence ir veicinājusi ātru ledāja kušanu (Karabanov, Matveyev, 2011; Lasberg, Kalm, 2013). Tas gan attiecas tikai uz gadījumiem, kad ledājs ir tiešā kontaktā ar relatīvi dziļu un lielu ezeru (Hostetler et al., 2000). Vidusgaujas ledāja sprostezeru rekonstrukcijas liecina par plašu ezeru veidošanos virs aprimūša/apraktā ledus, kas tādējādi labāk sakrīt ar modelēšanas ceļā iegūtajiem pieņēmumiem, ka seklos ledāja kontakta ezeros kalvingš nav izteikts un ātra, frontāla ledāja atkāpšanās tiem nav raksturīga. Ja ledājkušanas ūdeņu baseins atrodas virs plašas apraktā ledus teritorijas, tas apgrūtina tā līmeņa rekonstruēšanu, jo gan tā veidotās reljefa formas, gan nogulumu tiek pārvietoti no to sākotnējās atrašanās vietas pēc pilnīgas apraktā ledus izkušanas.

Kā liecina pētījumi Salpauzelkes gala morēnās Somijā, ledājkušanas ūdeņu ieplūde baseinā no zemledāja kanāliem veido labi izteiktas deltas, kā arī ar tām asociētās osu sistēmas (Fyfe, 1990). Lielākajā pētīto baseinu daļā šādas deltas un osi, kuru izcelsme būtu saistāma ar tuneļveida zemledāja drenāžu, nav konstatēti, lai arī nav izslēgts, ka neliela izmēra deltas un osi ir aprakti zem jaunākiem nogulumiem, kā tas tika novērots atsevišķās

Salpaušelkes gala morēnas daļās (Fyfe, 1990). Viena no šādām vietām, kur no ledāja ieplūstošo ledājkušanas ūdeņu veidoto deltu maskē jaunāki nogulumi, varētu būt Mārkalnu pacēlums, kas atrodas Kokšu subglaciālo ezeru virtenes (Āboltiņš, 1971) galā. Izteiktas reljefa pacēlumu joslas, kas marķē ledāja malu ledāja kontakta ezerus, veidojas tikai, ja ledāja malas stāvoklis un ezera līmenis ilgāku laiku ir stabils (Booth, 1986). Pētījuma teritorijā nav konstatēts neviens šāds valnis, kura izcelsmi viennozīmīgi varētu interpretēt kā saistītu ar ledāja malu ezera apstākļos, kas norāda uz šādas ledāja malas nestabilitāti aplūkotajos baseinos. Tas atbilst deglaciācijas gaitai, kas pētījuma teritorijā neuzrāda būtisku ledāja malas stabilizāciju Burtnieka ledus loba klātajā teritorijā starp Linkuvas un Valdemārpils ledāja malas zonām (Zelčs et al., 2011). Šī iemesla dēļ indikatoru datu bāze, kuras saturs ir parādīts 5.1. un 5.2. attēlos, neuzrāda ticamus ūdens līmeņa vai ledāja sprostezeru izplatības indikatorus to ledāja kontakta pusē.

5.2. Ledājkušanas ūdeņu baseinu izplatība un sasaiste ar citiem paleohidroloģiskā tīkla elementiem

Ledāja kušanas ūdeņu baseini to eksistences laikā ir bijuši daļa no paleohidroloģiskā tīkla, kurš ledāja kušanas rezultātā ļoti strauji mainījās. Ledāja kušana atsedza aizvien jaunus reljefa pazeminājumus, kuri varēja kalpot par ledāja sprostezeru drenāžas vietām (Nartišs, Zelčs, 2011). Ledājkušanas ūdeņu baseinu izplatība un daļa no šo baseinu noteces vietām ir parādīta 4.3. nodaļā atbilstošo baseina rekonstrukciju attēlos.

Hidroloģiskā tīkla attīstība pētījuma teritorijā sākās Vidusgaujas zemienē, kur izveidojās pirmie ledāja sprostezeri, kā arī sāka veidoties ielejas tajos ietekošajām ūdenstecēm. Modelēšanas ceļā iegūto Vidusgaujas ledāja sprostezera stadiju konfigurācija neuzrāda iespēju, ka varētu veidoties virszemes notece cauri Gulbenes paugurvalnim, kā uz to savā grāmatā norāda D. Kvasovs (Kvasov, 1975). Pētījumi mūsdienu ledāja sprostezeros uzrāda, ka tie var eksistēt bez virszemes noteces, tai notiekot zem ledāja vai ar pazemes ūdeņu palīdzību (Bennett et al., 2000), taču dotajā teritorijā nav konstatēti viennozīmīgi pierādījumi, ka notece no Vidusgaujas agrīno stadiju ledāja sprostezeriem būtu notikusi subglaciāli vai arī cauri Gulbenes paugurvalnim pazemes ūdens plūsmas veidā. Subglaciālas plūsmas gadījumā, ūdens plūsma kausē ledu un tādējādi uztur kanālu ilgstoši atvērtu, kas izraisa katastrofālu līmeņa kritumu ledāja sprostezerā (Booth, 1986). Virszemes noteces trūkums no Vidusgaujas ledāja sprostezeriem ir problemātisks, jo šādā gadījumā visam no ledāja brīvās teritorijas pieplūstošajam virszemes noteces un atmosfēras nokrišņu daudzumam, kā arī paša ledāja ķermeņa kušanas ūdenim būtu bijis nepieciešams iztvaikot. Liela ūdens daudzuma infiltrācija dziļākos ūdensnesējslāņos leduslaikmeta beigu posmā nebija iespējama, jo, kā liecina dotā laika pazemes ūdeņu modelēšana, pat subglaciālos apstākļos tikai neliela daļa no ledājkušanas ūdeņiem infiltrējās tā gultnē (Saks et al., 2012). Ja ezerā ieplūstošā ūdens daudzums pārsniegtu tā iztvaikošanu, tad šādai ezera stadijai būtu transgresīvs raksturs. Uz to netiešā veidā norāda Gaujas Rankas spektra virspalu terašu akumulatīvais raksturs – IIIa virspalu terasi veido pat 8 m biezs alūvija slānis (Āboltiņš, 1971). Klimata modelēšanas ceļā ir noskaidrots, ka Agasi ledāja sprostezeram vidējā gada iztvaikošanas intensitāte bija 0,2 m (Hostetler et al., 2000; Carlson et al., 2009). Visticamāk darbā aplūkotajiem ledāja sprostezeriem iztvaikošanas

intensitāte būtiski nepārsniedza Agasi ezeram uzrādīto vērtību. Ņemot par pamatu Agasi ezeram aprēķināto iztvaikošanas intensitāti un Vidusgaujas 120 m ledāja sprostezera platību, gadā no šī ezera līmeņa ir iztvaikojuši aptuveni 0,06 km³ ūdens. Lai ezera līmenis būtu relatīvi stabils, kopējā ūdens pietece Vidusgaujas 120 m ledāja sprostezerā nedrīkstēja būtiski pārsniegt šo rādītāju. Te gan ir jāņem vērā, ka Vidusgaujas ledāja loba pakāpeniska kušanas rezultātā ezera platība pakāpeniski pieauga, tādējādi palielinot iztvaikošanu un mazinot līmeņa kāpuma efektu uz baseina platības pieauguma rēķina. Lovela et al. (Lowell et al., 2013) veiktā Agasi ledāja sprostezera modelēšana uzrādīja, ka nelielas izmaiņas iztvaikošanā, nokrišņu daudzumā vai ledāja kušanas intensitātē var izskaidrot būtisko līmeņa kritumu Mūrheadas fāzes laikā un tā izskaidrošanai nav nepieciešams meklēt noteces ieleju, kā tas ir darīts senākos pētījumos. Lai varētu izdarīt pamatotus secinājumus par to, vai Vidusgaujas ledāja sprostezeri varēja eksistēt bez noteces, līdzīgi kā tas tiek piedāvāts Agasi ledāja sprostezeram Mūrheadas fāzes laikā (ibid.), būtu nepieciešams veikt to klimatisko modelēšanu, kurā tiktu ņemta vērā nokrišņu, ledāja kušanas un iztvaikošanas ietekme.

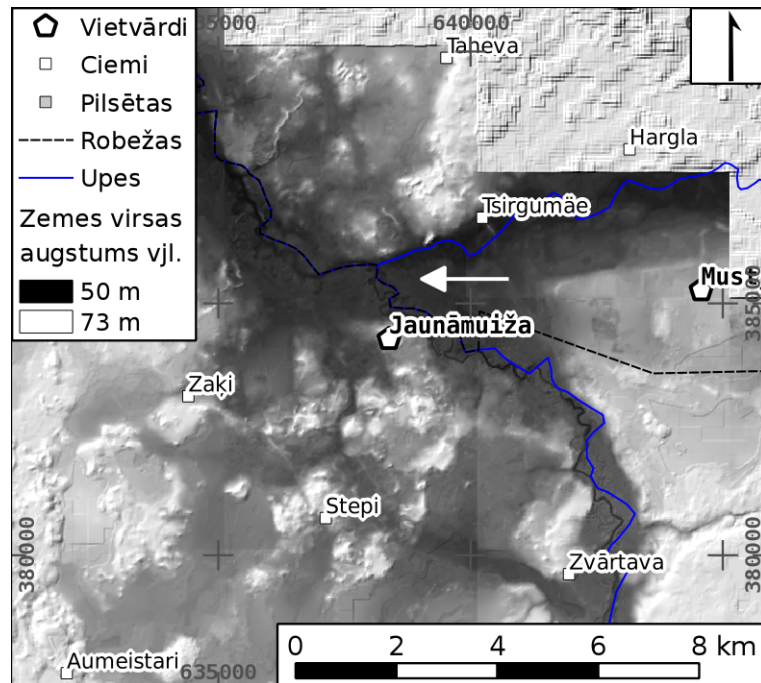
Salīdzinot Vidusgaujas 115 un 110 m augsto ezeru modeļu izplatību ar glaciolimnisko nogulumu izplatību (Juškevičs, Skrebels, 2002b), ir redzams, ka atsevišķas glaciolimnisko nogulumu teritorijas nesedz neviens no šiem ezeru modeļiem. Šādas teritorijas ir atrodamas Velēnas gala morēnas proksimālajā pusē, kā arī, saskaņā ar agrāku kvartāra nogulumu izplatības interpretāciju (Juškevičs, 1964), līdzīga josla atrodas arī starp 110 m vjl. ledus ezera modeli un Silaktu kēmu terasi veidojošajiem glaciofluviālajiem nogulumiem. Saskaņā ar šīm pašām kartēm, kādam no modeļiem vajadzētu ietvert reljefa pacēluma glaciolimnisko nogulumu daļu Trapenes apkārtnē. Ņemot vērā, ka vienlaikus 110 m vjl. ledus ezera modelis pārklāj teritorijas, kur zemes virskārtā atsedzas ar glaciolimniskiem nogulumiem nepārklāti morēnas nogulumi, var secināt, ka Vidusgaujas 115 m ezera eksistences laikā ledāja mala, kas izmantota modelēšanai, nav korekta. Visticamāk dotais ezers un, iespējams, arī kāda no iepriekšējām, hipsometriski augstākām stadijām, ir bijusi izplatīta plašāk, ietverot daļu no modelī uzrādītās ledāja teritorijas veidojot supraglaciālu ezeru. Tādējādi Vidusgaujas 115 m līmeņa ezers būtu uzskatāms par pieledāja – virsledāja ezeru. Par labu pārejai no augstākiem līmeņiem uz 110 m līmeni aprimuša ledus apstākļos, kur ezeri ir izveidojušies daļēji virs aprimuša ledus, liecina arī atsevišķos urbemos konstatētie māli, pat slokšņu māli, lai arī dotajās teritorijās 110 m modelis uzrāda seklūdens apstākļus (dziļums mazāks par 10 m). Vēl vairāk – netālu esošajās hipsometriski zemākajās vietās, kur, saskaņā ar no ledus brīvas teritorijas ezera modeli, vajadzētu būt ievērojami dziļākam, šie māli urbemos nav konstatēti. Sakarā ar to, ka dotajam ledāja sprostezeram nav informācijas par tā krastu konfigurāciju, nav iespējams pielietot Rovena et al. (Rowan et al., 1992) izstrādāto modeli mālu uzkrāšanās dziļuma aprēķināšanai. Kā liecina pētījumi Igaunijas ledāja sprostezeros (Hang, 2001), lai uzkrātos slokšņu māli, ezera dziļumam ir jāpārsniedz 15 līdz 20 m. Šāds mālu izplatības neviendabīgums liecina par to, ka Vidusgaujas paleoezeros gultne nebija līdzena un tā nesakrita ar mūsdienās novēroto, ko var skaidrot ar plašu aprimuša vai pat aprakta ledus klātbūtni, kas izraisa mūsdienu reljefa un nogulumu uzkrāšanās laika reljefa nesakritību. Kā norāda Eberhards (2006), aprimuša ledāja ledus aprakšana zem ledājkušanas ūdeņu nogulumiem ir tipiska Peribaltijas reģionam.

Kā norāda O. Āboltiņš (1971), Gaujas IIa virspalu terases, kas izsekojama īsā posmā lejpus Rēveļiem, tās lejasgalā zem alūvija atrodas ezera nogulumi – tādi paši aleirīti, kādi ir izsekojami dotajā teritorijā arī ārpus Gaujas upes ielejas. Ņemot vērā, ka aptuveni tajā pašā vietā izbeidzās Gaujas IIIa un pusotru kilometru zemāk pa Gaujas tecējumu arī Ia virspalu terase (ibid.), var secināt, ka līmeņa pazemināšanās Vidusgaujas baseinā no 124 – 126 m uz 120 – 122 m un 116 – 117 m notika lēcienveidīgi, kam sekoja ilgstošāka līmeņa stabilizācija, kas ļāva izveidoties nākamajam virspalu terases posmam. Ņemot vērā, ka rekonstrukcijas neuzrāda noteci no agrīnajām Vidusgaujas ledāja sprostezera stadijām, siltās sezonas sākums visticamāk raksturojās ar līmeņa kāpumu ezerā, kas pēc Basalikas (1970) domām veicināja bieza alūvija uzkrāšanos tajā ietekošajās upēs. Terašu fragmenti, kas atrodami starp šiem labi izsekojamajiem terašu līmeņiem (Āboltiņš, 1971), savukārt norāda, ka ūdens līmenis dotajā ledāja sprostezerā, kas dotajā laikā kalpoja par lokālo erozijas bāzi, bija mainīgs. Šādu interpretāciju apstiprina ūdens līmeņa novērojumi mūsdienās eksistējošos ledāja sprostezeros (Bennett et al., 2000).

Aumeisteru paugurvaļņa teritorijā ir plaši izplatīti morēnas pauguri, kuru starppauguru ieplakās atrodas glaciolimniski nogulumu (Juškevičs, Skrebels, 2002b). Šo glaciolimnisko nogulumu virsa atrodas aptuveni 69 m vjl., kas liecina par to, ka paleoezeru ar augstāku līmeni pastāvēšanas laikā starppauguru ieplakas bija aizpildītas ar ledu, kas liedza šiem paleoezeriem pārveidot augstāk esošo reljefu un nogulumus. Par labu ilgstošai aprimuša ledāja eksistencei Aumeisteru paugurvaļņa teritorijā un tās tiešā tuvumā liecina arī tas, ka tur esošās reljefa formas ir ledājkušanas ūdeņu ezeru procesu neskartas. Vienlaikus jāatzīmē, ka dotajā teritorijā ir arī sastopami ieapaļi lielpauguri, kuri pēc to absolūtā augstuma neatšķiras no tuvumā esošajiem morēnas pauguriem, taču tos veido glaciolimniski nogulumu (Juškevičs, Skrebels, 2002b). Aumeisteru paugurvaļņa ziemeļu galā, 2 km uz ziemeļrietumiem no Cirgaļu mežniecības, pie Būdu mājām aptuveni 76 m vjl. augstumā zondējumos tika konstatēti māli, kurus apkārtņē daļēji sedz jaunāki eolie nogulumu (kāpas). Zondējumos, kas tika veikti dotā paugura apkārtņē hipsometriski zemākās vietās, māli netika konstatēti un zemes virsējo slāni veidoja eola, pazeminājumos – glaciolimniska smilts. Šis un citi tam līdzīgi pauguri visticamāk ir veidojušies ledāja caurkusumos, kas arī liecina par pakāpenisku aprimuša ledus kušanu.

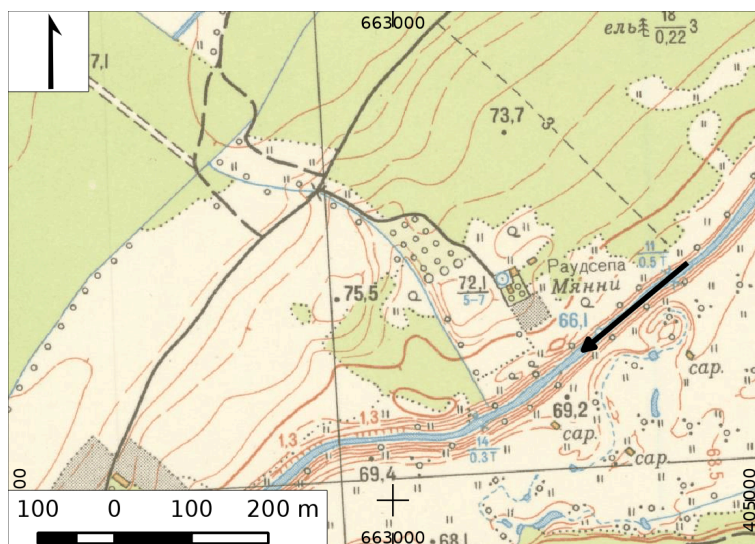
Gaujas ielejai pie Jaunāsmuižas (ziemeļos no Stepiem) ir caurrāvuma raksturs – upes ieleja atdala Aumeisteru un Lānemetsas paugurvaļņus (5.3. attēls). Gaujas upes ielejas dziļums dotajā vietā sasniedz 20 m, mūsdienu upes gultne atrodas 52 m augstumā, savukārt krastos esošo pauguru augstums ir apmēram 70 m, un jau mazāk kā 1 km attālumā no ielejas pārsniedz 80 m. Ielejas platums šaurākajā vietā ir 1,5 km. Ņemot vērā, ka citās vietās Aumeisteru un Lānemetsas paugurvaļņos nav konstatēta neviena ieleja, kas pēc tās izmēriem un konfigurācijas norādītu uz to, ka par to ir plūdis liels ūdens apjoms, mūsdienu Gaujas ieleja ir visticamākā vieta, kur ir notikusi sākotnējā Vidusgaujas ledāja sprostezera noplūšana uz Smiltenes ledāja sprostezeru. Precīzu datu par šī ielejas posma veidošanās sākumu nav, taču visticamāk pirms dotajā ielejas posmā sākās ūdeņu plūsma tagadējās Gaujas tecēšanas virzienā, dotajā Gaujas posmā eksistēja subglaciāls tunelis, kas novadīja ledājkušanas ūdeņus no Burtnieka ledus loba uz Vidusgaujas loba teritorijā esošajiem ledāja sprostezeriem. Par labu šādai hipotēzei liecina urbums Gaujas un Mustjegi upstarpē,

kurā no 22 metru zem mūsdienu palienes līmeņa līdz pat zemes virskārtai ir izsekojama grants – dažādgraudainas smilts sekvenca. Pie Jaunāsmuižas ielejas nogāzē ir saglabājies terases fragments ar augstumu 65 m vjl., kas norāda uz to, ka aptuveni pie šāda līmeņa dotā ieleja jau eksistēja un no Vidusgaujas zemiens tekošie ūdeņi varēja brīvi ieplūst Smiltenes ledāja sprostēzērā.



5.3. attēls. Vieta (attēlota ar baltu bultu), kur Gaujas upes ieleja šķērso Aumeisteru paugurvalni. Ciemi, pilsētas, valstu robežas un upes - (SIA Envirotech, 2011).

Mustjēgi upes ielejā, kurai ir U veida šķēršprofils, uz nogāzēm ir sastopami terašu fragmenti 80, 75, 73, 69-70 m vjl. augstumā, kā arī vietās, kur ieleja dziļāka, zemākos augstumos (67 – 65 m vjl.). Vietām ielejas apakšējā līdzējā daļā gar sāniem ir izsekojamas nelielas abrāzijas kāples, piem. 66,5 m augstumā. Perljēgi upes ietekas rajonā, kā arī virzoties pa ieleju Latvijas virzienā lielākā daļa ielejā ieplūstošo ūdensteču to krastiem sasniedzot aptuveni 75 m augstumu novirzās Latvijas virzienā (5.4. attēls). Šāda ūdensteču ieleju orientācija norāda uz to, ka to veidošanās laikā Mustjēgi upes ielejā ir bijusi ūdens plūsma Latvijas virzienā. Atšķirībā no Rosentau (Rosentau et al., 2004) iegūtajiem ledāja sprostēzēru modeļiem, šī pētījuma ietvaros iegūtais Smiltenes ledāja sprostēzēra modelis ar līmeni 75 m vjl, neuzrāda savienojuma eksistenci starp Smiltenes un Peipusa ledāja sprostēzēriem, kas gan varētu būt saistīts ar šajā pētījumā lietotā reljefa modeļa nepietiekamo detalitāti Igaunijas teritorijā. Ņemot vērā Mustjēgi ielejā ieplūstošo ūdensteču novirzīšanos Latvijas virzienā, nevar piekrist Rosentau (ibid.) apgalvojumam, ka Smiltenes un Peipusa ledāja sprostēzēru savienojumam ar līmeni 75 m līdz 73-70 m vjl. joprojām ir bijis tikai šauruma raksturs.



5.4. attēls. Nelielas ūdensteces novirzīšanās Mustjegi tecēšanas virzienā (melnā bulta), kas ir sākusies jau 75 m augstumā esošā iznesu konusa vai deltas veidošanās laikā. Kartogrāfiskā pamatne - (TOPO 10K PSRS, 2009).

Ņemot vērā ūdens pieplūdi no Peipusa ledāja sprostezera, Smiltenes baseiniem vajadzētu būt bijušiem ar noteci, lai uzturētu par Peipusa baseinu zemāku līmeni. O. Āboltiņš (1971) norāda, ka sedliene starp Lisas un Raunas upēm atrodas 70 līdz 72 m vjl. augstumā, kas ir augstāk par dotajā apvidū zināmajiem ledājkūšanas ūdeņu ezeru līmeņiem. Dotajam apgalvojumam nevar piekrist, jo norādītajā teritorijā ir sastopami daudzi potenciālo krasta līniju indikatori (akmeņu krāvumi, terasētas nogāzes, noskalojuma kāpļes), kuru augstumi sasniedz pat 80 m vjl. Šī indikatoru grupa ir 5.2. attēlā izcelta ar aplīti. Tāpat veicot Smiltenes ledāja sprostezera ar līmeni 75 m vjl. modelēšanu (4.19. attēls), iegūtais modelis uzrādīja, ka dotajam ledus ezeram nebija nekādi šķēršļi tā drenāžai Gaujas virzienā pa Raunas upes ieleju, tādējādi pieļaujot Peipusa ledāja sprostezera drenāžu caur Smiltenes ledāja sprostezeru.

Smiltenes 75 m ledāja sprostezera ūdens līmenis ir bijis pietiekami augsts, lai tas varētu noplūst uz Gauju pa vairākām ielejām Trikātas pacēlumā, taču vienlaikus neeksistē pazīmes, ka pie dotā līmeņa ūdens no ledāja sprostezera būtu tur tecējis. Paturot prātā, ka Smiltenes ledāja sprostezera – Gaujas savienojums par Raunas upi vairs nebija iespējams no Smiltenes 70 m ledāja sprostezera, var secināt, ka drenāžu no Smiltenes ledāja sprostezera kontrolēja Burtnieka ledus loba recesija, kur ledāja kušana atbrīvoja arvien jaunus notecei piemērotus pazeminājumus (Nartišs, Zelčs, 2011), kas vienlaikus ļāva kristies baseina līmenim.

Iespējams, ka gar Vidzemes augstienes pakāji ir eksistējusi notece mūsdienu Raunas ielejas virzienā pie augstumiem, kas pārsniedz 80 m vjl., uz ko norāda Brutuļu deltas augšējā daļa (80 – 84 m), kā arī līdzīgā hipsometriskā novietojumā esošie glaciofluviālie nogulumi no Kaiberlejas caur Jeberim līdz pat Rozēm. Ņemot vērā, ka šie nogulumi un citi ūdens darbības indikatori dotajā augstumā ir sastopami tikai gar augstienes nogāzi, var pieņemt, ka tie ir uzkrājušies starp ledāju un no ledus brīvu teritoriju un tādējādi ir

uzskatāmi par laterālo ledājkušanas ūdeņu noteces ielejas vai kēmu terašu veidojumiem. Lai precizētu šīs glaciofluviālo nogulumu zonas izcelsmi, ir nepieciešams veikt papildus pētījumus, jo jaunākajos kēmu terasēm veltītajos pētījumos, dotajā teritorijā tās netiek uzrādītas (skatīt (Dauškans, 2013)).

Mora ar līdzautoriem (Moor et al., 2002) norāda, ka ūdens no Igaunijas teritorijā Valgas līdzenumā eksistējušā Lātres ledāja sprostezera nav noplūdis pāri Valkā esošajai ūdensšķirtnei uz Strenču baseinu. Modelēšanas ceļā iegūtās ledājkušanas ūdeņu baseina rekonstrukcijas savukārt uzrāda, ka savienojums starp abiem baseiniem varēja eksistēt ilgstoši no Smiltenes 70 m līdz Strenču 53 m baseinam ieskaitot. Šāda savienojuma eksistence pieļauj brīvu ūdens plūsmu no viena baseina uz otru, uz ko norāda arī Rosentau (2006). Smiltenes ledāja sprostezera eksistences laikā, kad ledāja mala atradās Valgas līdzenumā un vēlāk – Vertsjerva zemienē, ūdens ir plūdis no Igaunijas teritorijas uz Latviju, jo Smiltenes ledāja sprostezera modeļi neuzrāda noteces iespējas Igaunijas teritorijā. Savukārt Strenču paliku baseina laikā ūdens tecēšanas virziens Valkas teritorijā esošajā ielejveida pazeminājumā nav zināms.

Saskaņā ar O. Ābolta (1971) datiem, Gaujas IV virspalu terase ir izsekojama no Abula ietekas Gaujā, kur tā atrodas 50,5 – 51,5 m augstumā. Terases esamība liecina par to, ka Strenču paleozera līmenim nokrītoties līdz aptuveni 51 m atzīmei, drenāža notika pa mūsdienu Gaujas ieleju. Savukārt pētījumi Gaujas III VPT leņķus Valmieras uzrāda, ka to veidojošie nogulumi visticamāk ir uzkrājušies glaciolimniska baseina apstākļos, kurš ir robežojies ar aprimušā ledus blāķiem (Krievāns et al., 2013). Šāda nogulumu interpretācija Gaujas ielejā norāda uz to, ka, iespējams, Strenču glaciālie ezeri ir bijuši izplatīti arī tālāk teritorijā, ko mūsdienās aizņem Gaujas ieleja. To brīvu drenāžu ir apgrūtinājuši aprakta vai aprimuša ledus blāķi, kas ir atradušies upju leņķos. Atbilstoši Gaujas III VPT, kuras veidošanos var saistīt ar Strenču 46 m paliku ezera drenāžu pa Gaujas upi, tādā gadījumā ir jāuzskata par erozijas tipa terasi, kuras nogulumi ir uzkrājušies agrāk. Gaujas III VPT pamatni veidojošie nogulumi varētu būt uzkrājušies agrīno Strenču glaciālā ezera stadiju laikā.

Sedas upes posmā no Sedas līdzenuma līdz Burtnieka ezeram nav sastopamas labi izsekojamas terases. Sedas upes ielejas galā atrodas delta, kuras augstums ir 43,5-42,5 m vjl. un kura tiek saistīta ar Burtnieka ezera 44 m vjl. stadiju (Eberhards, 2006). Strenču baseina modelēšana uzrāda, ka Sedas un Gaujas upju sateces baseinu nošķiršanās ir notikusi tikai pēc Strenču 46 m paliku ezera noplūšanas, taču nav zināms, kuras stadijas laikā ir sākusies notece pa Sedas upi. Notece pa Sedas upi uz Burtnieku ir bijusi iespējama Strenču 53, 50 un 46 m stadiju laikā, taču agrīnāku stadiju laikā to visticamāk ir bloķējis ledājs vai ielejā esošs aprimis ledus. Eberhards (2006) savukārt uzskata, ka Sedas upes ieleja bija daļēji aizpildīta ar ledājkušanas ūdeņu baseina nogulumiem un notece pa Sedas upi virzienā uz Burtnieka paleozera ir sākusies tikai vēlajā driasā. Ja šī interpretācija ir korekta, tad notece no Strenču proglaciālā ezera un paliku ezera pa Sedas upi nav notikusi, jo šajā pētījumā aplūkotā Strenču baseins ir pārstājis eksistēt jau Allerēdā.

5.3. Ledāju kušanas ūdeņu baseinu eksistences laiks un ilgums

Pirmais solis ledāju kušanas ūdeņu baseina eksistences laika noteikšanā ir tā reljefa formu vai nogulumu identificēšana. Ņemot vērā, ka pētījuma teritorijā virs glaciolimniskajiem nogulumiem, kuros dominē smilts frakcija, ir plaši sastopami eolie nogulumi (Juškevičs, 1964), to nodalīšana var būt apgrūtināta to līdzīgo tekstūru dēļ (Otvos, 2000; Munyikwa et al., 2012).

Vairākos atsegumos pētījuma teritorijā tika veikta tur esošo nogulumu granulometriskā sastāva analīze un smilts kvarca graudu virsmas īpašību analīze, lai izdarītu secinājumus par nogulumu uzkrāšanās vides īpašībām. Divos no etalonvietu – Niedrupītes un Mieļupītes – atsegumiem, kas detālāk ir aplūkoti 4.2.1. nodaļā, šīs analīzes metodes kalpoja par būtisku nogulumu ģenēzes noteikšanas instrumentu. Vienlaikus dotās metodes tika pielietotas vairākos citos pētījuma teritorijā esošos atsegumos, kur tika atsegta kāpas pamatne, kas tādējādi ļāva salīdzināt kāpas pamatni veidojošo glaciolimnisko nogulumu īpašības ar tos pārsedzošo eolo nogulumu īpašībām, jo abās vidēs var uzkrāties nogulumi ar līdzīgām tekstūrām. Garengrīdas atsegumā, tāpat kā Mieļupītes atsegumā, nogulumus veidojošo graudu sadalījumam pēc izmēra piemīt bimodāls raksturs (Nartišs et al., 2012). Atšķirībā no Mieļupītes atseguma, Garengrīdas atsegumā nogulumi ir vidēji labi šķiroti (σ_1 no 0,5 līdz 0,7). Garengrīdas atsegumā tika konstatēts, ka glaciolimnisko nogulumu granulometriskajam sastāvam piemīt pozitīvs asimetrijas koeficients, savukārt eolo – asimetrija nav novērojama. Vienlaikus Silezera atsegumā būtiska atšķirība starp kāpas un tās pamatni veidojošo nogulumu granulometrisko sastāvu netika konstatēta – lielākā daļa no atsegumā ievāktajiem paraugiem sastāvēja no labi šķirotas smalkas smilts ar unimodālu, simetrisku sadalījumu pa nogulumus veidojošajām graudu frakcijām (Kalińska et al., 2013).

Aplūkojot Garengrīdas un Silezera atsegumu smilts kvarca graudu noapaļotību un matējuma pakāpi, būtiskas atšķirības starp kāpas pamatni un tos pārsedzošajiem nogulumiem nav novērojamas. Atšķirības tika novērotas tikai paraugos, kas tika ņemti no eolo un glaciolimnisko nogulumu kontakta. Doties būtiskas atšķirības ir konstatējamas, ja salīdzina atsevišķu atsegumu nogulumu strukturālās īpašības savā starpā. Garengrīdas atsegumā ir novērojama daļēji noapaļotu matētu (EM/RM) graudu dominance, kuru īpatsvars glaciolimniskajos nogulumos sasniedz pat 60%. Šāda tipa graudi parasti tiek asociēti ar eolo vidi (Lindé, Mycielska-Dowgiało, 1980; Woronko, 2001). Savukārt Silezera atsegumā gan kāpu, gan tās pamatni veidojošajos nogulumos dominē nenoapaļoti matēti (NU/M) graudi (līdz 70 %), kas tiek saistīti ar īslaicīgu graudu transportu eolā vidē (Bull, Morgan, 2007). Vienlaikus Garengrīdas, Silezera, Mieļupītes un Niedrupītes atsegumos tika konstatēta noapaļotu spīdīgu (EL) graudu klātbūtne un praktiski visos atsegumos – līdz 10 % noapaļotu spīdīgu (EM/EL) graudu. Šāda tipa graudi dominē fluviālos un pludmales nogulumos (Mycielska-Dowgiało, Woronko, 1998; Mycielska-Dowgiało, Woronko, 2004; Woronko, 2012), taču pat īslaicīga eola transporta gadījumā tiem vajadzētu būt transformētiem par noapaļotiem matētiem (RM) un daļēji noapaļotiem matētiem (EM/RM) graudiem (Lindé, Mycielska-Dowgiało, 1980; Mycielska-Dowgiało, Woronko, 1998; Bull, Morgan, 2007). Līdzīgas likumsakarības, ka eolie nogulumi saglabā

to cilmes – glaciolimnisko vai glaciofluviālo – nogulumu īpašības, ir novērotas arī citās Latvijas un Igaunijas (Kalińska et al., 2012; Kalińska, Nartišs, 2013a; Kalińska, Nartišs, 2013b), kā arī Zviedrijas (Mycielska-Dowgiało, 1993) teritorijā esošās iekšzemes kāpās. Šādas atšķirības starp vienas ģenēzes nogulumiem un līdzība starp dažādas ģenēzes nogulumiem apgrūtina smilts kvarca graudu noapaļotības un matējuma pakāpes novērtēšanas metodes pielietošanu glaciolimnisko un tos pārsedzošo eolo nogulumu nošķiršanai. Kanādā ir veikts sekmīgs mēģinājums nošķirt eolos nogulumus no zem tiem pagulošajiem glaciofluviāliem vai glaciolimniskiem nogulumiem pamatojoties uz nogulumu luminiscences īpašību atšķirībām (Munyikwa et al., 2012). Tiesa, šādas metodes pielietošanu apgrūtina fakts, ka tai ir nepieciešams portatīvais OSL analizators.

Glaciālo ezeru absolūtā vecuma hronoloģijas noteikšana pat lieliem un labi izsekojamiem ezeriem, kā Agasi ezeram, ir sarežģīta (Lepper et al., 2011). Nelieliem glaciālajiem ezeriem noteikt to absolūto vecumu var būt pat neiespējami, jo dažādu absolūtā vecuma datēšanas metožu kļūdas ir vairākas reizes lielākas par to eksistences ilgumu, tādēļ to hronoloģiju ir iespējams rekonstruēt tikai pastarpināti pēc ledāja atkāpšanās gaitas vai citu, saistītu reljefa formu veidošanās (LaRocque et al., 2003b). Pētījuma teritorijā vairākos atsegumos tika datēti glaciolimniskie vai glaciofluviālie un tos pārsedzošie eolie nogulumi. Baseina nogulumus pārsedzošo eolo nogulumu datējumi ļauj spriest par doto baseinu eksistences minimālo vecumu – t.i. laiku, kad baseini vairs neeksistēja. Zeltiņu atsegumā (atseguma novietojums parādīts 3.14. attēlā) ir datēta eolā smilts, kā arī kāpas pamatni veidojošā vidēji labi šķirota smalkgraudaina glaciofluviāla smilts. Lai arī neviens no modelētajiem Vidusgaujas baseiniem nav sasniedzis Zeltiņu atsegumu, tas, iespējams, ir skaidrojams ar precīzu datu trūkumu par ledāja malas konfigurāciju šo baseinu eksistences laikā. Visticamāk Vidusgaujas ledāja sprostezera ar līmeni 115 m vjl. eksistences laikā dotā teritorija ir atradusies seklūdē zonā, savukārt agrīnāku stadiju laikā dotajā teritorijā varēja notikt ūdeņu ieplūde Vidusgaujas ledāja sprostezērā. Garengrīdas kāpas pamatni veidojošā vidēji labi šķīrotā vidējgraudainā glaciolimniskā smilts ir beigusi uzkrāties Vidusgaujas 110 m baseinā, jo tam sekojošajā Vidusgaujas 90 m baseinā dotā teritorija jau ir bijusi jau apmēram 2 metrus virs ūdens līmeņa, lai arī iespējams, ka Vidusgaujas 90 m baseina procesi (viļņošanās), līmeņa svārstības vēl ietekmēja doto vietu. Gan Zeltiņu, gan Garengrīdas datējumu uzrādītie vecumi ir līdzīgi un ļauj pieņemt, ka Vidusgaujas baseina stadijas 120 līdz 90 m ir eksistējušas apmēram pirms 15,7 līdz 15,9 tūkstošiem gadu. Datējums glaciofluviālā deltā Silkalnu karjerā uzrāda nogulumu uzkrāšanos pirms 16,9 ka, taču šim datējumam nenoteiktība ir 3,1 ka, kas pieļauj nogulumu uzkrāšanos vienlaikus ar Zeltiņu un Garengrīdas atsegumos paraugotajiem nogulumiem. Neviens no modelētajiem ledāja sprostezēriem neatbilst Silkalnu deltas līmenim, lai arī vadoties pēc deltas virsmas augstuma, tā varētu būt saistāma ar Vidusgaujas 115 m ledāja sprostezeri. Šādas sasaistes apstiprināšanai ir nepieciešama savādāka ledāja malas konfigurācija nekā tā, kas ir izmantota šajā pētījumā.

Garengrīdas atsegumā glaciolimniskos nogulumus pārsedzošie eolie nogulumi uzrāda, ka lielākajā Trapenes līdzenuma daļā ledājkušanas ūdeņu baseins bija izzudis jau pirms 14,4 ka (4.1. tabula). To apstiprina arī Ceriņziedu kāpas datējums, kurā, lai arī galīgs

rezultāts netika iegūts, iegūtā vecuma intervāla maksimālā robeža ir 14,5 ka. Atkarībā no ledāja malas konfigurācijas, Tamulas ezera apkārtnē ir atradusies zem ūdens Vidusgaujas 90 m un 83 m ledāja sprostezeros, iespējams arī Vidusgaujas 110 m ledāja sprostezerā. Smiltenes 75 m ledāja sprostezera laikā Tamulas ezers vairs nav bijis daļa no Latvijas teritorijā eksistējušajiem ledāja sprostezeriem. Tamulas ezera glaciolimnisko nogulumu uzkrāšanās sākums pirms vairāk kā 14,7 ka (Sandgren et al., 1997; Kalm, 2006) ir saskaņā ar Garengrīdas eolo nogulumu uzkrāšanās laiku, kas uzrādīja, ka Vidusgaujas 90 m ledāja sprostezeram ir jābūt vecākam par 14,4 ka.

Šobrīd nav neviena datējuma, kas ļautu tiešā veidā spriest par Smiltenes ledāja sprostezeru eksistences laiku. Vadoties pēc šī ezera fāžu izplatības modeļiem, ir sagaidāms, ka Smiltenes ledāja sprostezers ir jaunāks par Vidusgaujas ledāja sprostezeriem, kuru beidzamās stadijas ir vismaz 14,7 ka senas. Atkarībā no ledāja malas konfigurācijas Igaunijas teritorijā esošajā Valgas līdzenumā un Vertsjerva zemienē, iespējams, ka pēdējā no Smiltenes ledāja sprostezera stadijām (67 m vjl.), ir ietvērusi arī Nakri ezeru, kurā organiku saturošu nogulumu uzkrāšanās ir sākusies pirms 14,0 ka (Amon et al., 2012). Šis datējums nosaka minimālo Smiltenes ledāja sprostezeru vecumu. Mēģinājumi datēt deltas, kuras ir saistītas ar Smiltenes ledāja sprostezeru, ir bijuši nesekmīgi. Ar OSL iegūtais pēdējās nogulumu eksponēšanās laiks Brutuļu, Mustjegi, Doru un Pentsila deltās pārsniedz Linkuvas un Gulbenes malas veidojumu zonu vecumu Brutuļu gadījumā, un vēl vairāk – pēdējā apledojuma maksimālās izplatības vecumu pārējo deltu gadījumā. Šādi ar smilts pēdējo nogulsnešanu nesaistīti vecumi visticamāk ir skaidrojami ar to nepietiekamu eksponēšanu saules gaismā pirms pēdējās nogulsnešanas, kas ir tipiski glaciofluviāliem nogulumiem (Raukas, Stankowski, 2005; Thrasher et al., 2009; Raukas et al., 2010; Alexanderson, Murray, 2012).

Viens OSL datējums tiešā veidā ir saistīts ar Strenču baseina eksistences beigu posmu – Silezera kāpas pamatnes apkārtnē ir bijusi zem ūdens Strenču 58 m baseina eksistences laikā, savukārt Strenču 53 m baseina ūdeņi to vairs nav seguši. Datējums no Silezera kāpas pamatnes uzrāda 13,7 ka (4.1. tabula) vecumu. Vienlaikus modelēšana uzrāda, ka Strenču baseini ar līmeņiem 53 un 58 m vjl. ir bijuši izplatīti līdz pat Nakri ezeram Igaunijā. Eolo nogulumu datējums no Sedas purvā esošās kāpas apakšējās daļas uzrāda, ka eolo nogulumu uzkrāšanās ir sākusies pirms 13,7 ka, savukārt Silezera kāpas pamatnē – pirms 13,4 ka. Strenču baseina modeļi uzrāda, ka Sedas purvā esošās kāpas apkārtnē ir atradusies seklūdēns un krasta virsūdēns zonā Strenču 46 m baseina eksistences laikā. Atbilstoši var uzskatīt, ka Strenču baseins ir eksistējis līdz apmēram 13,7 ka. Dotajā laikā ledājs jau bija atkāpies ne tikai no Latvijas, bet arī no lielākās daļas Igaunijas teritorijas, jo šāds vecums ir mazāks par Pandiveres malas veidojumu zonas vecumu (Vassiljev, Saarse, 2013). Šāds Strenču baseina stadiju vecums norāda uz to, ka šiem ezeriem galvenais ūdens avots vairs nav bijis ledājs un tādēļ tie ir uzskatāmi par paliku ezeriem. Jāpiezīmē, ka Vasiljevs un Sāse (Vassiljev, Saarse, 2013) norāda, ka savienojums starp Vertsjerva ezeru un Strenču baseinu ir pārtrūcis līdz ar ledāja atkāpšanos līdz Pandiveres malas veidojumu zonai, taču pēc šī savienojuma pārtrūkšanas, Strenču baseinam ir bijušas vēl vairākas stadijas. Šis Strenču baseina stadijas ir pārstājušas eksistēt līdz ar laiku, kad ledāja mala atkāpās no Pandiveres malas veidojumu zonas, kas norāda uz šo stadiju pastāvēšanas īslaicīgumu.

Fakts, ka septiņi no astoņpadsmit sekmīgajiem pētījuma teritorijā veiktajiem OSL datējumiem nereprezentē sagaidāmo to nogulumu veidotās reljefa formas vecumu, norāda uz problemātisku leduslaikmeta beigu posma notikumu vecuma rekonstruēšanu. Sekmīgo un atbilstošo datējumu ticamības intervāli ir plašāki par šo glaciālo ezeru sagaidāmo pastāvēšanas ilgumu un tādējādi liedz izmantot OSL metodi precīzas to hronoloģijas rekonstruēšanai. OSL metodes lielā kļūda liedz precīzi noteikt atsevišķu ledāja sprostezeru stadiju eksistences ilgumu. Vairumā no aplūkotajiem glaciālajiem ezeriem, nav sastopami slokšņu māli, kas varētu kalpot par alternatīvu to eksistences ilguma noteikšanai. Ledāja sprostezeru stadiju eksistences ilgums Sādjerva drumlinu laukā ir bijis 60 līdz 80 varvju gadi (Rosentau et al., 2007b). Strenču ledājkušanas ūdeņu baseina gadījumā vistīcāmāk atsevišķas tā stadijas ir bijušas ar līdzīgu eksistences ilgumu, uz ko norāda OSL datējumi, to izplatības modeļi un sasaiste ar citiem tā laika baseiniem. Savukārt Smiltenes un Vidusgaujas ledāja sprostezeri ir eksistējuši daudz ilgāku laika posmu. Vidusgaujas ledāja sprostezera visas stadijas kopumā ir eksistējušas aptuveni tūkstoti gadu. Ņemot vērā modelēšanas ceļā iegūto Smiltenes un Vidusgaujas ledāja sprostezeru savstarpējās saistības informāciju, Smiltenes ledāja sprostezeram vajadzētu būt eksistējušam mazāk kā vienu tūkstoti gadu.

Secinājumi

Pētījuma ietvaros izstrādātās ledājkušanas ūdeņu baseinu rekonstrukcijas Vidusgaujas un Ziemeļvidzemes zemienes austrumu daļā atklāj kompleksu Vēlā Vislas apledojuuma deglaciācijas gaitu. Atšķirībā no literatūrā (Zelčs, Markots, 2004; Zelčs et al., 2011) iepriekš uzrādītajām trim galvenajām ar pētījuma teritoriju saistītajām ledāja malas zonām, pētījuma ietvaros konstatēto ledājkušanas ūdeņu baseinu līmeņu nodrošināšanai tika izmantotas septiņas recesējošā ledāja malas līnijas, kuras dabā fiksējas kā dažādu nogulumu ģenētisko tipu izplatības robežas vai recesijas morēnas. Ledāja kušana un jaunu ūdens notecei piemērotu pazeminājumu atsegšana ir rezultējusi ledāja sprostezeru sērijā, kur atsevišķi to veidojošie ezeri ir bijuši ar aizvien zemāku ūdens līmeni un atšķirīgu telpisko izplatību. Agrīnāko un hipsometriski augstāk novietotu ledāja sprostezeru ūdens līmenis ir bijis ļoti īslaicīgs, tapēc to krasta līnijas – grūti identificējamas un izsekojamas. Vidusgaujas zemienes teritorijā šīs ledāja sprostezeru stadijas ir attīstījušās daļēji virs apraktā ledus, kas apgrūtina to detaļu rekonstruēšanu. Vēlīnāku un hipsometriski zemāk novietotu ledāja sprostezeru krasta līnijas ir labāk izsekojamas, kas liecina par stabilākiem apstākļiem to veidošanās laikā, lai gan baseinu izplatības indikatori uzrāda potenciālas līmeņa svārstības arī tajos.

Izstrādātās paleoģeogrāfiskās rekonstrukcijas neuzrāda noteces iespējas no Vidusgaujas 125, 120 un 115 m vjl. ledāja sprostezeriem. Dotā pētījuma ietvaros netika veikta doto ezeru hidroloģiskā režīma modelēšana, tādēļ nav iespējams spriest par to, vai dotie ezeri tiešām ilgstoši spētu eksistēt beznoteces apstākļos. Ledāja sprostezeriem un paliku ezeriem, kuru līmeņi ir bijuši zemāki par 110 m vjl., ir eksistējuši ielejveida sašaurināti savienojumi ar citiem tā laika baseiniem (Peipuss, Virtsjervs) vai to ūdens notecei piemēroti pazeminājumi. Bieži vien šādas potenciālās noteces vietas ir bijušas vairākas, kas apgrūtina viennozīmīgu paleoģeogrāfisko rekonstrukciju izveidi.

Modelēšana uzrāda, ka Vidusgaujas un Peipusa baseinu savienojums ir eksistējis Vidusgaujas ledāja sprostezera 90 un 83 m vjl. stadiju laikā un ir pārtrūcis Strenču baseina 75 m vjl. stadijas laikā. Savukārt savienojums ar Virtsjerva ezeru ir eksistējis Strenču baseina 70 m vjl. un hipsometriski zemāku stadiju laikā līdz pat Strenču baseina 53 m vjl. stadijai ieskaitot. Sedas un Gaujas upju sateces baseinu nošķiršanās ir notikusi tikai pēc Strenču 46 m vjl. paliku ezera noplūšanas.

Nogulumu datējumi ar OSL metodi un iegūtās ledāja sprostezeru rekonstrukcijas ļauj secināt, ka lieli ledāja kušanas ūdeņu baseini pētījuma teritorijā sāka veidoties pirms aptuveni 15,8 ka Vidusgaujas zemienē un noslēdzās pirms 13,7 ka, kad noplūda Strenču paliku ezers. Atsevišķu ledāja sprostezeru precīza eksistences laika noteikšanu apgrūtina lielā atsevišķu mērījumu kļūda, kā arī zemā OSL datēšanas rezultativitāte dēļ nepietiekamas glaciolimnisko nogulumu eksponēšanas saules gaismā. Neskatoties uz detaļas absolūtā vecuma piesaistes trūkumu, pētījuma ietvaros ir iegūta informācija par ledājkušanas ūdeņu baseinu izplatību, morfoloģiskajiem rādītājiem un attīstību pētījuma teritorijā visā to eksistences laikā, kas tika izvirzīts par šī darba mērķi.

Pētījuma izstrādes laikā uzlabotais reljefa modelis, kura augstumi ir koriģēti atbilstoši zemes virsas šķietamās pacelšanās apjomam pētījuma teritorijā kopš Vēlā Vislas apledošanas beigu posma, ļāva secināt, ka vairāki lauka ekspedīcijās konstatēti atšķirīgā hipsometriskā novietojumā esoši ledāja sprostezeru līmeņu indikatori ir saistīti ar vienu un to pašu ledāja sprostezeru, nevis vairākiem atšķirīgiem līmeņiem, kā tika uzskatīts lauka ekspedīciju laikā. Šis secinājums vēlreiz apstiprina nepieciešamību ņemt vērā zemes garozas glacioizostatisko pārvietojumu veicot ledāja sprostezeru rekonstruēšanu segledāju klātajās teritorijās.

Pētījuma ietvaros pielietotās nogulumu strukturālo īpašību analīzes metodes neļāva viennozīmīgi nodalīt glaciolimniskas ģenēzes nogulumus, kuros dominē smilts frakcija, no tos pārsedzošajiem eolas ģenēzes nogulumiem vadoties tikai pēc nogulumu strukturālajām īpašībām. Lai arī citās pasaules valstīs nogulumu strukturālo īpašību analīze tiek plaši pielietota dažādas ģenēzes smilts nošķiršanai, šī pētījuma rezultāti liek apšaubīt dotās metodes efektivitāti leduslaikmeta beigu posma nogulumu ģenēzes noteikšanā Latvijā.

Pētījuma rezultāti liek secināt, ka ir ieteicams saglabāt Āboltiņa (Āboltiņš, 1971; Straume, 1978; Straume, 1979) izmantoto ledāja sprostezeru daļījumu Vidusgaujas, Smiltenes un Strenču baseinos, nevis izmantot tikai vienu no šiem nosaukumiem attiecībā uz visiem šiem baseiniem (Kuršs, Stinkule, 1969; Kvasov, 1975; Zelčs, Markots, 2004). Dotie baseini, lai arī savā starpā ir saistīti, tomēr izteikti nodalās gan telpā, gan laikā. Par Vidusgaujas un Smiltenes baseinu laika robežu uzskatāma savienojuma izveidošanās starp abiem baseiniem Aumeisteru paugurvaļņa teritorijā. Savukārt Smiltenes un Strenču baseinu laika robeža ir novietojama brīdī, kad Smiltenes baseina ūdens līmenis bija nokrities līdz 60 m vjl. atzīmei, jo pie šāda augstuma lielākā Trikātas pacēluma daļa jau atrodas virs ūdens līmeņa. Ņemot vērā Smiltenes un Strenču baseinu telpisko pārklāšanos, Smiltenes-Strenču baseina nosaukuma lietošana arī būtu pieļaujama.

Pētījuma ietvaros ar ĢIS palīdzību iegūtās ledājkušanas ūdeņu baseinu rekonstrukcijas, to laiktelpiskā piesaiste ar relatīvā un absolūtā vecuma noteikšanas metodēm un sniegtā informācija par doto baseinu sasaisti ar citiem tā laika baseiniem, ūdens pieplūdes un noteces vietām ļauj secināt, ka pētījuma sākumā izvirzītais mērķis ir sasniegts. Iegūtās paleoģeogrāfiskās rekonstrukcijas jau pētījuma izstrādes gaitā tika pielietotas pētījuma teritorijā esošo iekšzemes kāpu veidošanās paleoģeogrāfiskās interpretācijas veikšanai. Pētījuma izstrādes laikā veiktie uzlabojumi GRASS GIS programmatūrā ir iekļauti oficiālajā pirmkoda repozitorijā un būs pieejami GRASS GIS 7 laidienā. Pētījuma ietvaros sagatavotais nogulumu granulometrisko rādītāju analīzes un vizualizācijas R vides modulis ir pielietots vairāku konferenču prezentāciju, viena maģistra darba, kā arī divu sagatavošanā esošu zinātnisko rakstu datu apstrādē un vizualizācijā. Pētījuma ietvaros uzlabotās ledājkušanas ūdeņu baseinu pētīšanas metodes un iegūtās atziņas par nogulumu struktūranalīzes lietderību var būt noderīgas arī citu Baltijas ledājkušanas ūdeņu baseinu pētījumu veikšanā, savukārt iegūtās rekonstrukcijas – paleoģeogrāfisko datu interpretēšanā.

Pateicības

Vislielākā pateicība darba vadītājam Vitālijam Zelčam par izturību visu šo ilgo darba izstrādes gadu laikā nenogurstoši uzturot zinātnisko diskusiju un atbalstot gan lauka ekspedīcijās, gan ārpus tām. Liels paldies arī visiem draugiem, kolēģiem un atbalstītājiem, kuru atbalsts lauka darbos, neskaitāmās diskusijās un zinātniskajos strīdos ir ļāvis autoram sekmīgi pabeigt šī darba izstrādi un sasniegt vēl vairāk. Paldies (alfabēta secībā) Ivaram Celiņam, Mārim Dauškanam, Mārim Krievānam, Aivaram Līcim, Aivaram Markotam, Agnim Rečam, Tomasam Sakam un citiem. Īpaša pateicība pienākas sievai Edytai Kaļinskai-Nartišai par atbalstu gan zinātnē, gan ikdienā, liekot ne uz mirkli neapstāties. Īpaši sirsnīgs paldies meitai Anetei par sapratni.

Šis darbs izstrādāts ar Eiropas Sociālā fonda atbalstu projektā «Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē».

Atsevišķas pētījuma daļas izstrādātas sekojošu projektu ietvaros:

- LZP tematisko pētījumu projekts 09.1568 *"Ģeogrāfisko un ģeoloģisko procesu un faktoru ietekme uz Latvijas dabas apstākļiem un sabiedrību"*.
- LZP granta Nr. Z-6198 apakštēma *"Ledājkūšanas ūdeņu radītā ledāja gultnes modifikācija politermāla ledāja malas joslā Fenoskandijas ledusvairoga dienvidaustrumu sektora Latvijas daļā"*.
- LZP pētniecības grants nr. 05.1498 (LU reģ. nr. 832) *"Proglaciālās un subglaciālās sedimentācijas un reljefa veidošanās apstākļu un procesu attīstība Latvijā Vislas apledojuma laikā"*.
- LU pētniecības projekts Nr. 2007/ZP-87 *"Skandināvijas ledusvairoga dienvidu malas iekšējās zonas vēlā Vislas posma deglaciācijas notikumu hronoloģijas pilnveidošana"*.

Literatūra

- Āboltniš, O.P., 1971. *Razvitije dolini reki Gauja [Gaujas ielejas attīstība]*, Zinātne, Rīga, pp. 105.
- Āboltniš, O.P., 1975. Glaciodynamic peculiarities of formation of Latvian elevations. *Problems of Quaternary geology*, 8, pp. 5–23.
- Āboltniš, O.P., 1989. *Gliatsiastruktura lednikovy morfogenez [Glaciostruktūras un ledāja morfoģenēze]*, Zinātne, Rīga, pp. 284.
- Āboltniš, O.P., Veinbergs, I.G., Eberhards, G., 1974a. O formirovanii predfrontalnih vodno-lednikovih basseinov i dolinno-recnoi seti vo vremja degradacii lednika poslednego oledeneniya na territorii Latviiskoi SSR [Pēdējā apledoģuma degradācijas laika Latvijas PSR teritorijas ledāģķušanas ūdeģu baseini un up. In: G. Biske, A. Mikalauskas (eds.), *Predfrontalnie kraevije lednikovie obrazovanija [Ledāja malas frontālie veidoģumi]*, Mintis, Vilnius, pp. 60–85.
- Āboltniš, O.P., Mikalauskas, A., Raukas, A., 1974b. Osobennosti rasprostraneniya predfrontalnih vodno-lednikovih obrazovanii poslednego oledeneniya na territoriji Priblatiki i nekotarije voprosi ih formirovanija [Baltijas teritorijas pēdējā apledoģuma frontālo veidoģumu izplatības īpatnības un atseviģķi to. In: G. Biske, A. Mikalauskas (eds.), *Predfrontalnie kraevije lednikovie obrazovanija [Ledāja malas frontālie veidoģumi]*, Mintis, Vilnius, pp. 36–43.
- Adams, K., Wesnousky, S., 1998. Shoreline processes and the age of the Lake Lahontan highstand in the Jessup embayment, Nevada. *GSA Bulletin*, 110, pp. 1318–1332.
- Ahlbrandt, T.S., 1979. Textural parameters of eolian deposits. In: E. D. McKee (ed.), *A study of global sand seas* 1052, United States government printing office, Washington, pp. 21–52.
- Alexanderson, H., Murray, A.S., 2012. Problems and potential of OSL dating Weichselian and Holocene sediments in Sweden. *Quaternary Science Reviews*, 44, pp. 37–50.
- Allen, J.D., Smith, A.O., Rahmes, M., 2006. Topography-preserving, non-linear inpainting for autonomous bare earth digital elevation model (dem) reconstruction. In: *MAPPs/ASPRS 2006 Fall Conference*
- Amon, L., Veski, S., Heinsalu, A., Saarse, L., 2012. Timing of Lateglacial vegetation dynamics and respective palaeoenvironmental conditions in southern Estonia: evidence from the sediment record of Lake Nakri. *Journal of Quaternary Science*, 27(2), pp. 169–180.
- Anthony, E.J., Héquette, A., 2007. The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide- and storm-dominated setting. *Sedimentary Geology*, 202(3), pp. 369–382.
- Aseyev, A.A., 1974. *Drevniye materikovye oledeneniya Evropy [Eiropas senie kontinentālie apledoģumi]*, Nauka, Moskva, pp. 319.

- Ashley, G.M., 1989. Classification of glaciolacustrine sediments. *In: R. P. Goldthwait, C. L. Matsch (eds.), Genetic Classification of Glacigenic Deposits*, Balkema, Rotterdam, pp. 243–260.
- Ashley, G.M., 1995. Glaciolacustrine Environments. *In: J. Menzies (ed.), Modern Glacial Environments: Processes, dynamic and sediments*, Butterworth-Heinemann, Oxford, London, pp. 417–444.
- Atwood, G., 2006. *Shoreline Superelevation: Evidence of Coastal Processes of Great Salt Lake, Utah*. The University of Utah, pp. 231.
- Azza, N., 2006. *The dynamics of shoreline wetlands and sediments of northern Lake Victoria*, Taylor & Francis/Balkema, Leiden, pp. 170.
- Basalikas, A., 1970. Problemi izuchenija pozdnelednikovih ozjernih vodoemov [Vēlā leduslaikmeta ezerveida ūdenstilpju izpētes problēmas]. *In: M. V. Kaibaliene, S. V. Kalesnik, D. D. Kvasov, V. J. Klane, I. N. Klimkaite, N. V. Korde, C. P. Kudaba, A. P. Kuderskii (eds.), Istorija ozer. Trudi Vsesojuznogo simpoziuma po osnovnim problemam presnovodnix ozer (25-29 maja 1970 g.) [Ezeru vēsture. Saldūdens ezeru galvenajām problēmām velītā Vissavienības simpozija raksti (25-29 maijs, 1970. g.)]*, Vilnius, pp. 158–178.
- Benn, D., Evans, D., 1998. *Glaciers and glaciation*, Arnold, London, pp. 734.
- Bennet, M.R., Glasser, N.F., 1998. *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*, John Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, pp. 364.
- Bennett, M.R., Huddart, D., McCormick, T., 2000. An integrated approach to the study of glaciolacustrine landforms and sediments: a case study from Hagavatn, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 19(7), pp. 633–665.
- Berry, P., Garlick, J., Smith, R., 2007. Near-global validation of the SRTM DEM using satellite radar altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 106(1), pp. 17–27.
- Bylinski, E., 1990. Swell-like lithospheric uplifts due to glacio-isostasy and their probable influence on oil and gas deposits location in the north of Europe. *Geomorphology*, 4, pp. 3–13.
- Biske, G., Danilāns, I., Mikalauskas, A., Raukas, A., 1974. K istorii issledovanija i sostojaniju izucenosti predfrontalnih lednikovih obrazovanii Pribaltiki i Karelii [Baltijas un Karēlijas ledāja malas frontālo veidojumu izpētes pakāpe un pētījumu vēsture]. *In: G. Biske, A. Mikalauskas (eds.), Predfrontalnie kraevije lednikovie obrazovanija [Ledāja malas frontālie veidojumi]*, Mintis, Vilnius, pp. 7–24.
- Bitinas, A., Karmazienė, D., Jusienė, A., 2004. Glaciolacustrine kame terraces as an indicator of conditions of deglaciation in Lithuania during the Last Glaciation. *Sedimentary Geology*, 165(3-4), pp. 285–294.
- Björck, S., 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. *Quaternary International*, 27, pp. 19–40.

- Blass, A., Anselmetti, F., Ariztegui, D., 2003. 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 96, pp. 59–72.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradstat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, pp. 1237–1248.
- Booth, D.B., 1986. The formation of ice-marginal embankments into ice-dammed lakes in the eastern Puget Lowland, Washington, USA, during the late Pleistocene. *Boreas*, 15, pp. 247–263.
- Breckenridge, A., 2013. An analysis of the late glacial lake levels within the western Lake Superior basin based on digital elevation models. *Quaternary Research*, 80(3), pp. 383–395.
- Breytenbach, A., 2010. Quality assessment of the 30 m ASTER global DEM. *Methodology*, (July), pp. 49–53.
- Bridge, J., Demicco, R., 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 830.
- Bull, P.A., Morgan, R.M., 2007. Sediment fingerprints: a forensic technique using quartz sand grains. *Science & justice : journal of the Forensic Science Society*, 46(2), pp. 107–24.
- Cailleux, A., 1942. *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*, Société géologique, Paris, pp. 176.
- Calkin, P.E., 1970. Strand lines and chronology of the glacial Great Lakes in northwestern New York. *Ohio Journal of Science*, 70(2), pp. 78–96.
- Carlson, A.E., Clark, P.U., Hostetler, S.W., 2009. Comment: Radiocarbon deglaciation chronology of the Thunder Bay, Ontario area and implications for ice sheet retreat patterns. *Quaternary Science Reviews*, 28(23-24), pp. 2546–2547.
- Carrivick, J.L., Tweed, F.S., 2013. Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance. *Quaternary Science Reviews*, 78, pp. 34–52.
- Celiņš, I., Nartišs, M., 2011. Iekšzemes kāpas Sedas līdzenumā. *Latvijas Universitātes raksti. Zemes un vides zinātnes*, 767, pp. 6 – 16.
- Celiņš, I., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Nartišs, M., Thiel, C., Zelčs, V., 2013. Optiski stimulētās luminiscences datēšanas metodes problemātika iekšzemes eolo nogulumu vecuma noteikšanai Latvijā. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 297–299.
- Chikita, K., 1992. The role of sediment-laden underflows in lake sedimentation: glacier-fed Peyto Lake, Canada. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics.*, 9(2), pp. 211–224.

- Clayton, J. a., Knox, J.C., 2008. Catastrophic flooding from Glacial Lake Wisconsin. *Geomorphology*, 93(3-4), pp. 384–397.
- Clark, J.A., Befus, K.M., Hooyer, T.S., Stewart, P.W., Shipman, T.D., Gregory, C.T., Zylstra, D.J., 2008. Numerical simulation of the paleohydrology of glacial Lake Oshkosh, eastern Wisconsin, USA. *Quaternary Research*, 69(1), pp. 117–129.
- Clarke, G., Leverington, D., Teller, J., Dyke, A., 2003. Paleoclimate. Superlakes, megafloods, and abrupt climate change. *Science (New York, N.Y.)*, 301(5635), pp. 922–3.
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke, A.S., 2004. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, 23(3-4), pp. 389–407.
- Collinson, J.D., 1978. Lakes. In: *Sedimentary Environments and Facies*, Elsevier, New York, pp. 61–79.
- Cuartero, A., Ariza, F.J., Felicísimo, A.M., 2004. Accuracy of dem generation from terra-aster stereo data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 35, pp. 559–563.
- Česnulevičius, A., Švedas, K., 2010. Palaeogeography and evolution of the Dubičiai glaciolacustrine basin in southern Lithuania. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59(2), pp. 141–150.
- Daniļāns, I., 1973. *Četvetichnie otlozhenija Latvii [Latvijas kvartāra nogulumi]*, Zinatne, Rīga, pp. 312.
- Daniļāns, I., Gavēna, I., 1995. *Latviešu-krievu un krievu-latviešu ģeoloģisko terminu vārdnīca*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 278.
- Dauškans, M., 2013. *Kēmu terases Austrumlatvijas augstienēs* V. Segliņš (ed.), LU akadēmiskais apgāds, Rīga, pp. 126.
- Dreimanis, A., 1979. The problems of waterlain tills. In: C. Schlüchter (ed.), *Moraines and Varves; Origin, Genesis, Classification*, Balkema, Rotterdam, pp. 167–177.
- Eberhards, G., 1973. Morfogenez dolini r. Salaci [Salacas upes ielejas morfoģenēze]. *Uchenie zapiski Latviiskogo gosudarstvennogo universiteta imeni Petra Stuchki*, 186(II), pp. 21–29.
- Eberhards, G., 1975. Rol prilednikovih i izolirovannih vodoemov v formirovanii rečnih dolin (na premere Latvii) [Pieledāja un izolēto baseinu loma upju ieleju veidošanā (Latvijas piemērs)]. In: D. D. Kvasov (ed.), *Istorija ozer v pleistocene. IV Vsesojuznii simpozium po istorii ozer [Ezeru vēsture pleistocēnā. IV Vissavienības ezeru vēstures simpozijis]*, Institut ozerovedenija Akademii Nauk SSSR, Leningrad, pp. 77–82.
- Eberhards, G., 2006. Geology and development of the palaeolake Burtņieks during the Late Glacial and Holocene. *Acta Archaeologica Lundensia*, 8(52), pp. 25–53.

- Edwards, M.B., 1978. Glacial Environments. *In: H. G. Reading (ed.), Sedimentary Environments and Facies*, Elsevier, New York, pp. 416–438.
- Ekman, M., 1996. A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova*, 8(2), pp. 158–165.
- Elson, J.A., 1980. Project B-3: Glaciolacustrine. *In: W. Stankowski (ed.), Tills and glacial deposits 20*, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Poznan, pp. 77–83.
- Embleton, C., King, C.A.M., 1968. *Glacial and Periglacial Geomorphology*, Edward Arnold, London, pp. 608.
- Estonian Land Board, 2013. Grayscale hillshading based on lidar elevation data. Webpage. Estonian Land Board Pieejams: <http://kaart.maaamet.ee/wms/fotokaart?>
- Fieller, N., Flenley, E., 1987. Statistical Analysis of Particle Sizes and Sediments. *In: C. L. N. Ruggles, S. P. Q. Rahtz (eds.), Computer and quantitative methods in archaeology*, British Arch Reports, Oxford, pp. 79–94.
- Fyfe, G.J., 1990. The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland. *Boreas*, 19, pp. 147–164.
- Finlayson, A., 2013. Digital surface models are not always representative of former glacier beds: Palaeoglaciological and geomorphological implications. *Geomorphology*, 194, pp. 25–33.
- Fisher, T.G., Smith, D.G., Andrews, J.T., 2002. Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9), pp. 873–878.
- Fisher, T.G., Yansa, C.H., Lowell, T. V., Lepper, K., Hajdas, I., Ashworth, A., 2008. The chronology, climate, and confusion of the Moorhead Phase of glacial Lake Agassiz: new results from the Ojata Beach, North Dakota, USA. *Quaternary Science Reviews*, 27(11-12), pp. 1124–1135.
- Fjeldskaar, W., 1994. The amplitude and decay of the glacial forebulge in Fennoscandia. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74, pp. 2–8.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1), pp. 3–26.
- Gaigalas, A., 1974. Sravnitel'naja charakteristika litologičeskogo sostava vodo-lednikovih i morennih otlozhenii neopleistocena Litvi [Lietuvas neopleistocēna ledājkušanas ūdeņu un morēnas nogulumu litoloģisko īpašību salīdzinājums]. *In: G. Biske, A. Mikalauskas (eds.), Predfrontālne kraevije lednikovie obrazovanija [Ledāja malas frontālie veidojumi]*, Mintis, Vilnius, pp. 146–157.
- Gilbert, E.R., de Camargo, M.G., Sandrini-Neto, L., 2012. rysgran: Grain size analysis, textural classifications and distribution of unconsolidated sediments.

- Gilbert, R., 2003. Spatially irregular sedimentation in a small, morphologically complex lake: implications for paleoenvironmental studies. *Journal of Paleolimnology*, 29, pp. 209–220.
- Ginters, G., 1981. Kvartāra nogulumu ģeoloģiskā karte. In: *Kompleksās kvartāra hidroģeoloģiskās un inženierģeoloģiskās kartēšanas pārskats meliorācijas vajadzībām Vidzemes augstienē, M 1:50 000*, Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, pp. 1.
- Glückert, G., 1995. The Baltic Ice Lake in south Finland and its outlets. *Quaternary International*, 27(94), pp. 47–51.
- Gorokhovich, Y., Voustianiouk, a., 2006. Accuracy assessment of the processed SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics. *Remote Sensing of Environment*, 104(4), pp. 409–415.
- GRASS Development Team, 2012a. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS 7) Users Manual. Webpage. USA Pieejams: <http://grass.osgeo.org/grass70/manuals/index.html> [2012-12-01]
- GRASS Development Team, 2012b. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS GIS) Software.
- Grīnbergs, E.F., 1957. *Pozdnelednikovaja i poslelednikovaja istorija poberezhja Latviskoi SSR [Latvijas PSR piekrastes vēlā leduslaikmeta un pēcleduslaikmeta vēsture]*, Izdatelstvo akademii nauk Latviskoi SSR, Riga, pp. 127.
- Guobytė, R., Satkūnas, J., 2011. Pleistocene glaciations in Lithuania. In: J. Ehlers, P. L. Gibbard, P. D. Hughes (eds.), *Developments in Quaternary Sciences*, Elsevier, Amsterdam, pp. 231–246.
- Hajek, E.A., Huzurbazar, S. V., Mohrig, D., Lynds, R.M., Heller, P.L., 2010. Statistical Characterization of Grain-Size Distributions in Sandy Fluvial Systems. *Journal of Sedimentary Research*, 80(2), pp. 184–192.
- Håkanson, L., 1977. The influence of wind, fetch, and water depth on the distribution of sediments in Lake Vänern, Sweden. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14(3), pp. 397–412.
- Håkanson, L., Jansson, M., 1983. *Principles of Lake Sedimentology*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 316.
- Hang, T., 2001. *Proglacial sedimentary environment, varve chronology and Late Weichselian development of Lake Peipsi, eastern Estonia*, Academityck AB, Stockholm, pp. 44.
- Hanson, M. a., Lian, O.B., Clague, J.J., 2012. The sequence and timing of large late Pleistocene floods from glacial Lake Missoula. *Quaternary Science Reviews*, 31, pp. 67–81.

- Hare, J.L., Ferguson, J.F., Aiken, C.L. V., Oldow, J.S., 2001. Quantitative characterization and elevation estimation of Lake Lahontan shoreline terraces from high-resolution digital elevation models. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11), pp. 26761–26774.
- Hasholt, B., Walling, D.E., Owens, P.N., 2000. Sedimentation in arctic proglacial lakes: Mittivakkat Glacier, South-east Greenland. *Hydrological Processes*, 14, pp. 679–699.
- Hilton, J., 1985. A conceptual framework for predicting the occurrence of sediment focusing and sediment redistribution in small lakes. *Limnology and Oceanography*, 30(6), pp. 1131–1143.
- Hilton, J., Lishman, J.P., Allen, P. V., 1986. The dominant processes of sediment distribution and focusing in a small, eutrophic, monomictic lake. *Limnology and Oceanography*, 31(1), pp. 125–133.
- Hosseinzadeh, S.R., 2011. Assessing the quality of ASTER DEMs for Hydrological Applications. In: 2011 International Conference on Environment Science and Engineering IPCBEE vol.8, IACSIT Press, Singapore, pp. 37–41.
- Hostetler, S.W., Bartlein, P.J., Clark, P.U., Small, E.E., Solomon, A.M., 2000. Simulated influences of Lake Agassiz on the climate of central North America 11,000 years ago. *Nature*, 405(May), pp. 1998–2001.
- IPCC, 2007. Summary for Policymakers. In: S. Solomon, D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge
- Isačenko, V., 1974. Nekotrie osobennosti formirovanija vodno-lednikovogo reljefa Pskovskoi oblasti [Dažas Pleskavas reģiona ledājkušanas ūdeņu reljefa veidošanās īpatības]. In: G. Biske, A. Mikalauskas (eds.), *Predfrontalnie kraevije lednikovie obrazovanija [Ledāja malas frontālie veidojumi]*, Mintis, Vilnius, pp. 108–114.
- Jakobsson, M., Björck, S., Alm, G., Andrén, T., Lindeberg, G., Svensson, N.-O., 2007. Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. *Global and Planetary Change*, 57(3-4), pp. 355–370.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., 2007. Palaeoclimate. In: S. Solomon, D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge
- Juškevičs, V., 1964. Kvartāra nogulumu ģeoloģiskā karte. In: *Ģeoloģiskās un hidroģeoloģiskās kartēšanas pārskats, O-35-XXI lapas dienviddaļa*, Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, pp. 1.

- Juškevičs, V., 1965. Kvartāra nogulumu ģeoloģiskā karte. In: *Ģeoloģiskās un hidroģeoloģiskās kartēšanas pārskats, O-35-XX lapa*, Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, pp. 1.
- Juškevičs, V., 1999a. Dabas apvidu karte. Rīga-43.lapa un Ainaži-53.lapa. In: O. P. Āboltiņš (ed.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. M 1:200 000*, Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, pp. 1.
- Juškevičs, V., 1999b. Kvartāra nogulumu, Rīga-43.lapa un Ainaži-53.lapa. In: O. P. Āboltiņš (ed.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. M 1:200 000*, Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, pp. 1.
- Juškevičs, V., 1999c. Zemkvartāra virsmas reljefa karte. Rīga-43.lapa un Ainaži- 53.lapa. In: V. Kuršs (ed.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. M 1:200 000*, Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, pp. 1.
- Juškevičs, V., Skrebels, J., 2002a. Dabas apvidu karte. Alūksne, Viļaka, Valka 44., 45., 54. lapa. In: O. P. Āboltiņš, A. Brangulis (eds.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. M 1:200 000*, Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, pp. 1.
- Juškevičs, V., Skrebels, J., 2002b. Kvartāra nogulumu. Alūksne, Viļaka, Valka 44., 45., 54. lapa. In: O. P. Āboltiņš, A. J. Brangulis (eds.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. M 1:200 000*, Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, pp. 1.
- Juškevičs, V., Skrebels, J., 2002c. Zemkvartāra virsmas reljefa karte. Alūksne, Viļaka, Valka 44., 45., 54. lapa. In: O. P. Āboltiņš, A. Brangulis (eds.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. M 1:200 000*, Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, pp. 1.
- Juškevičs, V., Markots, A., Nartišs, M., Zelčs, V., 2008. Baltijas ledus ezera krasta veidojumi Vidzemes piekrastē. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes.*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 197–198.
- Kalińska, E., 2010. Analiza porównawcza cech teksturalnych osadów plażowych różnych stref klimatycznych. In: *Geo-Symposium Młodych Badaczy Silesia 2010*, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, pp. 74–85.
- Kalińska, E., Nartišs, M., 2013a. Iekšzemes eolo nogulumu kvarca graudu teksturālās īpašības Latvijā. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 314–315.
- Kalińska, E., Nartišs, M., 2013b. Pleistocene and Holocene aeolian sediments of different location and geological history: A new insight from rounding and frosting of quartz grains. *Quaternary International*, pp. 1–12.
- Kalińska, E., Kalm, V., Nartišs, M., Celiņš, I., Gorlach, A., 2012. Textural variability of the selected coversand deposits in Latvia – preliminary results. In: A. Zhironov, V. Kuznetsov, D. Subetto, J. Thiede (eds.), *Geomorphology and Palaeogeography of Polar Regions“: Proceeding of the Joint Conference “Geomorphology and Quaternary Palaeogeography of Polar Regions“, Symposium “Leopoldina” and the INQUA Peribaltic working group Workshop*, St.-Petersburg State University, St.-Petersburg, pp. 427 – 429.

- Kalińska, E., Nartišs, M., Olo, S., Celiņš, I., Soms, J., 2013. Relationship between Folk and Ward (1957) indicators as a tool for analysing the aeolian sedimentary environments. *In: Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium*, Lithuanian Geological Survey, Vilnius-Traka, pp. 42–43.
- Kalm, V., 2006. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 25(9-10), pp. 960–975.
- Kalm, V., 2012a. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 44(2012), pp. 51–59.
- Kalm, V., 2012b. Last Scandinavian Glaciation southeast of the Baltic Sea: ice-flow pattern, ice marginal positions and thickness of the Quaternary deposits in the background of bedrock topography. *Quaternary International*, 279-280(2012), pp. 231.
- Kalm, V., Raukas, A., Rattas, M., Lasberg, K., 2011. Pleistocene Glaciations in Estonia. *In: J. Ehlers, P. L. Gibbard, P. D. Hughes (eds.), Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Elsevier Inc., Amsterdam, pp. 95–104.
- Karabanov, A.K., Matveyev, A.V., 2011. The Pleistocene Glaciations in Belarus. *In: J. Ehlers, P. Gibbard, P. Huges (eds.), Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Elsevier, Amsterdam, pp. 29–35.
- Klimavičiene, V., 1974. O podpruzhivanii talih lednikovih vod v okresnostjah Darbenai (Zapadno-Zhemaitiskaja ravnina) [Par ledājkušanas ūdeņu nosprostošanas Darbenai apkārtnē (Rietumžemaitijas zemienē)]. *In: G. Biske, A. Mikalauskas (eds.), Predfrontalnie kraevije lednikovie obrazovanija [Ledāja malas frontālie veidojumi]*, Mintis, Vilnius, pp. 133–136.
- Krievāns, M., Zelčs, V., Rečs, A., 2012. Kazu ielejas morfoloģijas un ģenēzes problēmas. *In: Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 186–187.
- Krievāns, M., Rečs, A., Nartišs, M., 2013. Gaujas trešās virspalu terases nogulumu sastāvs un sedimentācijas vides īpatnības sanatorijas „Līči” apkārtnē. *In: Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 321–323.
- Krinner, G., Mangerud, J., Jakobsson, M., Crucifix, M., Ritz, C., Svendsen, J.I., 2004. Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes. *Nature*, 427(6973), pp. 429–32.
- Krinsley, D., Doornkamp, J., 1973. *Atlas of quartz sand surface textures*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 91.
- Kropotkin, P.A., 1876. Issledovanija o lednikovom periode [Leduslaikmeta pētījumi]. *Zapiski Russogo geograficeskogo obschestva po obschej geografii [Krievijas ģeogrāfijas biedrības vispārīgās ģeogrāfijas raksti]*, 7(1).

- Krumbein, W.C., 1941. Measurement and Geological Significance of Shape and Roundness of Sedimentary Particles. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 11(2), pp. 64–72.
- Kukla, G., Gavin, J., 2005. Did glacials start with global warming? *Quaternary Science Reviews*, 24(14–15), pp. 1547–1557.
- Kursiša, A., Nartišs, M., Markots, A., 2007. Latvijas topogrāfisko karšu reljefa attēlošanas precizitātes problēmas. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 60–61.
- Kuršs, V., Stelle, V., 1964. Usloviya formirovaniya i vozrast limnogiatsialnyih glin Saldusskogo baseina [Saldus baseina limnoglaciālo mālu veidošanās apstākļi un vecums]. *Izvestije Akademii Nauk Latviskoi SSR*, 11(208), pp. 55–64.
- Kuršs, V., Stinkule, A., 1969. On the varieties of varved bedding in lymnoglacial clays of the Latvian SSR. In: I. Danilāns (ed.), *Questions of Quaternary Geology*, Zinātne, Rīga, pp. 83–101.
- Kvasov, D.D., 1975. *Pozdnechetvertichnaja istorija krupnih ozer i vnutrennih morei vostochnoi Evropi [Austrumeiropas vēlā kvartāra lielo ezeru un iekšējo jūru vēsture]*, Nauka, Leningrad, pp. 278.
- Lampe, R., 2005. Lateglacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast: review and new results. *Quaternary International*, 133-134, pp. 121–136.
- LaRocque, A., Dubois, J.-M.M., Leblon, B., 2003a. A methodology to reconstruct small and short-lived ice-dammed lakes in the Appalachians of Southern Québec. *Quaternary International*, 100, pp. 59–71.
- LaRocque, A., Dubois, J.M., Leblon, B., 2003b. Characteristics of late-glacial ice-dammed lakes reconstructed in the Appalachians of southern Québec. *Quaternary International*, 100, pp. 73–88.
- Larsen, E., Fredin, O., Jensen, M., Kuznetsov, D., Lyså, A., Subetto, D., 2013. Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia. *Quaternary Science Reviews*, pp. 1–19.
- Lasberg, K., Kalm, V., 2013. Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain. *Boreas*, pp. n/a–n/a.
- Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2000. Latvijas Satelītkarte mērogā 1:50000, 1. izdevums.
- Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008a. Digitālais reljefa modelis ar soli starp punktiem 20 metri. Webpage. Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra Pieejams: http://map.lgia.gov.lv/index.php?lang=0&cPath=5&txt_id=54
- Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2008b. LĢIA Latvijas 3. etapa ortofoto karšu mozaīka. Webpage. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv> [2013-01-10]

- Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2012. Valsts ģeodēziskais tīkls. Webpage. Pieejams: http://www.lgia.gov.lv/LGIA/Darbibas_jomas/Geodezija/VaGT.aspx
- Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2013. LatPos. Webpage. Pieejams: http://map.lgia.gov.lv/index.php?lang=0&cPath=2&txt_id=13
- Leeder, M.R., 1982. *Sedimentology: process and product*, George Allen & Unwin, London, pp. 344.
- Lepper, K., Gorz, K.L., Fisher, T.G., Lowell, T. V., 2011. Age determinations for glacial Lake Agassiz shorelines west of Fargo, North Dakota, USA. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(7), pp. 1199–1207.
- Lesnenko, V.K., 1975. Osobennosti razvitija ozer oblasti Valdaiskogo oledeneniya v golocene [Valdaja apledojuma teritorijas ezeru attīstības īpatības holocēnā]. In: D. D. Kvasov, O. F. Jakushko (eds.), *Istorija ozer v golocene. IV Vsesojuznii simpozium po istorii ozer [Ezeru vēsture holocēnā. IV Vissavienības ezeru vēstures simpozījs]*, Institut ozerovedeniya Akademii Nauk SSSR, Leningrad, pp. 190.
- Leverington, D.W., Teller, J.T., 2003. Paleotopographic reconstructions of the eastern outlets of glacial Lake Agassiz. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(9), pp. 1259–1278.
- Leverington, D.W., Teller, J.T., Mann, J.D., 2002a. A GIS method for reconstruction of late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography. *Computers & Geosciences*, 28(5), pp. 631–639.
- Leverington, D.W., Mann, J.D., Teller, J.T., 2002b. Changes in the Bathymetry and Volume of Glacial Lake Agassiz between 9200 and 7700 14C yr B.P. *Quaternary Research*, 57(2), pp. 244–252.
- Lewis, C.F.M., Miller, A.A.L., Levac, E., Piper, D.J.W., Sonnichsen, G.V., 2012. Lake Agassiz outburst age and routing by Labrador Current and the 8.2 cal ka cold event. *Quaternary International*, 260, pp. 83–97.
- Li, Y.-X., Törnqvist, T.E., Nevitt, J.M., Kohl, B., 2012. Synchronizing a sea-level jump, final Lake Agassiz drainage, and abrupt cooling 8200years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 315-316, pp. 41–50.
- Li, J., Wong, D.W.S., 2010. Effects of DEM sources on hydrologic applications. *Computers, Environment and Urban Systems*, 34(3), pp. 251–261.
- Likens, G.E., Davis, M.B., 1975. Post-Glacial History of Mirror Lake and Its Watershed In New Hampshire, U. S. A.: An Initial Report. *Verhandlungen Internationale Vereinigung Limnologie*, 19, pp. 982–993.
- Lindé, K., Mycielska-Dowgiało, E., 1980. Some experimentally produced microtextures on grain surfaces of quartz sand. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62(3/4), pp. 171–184.
- Livingstone, S.J., Clark, C.D., Piotrowski, J. a., Tranter, M., Bentley, M.J., Hodson, A., Swift, D. a., Woodward, J., 2012. Theoretical framework and diagnostic criteria for

- the identification of palaeo-subglacial lakes. *Quaternary Science Reviews*, 53, pp. 88–110.
- Van Loon, A.J., 2004. From speculation to model: the challenge of launching new ideas in the earth sciences. *Earth-Science Reviews*, 65(3-4), pp. 305–313.
- Lowell, T. V., Applegate, P.J., Fisher, T.G., Lepper, K., 2013. What caused the low-water phase of glacial Lake Agassiz? *Quaternary Research*, 80(3), pp. 370–382.
- Machlus, M., Enzel, Y., Goldstein, S.L., Marco, S., Stein, M., 2000. Reconstructing low levels of Lake Lisan by correlating fan-delta and lacustrine deposits. *Quaternary International*, 73-74, pp. 137–144.
- Mahaney, W.C., 2002. *Atlas of sand grain surface textures and applications*, Oxford University Press
- Mahaney, W.C., Kalm, V., 2008. Comparative scanning electron microscopy study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia. *Boreas*, 29(1), pp. 35–51.
- Mangerud, J., Astakhov, V., Jakobsson, M., Svendsen, J.I., 2001. Huge Ice-age lakes in Russia. *Journal of Quaternary Science*, 16(8), pp. 773–777.
- Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G.K.C., Henriksen, M., Hjort, C., Lunkka, J.P., Möller, P., Murray, A.S., Nikolskaya, O., Saarnisto, M., Svendsen, J.I., 2004. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), pp. 1313–1332.
- Mann, J.D., Leverington, D.W., Rayburn, J., Teller, J.T., 1999. The volume and paleobathymetry of glacial Lake Agassiz. *Journal of Paleolimnology*, 22(1), pp. 71–80.
- Margold, M., Jansson, K.N., Stroeven, A.P., Jansen, J.D., 2011. Glacial Lake Vitim, a 3000-km³ outburst flood from Siberia to the Arctic Ocean. *Quaternary Research*, 76(3), pp. 393–396.
- Markots, A., 2010. *Plakanvirsas pauguru morfoloģija, uzbūve un veidošanās apstākļi salveida akumulatīvi glaciostrukturālajās augstienēs latvijā*. Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 100.
- Markots, A., Nartišs, M., Rečs, A., 2010. Topogrāfiskās kartes M 1:10 000 reljefa piemērotība Baltijas jūras stadiju pētniecībā. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 164–166.
- Martins, L., 2003. Recent sediments and grain-size analysis. *Gravel, Janeiro(1)*, pp. 90–105.
- McKee, E.D., 1979. Introduction to a study of global sand seas. In: E. D. McKee (ed.), *A study of global sand seas* 1052, United States government printing office, Washington, pp. 1–20.

- McLaren, P., Bowles, D., 1985. The Effects of Sediment Transport on Grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55(4), pp. 0457–0470.
- McManus, J., 1988. Grain size determination and interpretation. In: M. Tucker (ed.), *Techniques in sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, pp. 86–107.
- Meirons, Z., 1975. Ozerno-lednikovie basseini severo-vostochnoi Latvii [Ziemeļaustrumu Latvijas ledājkūšanas ūdeņu baseini]. In: D. D. Kvasov (ed.), *Istorija ozer v pleistocene. IV Vsesojuznii simpozium po istorii ozer [Ezeru vēsture pleistocēnā. IV Vissavienības ezeru vēstures simpozijš]*, Institut ozerovedenija Akademii Nauk SSSR, Leningrad, pp. 82–90.
- Meirons, Z., Straume, J., Juškevičs, V., 1976. Main varieties of the marginal formations and deglaciation of the last glaciation in the territory of Latvian SSR. *Problems of Quaternary Geology*, 9, pp. 50–73.
- Mycielska-Dowgiało, E., 1993. Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden. *Boreas*, 22(2), pp. 165–170.
- Mycielska-Dowgiało, E., 2001. Teksturalne cechy osadów wskazujące na stopień ich eolizacji i pozycję stratygraficzną. In: E. Mycielska-Dowgiało (ed.), *Aeolization of sediments as an indicator of Quaternary stratigraphy*, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, pp. 17–19.
- Mycielska-Dowgiało, E., Woronko, B., 1998. Rounding and frosting analysis of quartz grains of sand fraction, and its interpretative value [Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartosc interpretacyjna]. *Przegląd Geologiczny*, 46(12), pp. 1275–1281.
- Mycielska-Dowgiało, E., Woronko, B., 2004. The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation. *Sedimentary Geology*, 168(3-4), pp. 149–163.
- Mycielska-Dowgiało, E., Ludwikowska-Kędzia, M., 2011. Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos*, 17(4), pp. 189–203.
- Mikalauskas, A., Nenartaviciene, D., Sausaitis, I., Jozapavicus, G., Jurgaitis, A., 1974. Stroenie, litogenez i promishlennaja ocenka otlozhenii Dainavskoi peschanoi ravnini [Dainavas zemienes smilšaino nogulumu uzbūve, litoģenēze un rūpnieciskais novērtējums]. In: G. Biske, A. Mikalauskas (eds.), *Predfrontalnie kraevije lednikovie obrazovaniija [Ledāja malas frontālie veidojumi]*, Mintis, Vilnius, pp. 158–178.
- Miller, J.M.G., 1996. Glacial sediments. In: H. G. Reading (ed.), *Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy*, Blackwell Publishing, pp. 454–484.
- Mitasova, H., Mitas, L., Harmon, R.S., 2005. Simultaneous spline approximation and topographic analysis for lidar elevation data in open source GIS. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2(4), pp. 375–379.

- Moiola, R.J., Spencer, A.B., 1979. Differentiation of eolian deposits by discriminant analysis. In: E. D. McKee (ed.), *A study of global sand seas 1052*, United States government printing office, Washington, pp. 53–59.
- Moora, T., Raukas, A., Tavast, E., 2002. Geological history of Lake Võrtsjärv. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology*, 51(3), pp. 157–179.
- Müller, U.C., Pross, J., 2007. Lesson from the past: present insolation minimum holds potential for glacial inception. *Quaternary Science Reviews*, 26(25–28), pp. 3025–3029.
- Munyikwa, K., Brown, S., Kitabwalla, Z., 2012. Delineating stratigraphic breaks at the bases of postglacial eolian dunes in central Alberta, Canada using a portable OSL reader. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(15), pp. 1603–1614.
- Murray, A., Wintle, A., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*, 32(1), pp. 57–73.
- Nartišs, M., 2006. Jaunas datu apstrādes metodes ieviešana atvērtā koda ĢIS programmā GRASS. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes.*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 93–94.
- Nartišs, M., 2013a. Cilvēka radīto objektu aizvākšana no LĢIA augstuma modeļa. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 162–163.
- Nartišs, M., 2013b. Zembaseina nogulumu virsmas rekonstruēšana ĢIS vidē. Vidusgaujas un Ziemeļlatvijas zemieņu piemērs. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 342–344.
- Nartišs, M., Zelčs, V., 2006. Reconstruction of proglacial ice meltwater basins in Northern Vidzeme, Latvia. In: P. Johansson, J. P. Lunkka, P. Sarala (eds.), *The International Field Symposium on Late Pleistocene Glacigenic Deposits in the Central Part of the Scandinavian Ice Sheet, September 11-15, 2006. Abstracts of papers and posters*, Geological Survey of Finland, Northern Finland Office, Oulu, pp. 28.
- Nartišs, M., Zelčs, V., 2007. Development history of the glacial lakes in Northern Vidzeme, Latvia. In: R. Guobytė, M. Stančikaitė (eds.), *Proceedings of the International Field Symposium “The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene glaciations to evolution of the Baltic Sea”*, Lithuanian Geological Survey, Vilnius, pp. 59–60.
- Nartišs, M., Zelčs, V., 2011. A succession of Lateglacial ice-dammed lakes in north Vidzeme, Latvia. In: P. Johansson, J.-P. Lunkka, P. Sarala (eds.), *Late Pleistocene glacigenic deposits from the central part of the Scandinavian Ice Sheet to Younger Dryas End Moraine Zone. Evcurcursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion in Finland, 12-17 June 2011*, Geological Survey of Finland, Rovaniemi, pp. 122.
- Nartišs, M., Rečs, A., 2012. Magellan ProMark 3 GPS uztvērēja tests lauka apstākļos. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes.*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 101–102.

- Nartišs, M., Zelčs, V., 2013. Was the Middle Gauja lowland ice free during Linkuva time? *In: Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium.*, Lithuanian Geological Survey, Vilnius-Traka, pp. 71–72.
- Nartišs, M., Līcis, A., Zelčs, V., 2006. Ledājkušanas ūdeņu paleotraumju virzieni Ziemeļvidzemes teritorijā. *In: Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes.*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 191–192.
- Nartišs, M., Markots, A., Zelčs, V., 2008. Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Vidzeme coastal plain, Latvia. *In: S. Lisicki (ed.), Quaternary of the Gulf of Gdansk and Lower Vistula regions in northern Poland: sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography*, Polish Geological Institute, Warszawa, pp. 39.
- Nartišs, M., Celiņš, I., Zelčs, V., Dauškans, M., 2009. Stop 8: History of the development and palaeogeography of ice-dammed lakes and inland dunes at Seda sandy plain, north western Vidzeme, Latvia. *In: V. Kalm, L. Laumets, T. Hang (eds.), Extent and timing of Weichselian glaciation southeast of the Baltic Sea: Abstracts and Guidebook. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13-17, 2009*, Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu, pp. 79–81.
- Nartišs, M., Zelčs, V., Markots, A., 2011. Stop 9: Baltic Ice lake coastal formations at Ēkāji and shore displacement curve for Vidzeme coastal plain. *In: O. P. Ābolstiņš, A. Mūrnieks, V. Zelčs (eds.), The Eight Baltic Stratigraphical Conference. Post-Conference Field Excursion Guidebook*, University of Latvia, Rīga, pp. 47–53.
- Nartišs, M., Kaliņska, E., Celiņš, I., 2012. Grain size distribution of the Middle Gauja lowland aeolian sediments and their substratum - preliminary results. *Geology, Geophysics & Environment*, 38(4), pp. 508–510.
- Neteler, M., Bowman, M.H., Landa, M., Metz, M., 2012. GRASS GIS: A multi-purpose open source GIS. *Environmental Modelling & Software*, 31, pp. 124–130.
- Nomals, P., 1943. *Vidzemes un Latgales purvu apskats*, Latvijas vērtspapīru spiestuve, Rīga, pp. 486.
- Oja, T., 2005. Postglacial rebound in Estonia: Constraints from the measurements of Estonian geodetic networks. *In: 9th International Workshop on Numerical Modeling of Mantle Convection and Lithospheric Dynamics*, Ettore Majorana Foundation and Centre for Scientific Culture, Erice, pp. 36.
- Otvos, E.G., 1999. Sediment and Geomorphic Criteria for Reconstructing Sea-Level Positions. Multiple Pliocene-Quaternary Marine Highstands on the Northeastern Gulf of Mexico Coastal Plain? Reply to a Discussion, *Journal of Coastal Research*, 14(2), 669-674 (1998). *Journal of Coastal Research*, 15(4), pp. 1181–1187.
- Otvos, E.G., 2000. Beach ridges - definitions and significance. *Geomorphology*, 32, pp. 83–108.

- Påsse, T., Andersson, L., 2005. Shore-level displacement in Fennoscandia calculated from empirical data. *GFF*, 127(4), pp. 253–268.
- Peyaud, V., Ritz, C., Krinner, G., 2007. Modelling the Early Weichselian Eurasian Ice Sheets: role of ice shelves and influence of ice-dammed lakes. *Climate of the Past Discussions*, 3(1), pp. 221–247.
- Pelletier, J.D., 2008. *Quantitative Modeling of Earth Surface Processes*, Cambridge University Press, New York, pp. 325.
- Plag, H.-P., Engen, B., Clark, T. a., Degnan, J.J., Richter, B., 1998. Post-glacial rebound and present-day three-dimensional deformations. *Journal of Geodynamics*, 25(3-4), pp. 263–301.
- Punning, J.-M., Kapanen, G., Hang, T., Davydova, N., Kangur, M., 2008. Changes in the water level of Lake Peipsi and their reflection in a sediment core. *Hydrobiologia*, 599(1), pp. 97–104.
- QGIS Development Team, 2013. QGIS Geographic Information System.
- R Core Team, 2012. R: A Language and Environment for Statistical Computing.
- Rabus, B., 2003. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57(4), pp. 241–262.
- Raukas, A., 2009. When and how did the continental ice retreat from Estonia? *Quaternary International*, 207(1-2), pp. 50–57.
- Raukas, A., Rjahni, E.E., 1970. Ob ozero-lednikovih basseinah na territorii severnoi Pribaltiki [Par ziemeļu Baltijas teritorijas ledāja ezeru baseiniem]. In: M. V. Kaibaliene, S. V. Kalesnik, D. D. Kvasov, V. J. Klane, I. N. Klimkaite, N. V. Korde, C. P. Kudaba, A. P. Kuderskii (eds.), *Istorija ozer. Trudi Vsesojuznogo simpoziuma po osnovnim problemam presnovodnix ozer (25-29 maja 1970 g.) [Ezeru vēsture. Saldūdens ezeru galvenajām problēmām velītā Vissavienības simpozija raksti (25-29 maijs, 1970. g.)]*, Vilnius, pp. 230–235.
- Raukas, A., Stankowski, W., 2005. Influence of sedimentological composition on OSL dating of glaciofluvial deposits: examples from Estonia. *Geological Quarterly*, 49(4), pp. 463–470.
- Raukas, A., Stankowski, W., Zelčs, V., Šinkunas, P., 2010. Chronology of the Last Deglaciation in the Southeastern Baltic Region on the Basis of Recent OSL Dates. *Geochronometria*, 36, pp. 47–54.
- Rečs, A., Krievāns, M., 2013. Establishment of GIS-based database of the Baltic Ice lake shorelines for the Latvian coast of the gulf of Rīga. In: *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium. June 25 – 30, 2013, Vilnius-Trakai, Lithuania*, Lithuanian Geological Survey, Vilnius-Trakai, pp. 82–83.

- Reiniks, M., Kalinka, M., Lazdans, J., Klive, J., Ratkus, B., 2010. Height System Exit Level and Defining Exit Value. *RTU zinātniskie raksti*, 7(11), pp. 7–13.
- Reuter, H.I., Neison, A., Strobl, P., Mehl, W., Jarvis, A., 2009. A first assessment of Aster GDEM tiles for absolute accuracy, relative accuracy and terrain parameters. *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. V–240–V–243.
- Rinterknecht, V., Clark, P.U., Raisbeck, G., Yiou, F., Bitinas, A., Brook, E., Marks, L., Zelčs, V., Lunkka, J.P., Pavlovskaya, I.E., Piotrowski, J.A., Raukas, A., 2006. The Last Deglaciation of the Southeastern Sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science*, 311, pp. 1449–1452.
- Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., Chapin, E.C., Martin, J.M., Daffer, W., Hensley, S., 2005. *An assessment of the SRTM topographic products*, Technical Report JPL D-31639, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, pp. 143.
- Rose, J., 1990. Raised shorelines. In: A. Goudie, J. Lewin, K. Richards, M. Anderson, T. Burt, B. Whalley, P. Worsley (eds.), *Geomorphological Techniques*, Routledge, London, pp. 529–551.
- Rosentau, A., 2006. *Development of proglacial lakes in Estonia*. University of Tartu, pp. 113.
- Rosentau, A., Hang, T., Miidel, A., 2004. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian. *Geological Quarterly*, 48(4), pp. 299–307.
- Rosentau, A., Vassiljev, J., Saarse, L., Miidel, A., 2007a. Palaeogeographic reconstruction of proglacial lakes in Estonia. *Boreas*, 36(2), pp. 211–221.
- Rosentau, A., Hang, T., Kalm, V., 2007b. Water-level changes and palaeogeography of proglacial lakes in eastern Estonia: synthesis of data from the Saadjärve Drumlin Field area. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 56(2), pp. 85–100.
- Rosentau, A., Saarse, L., Miidel, A., 2008. Proglacial lake shorelines of Estonia and adjoining areas. *Polish Geological Institute Special Papers*, 23, pp. 81–86.
- Rosentau, A., Vassiljev, J., Hang, T., Saarse, L., Kalm, V., 2009. Development of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. *Quaternary International*, 206(1-2), pp. 16–23.
- Rosentau, A., Veski, S., Kriiska, A., Aunap, R., Saarse, L., Hang, T., Heinsalu, A., 2011. Palaeogeographic Model for the SW Estonian Coastal Zone of the Baltic Sea. In: J. Harff, S. Björck, P. Hoth (eds.), *The Baltic Sea Basin*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 165–188.
- Rowan, D.J., Kaliff, J., Rasmussen, J.B., 1992. Estimating the mud deposition boundary depth in lakes from wave theory. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 49(12), pp. 2490–2497.
- Ruddiman, W.F., Vavrus, S.J., Kutzbach, J.E., 2005. A test of the overdue-glaciation hypothesis. *Quaternary Science Reviews*, 24(1-2), pp. 1–10.

- Rudoy, A.N., 2002. Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains. *Quaternary International*, 87(1), pp. 119–140.
- Saarse, L., Rosentau, A., 2011. Palaeoreconstruction of the Baltic Ice Lake in the Eastern Baltic. In: J. Harff, S. Björck, P. Hoth (eds.), *The Baltic Sea Basin*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 189–202.
- Saarse, L., Vassiljev, J., Rosentau, A., Miidel, A., 2007. Reconstruction of late glacial shore displacement in Estonia. *Baltica*, 20(1-2), pp. 35–45.
- Saarse, L., Heinsalu, A., Veski, S., Amon, L., Gaidamavičius, A., 2012. On the deglaciation chronology of the Palivere ice-marginal zone, northern Estonia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 84, pp. 21–31.
- Saks, T., Zelcs, V., Nartiss, M., Kalvans, A., 2009. The Oldest Dryas last significant fluctuation of the Scandinavian ice sheet margin in Eastern Baltic and problems of its regional correlation. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, pp. 1316.
- Saks, T., Senņikovs, J., Timuhins, A., Marandi, A., Kalvāns, A., 2012. Groundwater flow beneath the Scandinavian ice sheet in the Baltic Basin. In: A. Dēliņa, A. Kalvāns, T. Saks, U. Bethers, V. Vircavs (eds.), *Highlights of groundwater research in the Baltic Artesian Basin*, University of Latvia, Riga, pp. 75–90.
- Sandgren, P., Hang, T., Snowball, I.F., 1997. A Late Weichselian geomagnetic record from Lake Tamula, SE Estonia. *GFF*, 119(4), pp. 279–284.
- Schmedemann, N., Schafmeister, M.T., Hoffmann, G., 2006. Impact of near surface compaction on layer geometry within unconsolidated sediments, south western Baltic Sea. *Baltica*, 19(2), pp. 64–71.
- Segliņa, E., 1990. *Ledāju kušanas baseinu attīstības vēsture*. Latvijas Universitāte, pp. 54.
- Shortridge, A., Messina, J., 2011. Spatial structure and landscape associations of SRTM error. *Remote Sensing of Environment*, 115(6), pp. 1576–1587.
- SIA Envirotech, 2011. GIS Latvija 10.0. Webpage. SIA Envirotech Pieejams: http://www.envirotech.lv/index.php?v=1&s1_id=396
- Sissons, J., 1958. Supposed ice-dammed lakes in Britain with particular reference to the Eddleston valley, southern Scotland. *Geografiska Annaler*, 40(3/4), pp. 159–187.
- Syverson, K.M., 2008. Sediment record of short-lived ice-contact lakes, Burroughs Glacier, Alaska. *Boreas*, 27(1), pp. 44–54.
- Sleinis, I., 1933. Kwartārs Gaujas baseinā. In: *Raksti par Gauju*, Rīga, pp. 8–27.
- Smith, N.D., Syvitski, J.P.M., 1982. Sedimentation in a Glacier-Fed Lake: The Role of Pelletization on Deposition of Fine-Grained Suspensates. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 52(2), pp. 503–573.

- Soria, J.L.A., Siringan, F.P., Rodolfo, K.S., 2005. Compaction rates and paleo-sea levels along the delta complex north of Manila Bay, Luzon Island, Philippines. *Science Diliman*, 17(2), pp. 39–45.
- Soulet, G., Ménot, G., Bayon, G., Rostek, F., Ponzevera, E., Toucanne, S., Lericolais, G., Bard, E., 2013. Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice Sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(17), pp. 6682–7.
- Srivastava, A.K., Ingle, P.S., Lunge, H.S., Khare, N., 2012. Grain-size characteristics of deposits derived from different glacial environments of the Schirmacher Oasis, East Antarctica. *Geologos*, 18(4), pp. 251–266.
- Steffen, H., Wu, P., 2011. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia—A review of data and modeling. *Journal of Geodynamics*, 52(3-4), pp. 169–204.
- Steffen, H., Kaufmann, G., Wu, P., 2006. Three-dimensional finite-element modeling of the glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1-2), pp. 358–375.
- Steffen, H., Denker, H., Müller, J., 2008. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia from GRACE data and comparison with geodynamical models. *Journal of Geodynamics*, 46(3-5), pp. 155–164.
- Stiebriņš, O., 1982. Kwartāra nogulumu ģeoloģiskā un derīgo izrakteņu karte. In: *Kompleksās kvartāra hidroģeoloģiskās un inženierģeoloģiskās kartēšanas pārskats meliorācijas vajadzībām, M 1:50 000, lapas 0-35-90-A,B,V,G; 0-35-91-A,B,V,G un 0-35-92-A,V (Alūksne)*, Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, pp. 1.
- Straume, J., 1978. Limnoglacialnie ravnini i osnovnie pozdnelednikovie vodoemi Latvii [Latvijas limnoglaciālie līdzenumi un galvenās vēlā leduslaikmeta ūdenstilpes]. In: O. P. Āboltiņš, V. Klane, G. Eberhards (eds.), *Problemi morfogeneza reliefa i paleogeografii Latvii [Latvijas reljefa morfoģenēzes un paleoģeogrāfijas problēmas]*, Latviskii gosudarstvennii universitet im. P. Stucki [P. Stučkas vārdā nosauktā Latvijas valsts universitāte], Rīga, pp. 45–66.
- Straume, J., 1979. Geomorfologija [Geomorfoloģija]. In: J. Misāns, A. Brangulis, I. Danilāns, V. Kuršs (eds.), *Geologischeskoje strojenije i poleznije izkopajemije Latvii [Latvijas ģeoloģiskā uzbūve un derīgie izrakteņi]*, Zinātne, Rīga, pp. 297–439.
- Sturm, M., 1979. Origin and composition of clastic varves. In: C. Schlüchter (ed.), *Moraines and Varves; Origin, Genesis, Classification*, Balkema, Rotterdam, pp. 281–285.
- Swan, D., Clague, J.J., Luternauer, J.L., 1978. Grain-size statistics I: evaluation of the Folk and Ward graphic measures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48(3), pp. 863–878.
- Takčidi, E., 1999. *Datu bāzes “Urbumi” dokumentācija*, Rīga
- Talbot, M.R., Allen, P.A., 1996. Lakes. In: H. G. Reading (ed.), *Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy*, Blackwell Publishing, pp. 83–124.

- Talviste, P., Hang, T., Kohv, M., 2012. Glacial varves at the distal slope of Pandivere–Neva ice-recessional formations in western Estonia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 84, pp. 7–19.
- Tanner, W.F., 1964. Modification of Sediment Size Distributions. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 34(1), pp. 156–164.
- Tarasov, L., Peltier, W.R., 2006. A calibrated deglacial drainage chronology for the North American continent: evidence of an Arctic trigger for the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 25, pp. 659–688.
- Teller, J.T., 2005. Subaquatic Landsystems: Large Proglacial Lakes. In: D. J. A. Evans (ed.), *Glacial landsystems*, Arnold, London, pp. 348–371.
- Teller, J.T., 2013. Lake Agassiz during the Younger Dryas. *Quaternary Research*.
- Teller, J.T., Leverington, D.W., 2004. Glacial Lake Agassiz: A 5000 yr history of change and its relationship to the $\delta^{18}O$ record of Greenland. *GSA Bulletin*, 116(5/6), pp. 729–742.
- Teller, J.T., Leverington, D.W., Mann, J.D., 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9), pp. 879–887.
- Thales Navigation Inc., 2005. *Magellan eXplorer 210. Reference manual*, pp. 95.
- Thomsen, K.J., Jain, M., Murray, A.S., Denby, P.M., Roy, N., Bøtter-Jensen, L., 2008. Minimizing feldspar OSL contamination in quartz UV-OSL using pulsed blue stimulation. *Radiation Measurements*, 43(2-6), pp. 752–757.
- Thrasher, I.M., Mauz, B., Chiverrell, R.C., Lang, A., Thomas, G.S.P., 2009. Testing an approach to OSL dating of Late Devensian glaciofluvial sediments of the British Isles. *Journal of Quaternary Science*, 24(7), pp. 785–801.
- TOPO 10K PSRS, 2009. Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba topogrāfisko karšu mozaīka mērogā 1:10 000. Webpage. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv/> [2013-05-03]
- TOPO 25K63g PSRS, 2009. Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 63. gada sistēmas topogrāfisko karšu mozaīka mērogā 1:25 000. Webpage. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv/> [2013-05-03]
- Torim, A., 1998. *Renovation of the Estonian Levelling Network*, Tartu, pp. 55.
- Udden, J., 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 25, pp. 655–744.
- Uścińowicz, S., 2006. A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea. *Quaternary International*, 145-146, pp. 86–105.
- Vassiljev, J., Saarse, L., 2013. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 85, pp. 9–18.
- Vassiljev, J., Saarse, L., Miidel, A., 2005. Simulation of proglacial lake shore displacement in Estonia. *Geological Quarterly*, 49(3), pp. 253–262.

- Veinbergs, I.G., 1963. Some of the dead or buried ice formations on the coast of the Baltic ice-lake in the North-Eastern part of Kurzeme. *Questions of Quaternary Geology*, XI(II), pp. 113–120.
- Veinbergs, I.G., 1964. Coastal morphology and dynamics of the Baltic Ice lake on the territory of the Latvian SSR. *Questions of Quaternary Geology*, III, pp. 331–369.
- Veinbergs, I.G., 1986. *Drevnie berega Sovetskoj Baltiki i drugih morei SSSR: Osobennosti rasprostraneniya, genezisa i sohrannosti [Padomju Baltijas un citu PSRS jūru senie krasti: izplatības, izcelsmes un saglabāšanās īpatnības]* V. G. Ulsts (ed.), Zinatne, Rīga, pp. 168.
- Veinbergs, I.G., Stelle, V., 1981. Beregovije obrazovanija i priberezhno-morskije otlozhenija Latviskogo poberezhija i ih korrelacija c cootvetstujushchimi obrazovanijami na territorii Estonskoj i Litovskoj SSR [Latvijas piekrastes krasta viedojumi un piekrastes-jūras nogulumi un to korelā. In: A. Raukas (ed.), *Korreljacija nad- i podvodnih otlozhenii i form reljefa juzhnoi i srednei Baltiki [Dienvid un vidus Baltijas virs un zemūdens nogulumu un reljefa formu korelācija]*, Akadēmija nauk Estonskoj SSR, Tallin, pp. 12–17.
- Veklich, M.F., 1975. Paleogeograficheskie metod izuchenija drevnih ozer [Seno ezeru paleogeogrāfiskās izpētes metode]. In: G. G. Martinson (ed.), *Istorija ozer v mezozoe, paleogene i neogene. IV Vsesojuznii simpozium po istorii ozer [Ezeru vēsture mezozoajā, paleogēnā un neogēnā. IV Vissavienības ezeru vēstures simpozij]*, Institut ozerovedeniya Akademii Nauk SSSR, Leningrad, pp. 118.
- Veski, S., Amon, L., Heinsalu, A., Reitalu, T., Saarse, L., Stivriņš, N., Vassiljev, J., 2012. Lateglacial vegetation dynamics in the eastern Baltic region between 14,500 and 11,400calyrBP: A complete record since the Bølling (GI-1e) to the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 40, pp. 39–53.
- Vēze, A., Markots, A., 2011. Reljefa datu pareizība un precizitāte dažādos reljefa datu avotos: Jēkabpils piemērs. In: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 254–256.
- Vilcāns, J., Šķiņķis, P., 1986. Kvartāra nogulumu ģeoloģiskā un derīgo izrakteņu karte. In: *Kompleksās kvartāra hidroģeoloģiskās un inženierģeoloģiskās kartēšanas pārskats meliorācijas vajadzībām, M 1:50 000, lapas 0-35-102-A,B,V,G (Gulbene)*, Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, pp. 1.
- Visher, G.S., 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(3), pp. 1074–1106.
- Wachecka-Kotkowska, L., Kotowski, P., 2011. Grain-size distribution analysis of Quaternary sediments from the southern part of the Lodz region in Poland: a computational-methods approach. *Geologos*, 17(4), pp. 205–219.
- Wallinga, J., Murray, A., Duller, G., 2000. Underestimation of equivalent dose in single-aliquot optical dating of feldspars caused by preheating. *Radiation Measurements*, 32(5-6), pp. 691–695.

- Weyhenmeyer, G.A., Hakanson, L., Meili, M., 1997. A validated model for daily variations in the flux, origin, and distribution of settling particles within lakes. *Limnology and Oceanography*, 42(7), pp. 1517–1529.
- Weirich, F., 1984. Turbidity currents: Monitoring their occurrence and movement with a three-dimensional sensor network. *Science*, 224(4647), pp. 384–387.
- Weirich, F., 1986. The record of density-induced underflows in a glacial lake. *Sedimentology*, 33, pp. 261–277.
- Wentworth, C., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, pp. 377–392.
- Wiedmer, M., Montgomery, D.R., Gillespie, A.R., Greenberg, H., 2010. Late Quaternary megafloods from Glacial Lake Atna, Southcentral Alaska, U.S.A. *Quaternary Research*, 73(3), pp. 413–424.
- Williams, M., Dunkerly, D., De Deckker, P., Kershaw, P., Chappell, J., 2004. *Quaternary Environments* Second Edi., Arnold, London, pp. 330.
- Wintle, A.G., Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41(4), pp. 369–391.
- Woronko, B., 2001. Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcu frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych. In: E. Mycielska-Dowgiałło (ed.), *Aeolization of sediments as an indicator of Quaternary stratigraphy*, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, pp. 33–38.
- Woronko, B., 2012. *Zapis procesów eolicznych w osadach piaszczystych plejstocenu na wybranych obszarach Polski środkowej i północno-wschodniej*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, pp. 130.
- Woronko, B., Hoch, M., 2011. The Development of Frost-weathering Microstructures on Sand-sized Quartz Grains: Examples from Poland and Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(3), pp. 214–227.
- Zelčs, V., 1992. The Trikata drumlin area. In: *Glaciotectonic processes, sediments, landforms and their influence on the present geological situation*, Faculty of Geography, University of Latvia, Riga, pp. 36–47.
- Zelčs, V., 1993. *Diverģentā tipa glaciodepresiju zemiņu glaciotektoniskās reljefa formas*. Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 39.
- Zelčs, V., Šteins, V., 1989. Latvijas daba un fiziogēogrāfiskie rajoni. *Zinātne un Tehnika*, 7.
- Zelčs, V., Markots, A., 2004. Deglaciation history of Latvia. In: J. Ehlers, P. L. Gibbard (eds.), *Quaternary Glaciations Extent and Chronology Part I: Europe*, Elsevier, Amsterdam, pp. 225 – 243.
- Zelčs, V., Nartišs, M., Celiņš, I., Markots, A., Strautnieks, I., Krievāns, M., Saks, T., Kalvāns, A., 2009a. Raunis paleoezera nogulumi, to izplatība un raksturs. In:

Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes, Latvijas Universitāte, Rīga, pp. 263–265.

- Zelčs, V., Nartišs, M., Dauškans, M., Celiņš, I., 2009b. Stop 7: Altered ice-marginal formations of Haanja (Linkuva, North Lithuania) stage at Dores, North Vidzeme Lowland, Latvia. *In: V. Kalm, L. Laumets, T. Hang (eds.), Extent and timing of Weichselian glaciation southeast of the Baltic Sea: Abstracts and Guidebook. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13-17, 2009*, Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu, pp. 77–78.
- Zelčs, V., Markots, A., Nartišs, M., Saks, T., 2011. Pleistocene Glaciations in Latvia. *In: J. Ehlers, P. L. Gibbard, P. D. Hughes (eds.), Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Elsevier, Amsterdam, pp. 221–229.