

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITATIS LATVIENSIS
Nr. 25



MĀRIS DAUŠKANS

**KĒMU TERASES LATVIJAS STARPLOBU
IZOMETRISKAJĀS AUGSTIENĒS**

DISERTĀCIJA

RĪGA 2013

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITATIS LATVIENSIS
Nr.25

MĀRIS DAUŠKANS

**KĒMU TERASES LATVIJAS STARPLOBU
IZOMETRISKAJĀS AUGSTIENĒS**

DISERTĀCIJA

doktora grāda iegūšanai ģeoloģijas nozares
kvartārģeoloģijas un ģeomorfoloģijas ģeoloģijas apakšnozarē

LATVIJAS UNIVERSITĀTE

2013

Disertācija izstrādāta:

Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē Ģeogrāfijas nodaļas Ģeomorfoloģijas un ģeomātikas katedrā no 2008. gada līdz 2013. gadam

Promocijas darba vadītājs:

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

Recenzenti:

profesors, *Dr. geol.* **Valdis Segliņš**, Latvijas Universitāte

asociētā profesore, *Dr. geogr.* **Laimdota Kalniņa**, Latvijas Universitāte

docents, *Dr. geol.* **Juris Soms**, Daugavpils Universitāte

Promocijas padomes sastāvs:

profesors, *Dr. geol.* **Ervīns Lukševičs** – padomes priekšsēdētāja p.i.

docente, *Dr. geol.* **Aija Dēliņa**

asociētā profesore, *Dr. geogr.* **Laimdota Kalniņa**

profesors, *Dr. geol.* **Valdis Segliņš**

asociētais profesors, *Dr. geol.* **Ģirts Stinkulis**

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

Padomes sekretārs: asociētais profesors *Dr. geol.* **Ģirts Stinkulis**

Disertācija pieņemta aizstāvēšanai ar LU Ģeoloģijas promocijas padomes 2013. gada 25. aprīļa sēdes lēmumu nr. 02/2013

Disertācijas aizstāvēšana notiks 2013.gada 28. jūnijā plkst. 10.00 Rīgā, Alberta ielā, 10, Latvijas Universitātes Promocijas padomes ģeoloģijā atklātajā sēdē.

Disertācijas kopsavilkuma izdošanu ir finansējusi Latvijas Universitāte.

Ar disertāciju ir iespējams iepazīties Latvijas Universitātes Bibliotēkā Rīgā, Kalpaka bulvārī 4.

Atsauksmes sūtīt: Dr. Ģirts Stinkulis, Latvijas Universitātes Ģeoloģijas nodaļa, Raiņa bulvāris 19, LV-1586, Rīga. Fakss: +371 6733 2704, e-pasts: Girts.Stinkulis@lu.lv

© Māris Dauškans

Latvijas Universitāte
www.lu.lv

SATURS

SATURS	2
ANOTĀCIJA	3
ANNOTATION	4
Ievads	5
Pētījumu tēmas aktualitāte	5
Darba novitāte	6
Darba hipotēze	7
Aizstāvēšanai izvirzītās tēzes.....	7
Pētījuma mērķis un uzdevumi.....	7
Rezultātu aprobācija	8
Tekstā lietotie saīsinājumi	11
1. Kēmu terases un to vieta ledāja litomorfoģenēzes paraģenētiskajā rindā.....	12
2. Pētījumu teritorijas ģeoloģiski ģeomorfoloģiskais raksturojums	22
2.1. Vidzemes augstiene	24
2.2. Alūksnes augstiene	27
2.3. Latgales augstiene.....	30
3. Materiāli un metodes	35
4. Pētījumu rezultāti.....	44
4.1. Kēmu terašu izplatība, morfoloģija un novietojums attiecībā pret citām ledāja reljefa formām.....	44
4.1.1. Kēmu terašu izplatība un morfoloģija Vidzemes augstienē	45
4.1.2. Kēmu terašu izplatība un morfoloģija Alūksnes augstienē	55
4.1.3. Kēmu terašu izplatība un morfoloģija Latgales augstienē.....	59
4.2. Kēmu terašu iekšējā uzbūve un nogulumu vecums	65
4.2.1. Vidzemes augstienes kēmu terašu iekšējā uzbūve.....	66
4.2.2. Alūksnes augstienes kēmu terašu iekšējā uzbūve.....	85
4.2.3. Latgales augstienes kēmu terašu iekšējā uzbūve	88
4.2.4. Kēmu terašu nogulumu datēšanas rezultāti	95
5. Diskusija un interpretācija	103
5.1. Citu ledāja reljefa formu morfoloģisko īpatnību saistība ar kēmu terasēm.....	103
5.2. Kēmu terašu morfoloģiskie tipi	105
5.3. Kēmu terašu virsmas topogrāfija	107
5.4. Kēmu terašu iekšējās uzbūves liecības	109
5.5. Kēmu terašu veidošanās laiktelpiskās īpatnības	111
Secinājumi	116
Pateicības	118
Literatūra.....	119
PIELIKUMI.....	129

ANOTĀCIJA

Kēmu terases un tās veidojošie nogulumi ir ledus kontakta veidojumi, kuri radušies marginālos apstākļos. To izplatības apvidos reljefa artikulācija parasti ir no 20 līdz 50 m, maksimāli līdz 100 m, kas atbilst zemes virsas saposmojumam ledāja starplobu izometrisko augstieņu teritorijās. Pētījums balstīts uz lielmēroga kartogrāfiskā materiāla ģeotelpisko analīzi, lauka pētījumu rezultātiem un nogulumu vecuma datējumiem ar OSL metodi. Pētījuma rezultātā iegūta nozīmīga informācija par kēmu terašu morfoloģisko, ģenētisko un iekšējās uzbūves daudzveidību, kā arī liecības par šo ledāja reljefa formu veidošanās apstākļu dažādību. Morfoloģiski izšķiramas joslveida un segmentveida kēmu terases. Gar starplobu izometrisko augstieņu marginālajām (laterālajām) ledus kontakta nogāzēm joslveida terases ir ģenētiski saistītas ar laterālajām ledājūdeņu noteces ielejām un glaciofluviālo deltu konusiem. Kēmu terašu veidošanās starplobu izometriskajās augstienēs ir aizsākusies drīz pēc to centrālās daļas zemledāja glaciotektonisko reljefa formu rašanās, bet noslēgusies ar ledāja atkāpšanos no Linkuvas fāzes malas veidojumiem.

Raksturvārdi: ledus kontakta reljefa formas, morfoloģija, deglaciācija, kēmu terašu nogulumi, OSL vecums.

ANNOTATION

Kame terrace and their formative sediments are ice-contact formations that developed in ice marginal conditions. The local relief of the kame terrace terrain and surrounding area usually is from 20 to 50 m, up to a maximum of 100 m, it meets to the vertical articulation of land of the glacier interlobate insular uplands areas. This study is based on geospatial analysis of the large-scale cartographic material, data from field studies, and results of the sediment OSL age determination. Results of the study provide new information on kame terrace morphology, genetic diversity, internal structure and changes of their formation environment. As a result of morphological analysis the kame terraces are divided into linear kame terraces and segment-type kame terraces. Along the marginal (lateral) ice contact slopes of the interlobate accumulative glaciostructural insular uplands, linear type kame terraces are genetically related to the lateral meltwater channel valleys and glaciofluvial delta cones. Formation of the kame terraces started soon after formation of glaciotectionic hummocky topography, in earlier phases of the insular deglaciation of the last Fennoscandian ice sheet. The youngest ones were formed along the south-eastern slope of the Alūksne Upland during Linkuva deglaciation phase.

Keywords: ice-contact landforms, morphology, deglaciation, kame terrace deposits, OSL age.

Ievads

Pētījumu tēmas aktualitāte

Kēmu terases ir ledus kontakta reljefa formas, kas veidojušās ledājkūšanas ūdeņu slāņotajiem nogulumiem uzkrājoties joslā starp ledāja malu un pieledāja reljefa formas nogāzi. Tās ir izplatītas gan mūsdienu ledāju klātajos apgabalos, gan arī seno pleistocēna segledāju, tajā skaitā arī Latvijas teritorijā. Klasiskā izpratnē (pēc Flint, 1964) kēmu terases ir samērā šauras terasveidīgas lēzeni viļņotu līdzenumu vai sīkpaugurainas akumulatīvās reljefa joslas, kuras veidojušās ledāja kūšanas ūdeņu straumēm noguldot smilts un grants nogulumus, bieži vien ar ievērojamu oļu piejaukumu. Tās sastopamas gar seno aprakto ieleju, ielejveida pazeminājumu, dažādas izcelsmes ledāja pauguru, vai arī gar ledāja reljefa makroformu, parasti starplobu augstieņu nogāzēm, veidojot uz tām pakāpienveida joslas vai segmentus. Dž. Holvejs un R. Pērsone (Hawley, Parsons, 1980) norāda, ka to virsma parasti ir sīkpauguraina un saposmota ar glaciokarsta ieplakām.

Salīdzinājumā ar daudzu citu glaciālās izcelsmes reljefa formu ģeoloģisko uzbūvi gan Latvijā, gan arī citos pleistocēna segledāja klātajos apgabalos kēmu terašu iekšējā uzbūve ir nepietiekami pētīta. Arī zināšanas par šīm reljefa formām, kuras satur ļoti nozīmīgas grants un smilts derīgo izrakteņu iegulas, morfoloģiskajām īpatnībām, uzbūvi un, it īpaši, to laiktelpisko attīstību ir ļoti fragmentāras. Tas ir saistīts ar to, ka kēmu terases veidojošie nogulumi nesatur organiskās atliekas, tāpēc agrāk nav bijušas iespējas veikt šo nogulumu vecuma noteikšanu. Pēdējās desmitgadēs notikusi neorganiskās izcelsmes nogulumu datēšanas metožu attīstība ir devusi iespēju veikt nozīmīgus pētījumus par šo reljefa formu attīstību. Tomēr, kā atzīst A. Raukas (2004), arī mūsdienu datēšanas, tajā skaitā luminiscences, metodes ne visos gadījumos ļauj sasniegt gaidītos rezultātus.

Starplobu izometriskās augstienes (salveida akumulatīvās jeb salveida akumulatīvi glaciostrukturālās augstienes, pēc O. P. Āboltiņa (Āboltiņš, 1972, 1975, 1989) terminoloģijas) kā kēmu terašu pētījumu vieta šķita vispiemērotākā, jo šī tipa reljefa makroformām ir izteikta ledāja reljefa stāvainība (ibid.), kas it īpaši labi ir izteikta Vidzemes augstienē (Āboltiņš et al., 1975). Ievērojami atšķirīgais kēmu terašu hipsometriskais novietojums paver labas iespējas noskaidrot kēmu terašu laiktelpiskās attiecības, nosakot ar optiski stimulētās luminiscences (OSL) metodi to veidojošo smilts nogulumu uzkrāšanās laiku. Tas dod iespēju vienlaicīgi arī precizēt ledāja izušanas notikumu hronoloģiju šo augstieņu un tām pieguļošo ledāja zemieņu apvidū.

Kēmu terašu ģeoloģiskie pētījumi un tajos iegūtie rezultāti ir nozīmīgi teritorijas ilgtspējīgas attīstības kontekstā. Tie sniedz informāciju, kas var būt noderīga teritorijas apsaimniekošanas plānu sagatavošanā. Kēmu terases pamatā veido glaciofluviālie nogulumi. To iegulas ir iespējams izmantot smilts un grants rūpnieciskai ieguvei gan reģionālām, gan arī vietējām vajadzībām. Pamatojoties uz zemes dziļu normatīvajiem aktiem un pieredzi teritoriju plānojumos, Latvijā atradnes iedala valsts nozīmes, reģionālas nozīmes un vietējas nozīmes atradnēs (Zelčs, Markots, 1999). Ja ņem par pamatu šo klasifikāciju, tad vairums kēmu terašu var uzskatīt pārsvarā par vietējas nozīmes derīgo izrakteņu atradnēm, kaut gan autora veiktie pētījumi liek domāt, ka dažas no tām krājumu ziņā, piemēram, gar Vidzemes augstienes dienvidu nogāzi, būtu klasificējamas kā reģionālas vai pat valsts nozīmes atradnes. Latvijas Republikas likums „Par zemes dzīlēm” nosaka, ka zemes dziļu pilnīga un kompleksa izpēte ir kā viena no galvenajām prasībām zemes dziļu aizsardzībā (LR likums, 1996). Veiktie pētījumi par kēmu terašu morfoloģiju un iekšējo uzbūvi var sniegt nozīmīgu informāciju par derīgo izrakteņu izplatību un krājumiem kādā konkrētā teritorijā. Tas savukārt dotu iespēju izvērtēt iespējamo smilts un grants ieguves vietu ierīkošanas lietderību.

Kēmu terases veidojošie smilts un grants nogulumi parasti satur ievērojamu daudzumu karbonātisku atlūzu (Danilāns, 1973) un veido augsnes cilmiežus. Tādējādi, šie ģeoloģiski ģeomorfoloģiskie priekšnosacījumi kopā ar mikroklimatiskajiem un dabiskās drenāžas apstākļiem sekmē ģeogrāfisko ainavu un bioloģiskās daudzveidības veidošanos, kas rada šīm vietām raksturīgās un savdabīgās veģetācijas izplatību. Veģetācijas daudzveidību arī sekmē aleirītiska un mālaina materiāla klātbūtne kēmu terašu nogulumos. Likumā „Par Eiropas ainavu konvenciju” ir uzsvērts, ka ainavas ir galvenais indivīdu un sabiedrības labklājības elements un ka to aizsardzība, pārvaldība un plānošana ikvienam piešķir tiesības un atbildību (LR likums, 2007). Atsevišķas kēmu terašu aizņemtās teritorijas ir unikālas gan ģeomorfoloģiskā ziņā, gan bioloģiskās daudzveidības ziņā. Piemēram, Vietalvas apkārtnē nelielā teritorijā (~2 km²) sastopamas vairāk kā 90 glaciokarsta ieplakas (Dauškans, 2011a). Šo vietu arī raksturo tās toponīms „Vietalvas katli”, kas norāda uz šī apvidus īpatnējo reljefu. Šādas un tai līdzīgu teritoriju apzināšana un to atbilstības izvērtēšana dabas aizsardzības noteiktajiem kritērijiem, iespējams, būtu nozīmīgs ieguldījums dabas resursu saprātīgai izmantošanai nākotnē.

Kēmu terases ieņem nozīmīgu vietu starplobu izometrisko augstieņu reljefā. Pēc ģenēzes tās pieder glacioakvālā reljefa formu grupai. To morfoloģiskās un iekšējās uzbūves īpatnības dod iespēju izziņāt, kādi paleovides apstākļi pastāvēja ledāja malas zonā kontinentālā segledāja deglaciācijas laikā, kad un kādā secībā starplobu izometrisko augstieņu apvidi atbrīvojās no ledus un kādi bija ledājkūšanas ūdeņu noteces virzieni.

Darba novitāte

Lai arī vispārīga rakstura informācija par kēmu terasēm ir atrodamā daudzās apkopojošā rakstura darbos (Flint, 1964; Eberhards, 1977; Bennet, Glasser, 2010), un to izplatība atspoguļota ģeomorfoloģiskajās kartēs, tā nesniedz pietiekamu informāciju par kēmu terašu virsmas morfoloģiju, iekšējo uzbūvi, laiktelpiskām attiecībām un saistību ar citām ledāja reljefa formām.

Veiktā pētījuma novitāti nosaka šī darba realizācijas gaitā pielietoto metožu daudzveidība, iegūtais faktiskais materiāls un rezultātu interpretācija, un secinājumi, kuri izdarīti balstoties uz glaciālās ģeoloģijas jaunākajām teorētiskajām atziņām un priekšstatiem par glaciālo litomorfoģenēzi mūsdienu un seno pleistocēna segledāju klātajās teritorijās. Pētījuma laikā arī tika apkopota pieejamā informācija par kēmu terašu pētījumiem ārvalstīs un Latvijā. Pamatojoties uz iegūtajiem rezultātiem ir veikta detalizēta kēmu terašu klasifikācija gan pēc to novietojuma attiecībā pret citām ledāja reljefa formām, kēmu terašu apveida un izplatības, gan arī pēc iekšējās uzbūves. Tā kā akumulatīvo ledāja reljefa formas veidojošie nogulumi un to morfoloģijas īpašības liecina par šo formu ģenēzi, tad faktiski minētā kēmu terašu klasifikācija vienlaicīgi arī daļēji vai pilnīgi atspoguļo to veidošanās apstākļus. Kēmu terašu iekšējās uzbūves izpēte balstīta uz nogulumu tekstūru un saguluma apstākļu detalizētu izpēti atsegumos un litofāciju analīzi. Lai efektīvāk varētu izmantot iegūtos datus, tie ir apkopoti ĢIS datubāzē, kurā ir pieejama informācija par kēmu terašu morfoloģiskajiem rādītājiem, iekšējās uzbūves īpatnībām, pieguļošo ledāja reljefa formu raksturlielumiem, OSL datēšanas rezultātiem un citu autoru publikācijām par kēmu terasēm. Pamatojoties uz kēmu terašu iekšējo uzbūvi un paraģenētisko saistību ar citām ledāja reljefa formām ir izstrādāti trīs kēmu terašu veidošanās scenāriji.

Kēmu terašu veidošanās ir saistīta ar Latvijas teritorijas deglaciācijas galvenajām fāzēm vēlā Vislas apledojuma laikā. Pētījumu metožu attīstība, it īpaši nogulumu datēšanas un ĢIS izmantošana, deva iespēju iegūt jaunus precīzas ģeotelpiskas piesaistes datus. Tas pavēra iespēju kritiski izvērtēt agrākos uzskatus un būtiski pilnveidot atziņas par kēmu terašu izplatību, izvietojumu, morfoloģiju, tipizāciju un veidošanās apstākļiem starplobu

izometrisko augstieņu teritorijās. Iegūtie rezultāti, it īpaši kēmu terašu klasifikācija, ir jau pievērsuši uzmanību ārpus Latvijas (Karmaziene, 2012), un cerams, ka turpmāk šī interese pieaugs.

Darba hipotēze

Starplobu izometrisko augstieņu ledāja veidotā reljefa morfoloģiskās īpatnības, īpaši tā izteiktā reljefa stāvainība (Āboltiņš et al., 1975; Āboltiņš, 1972, 1975, 1989) un uz šo reljefa formu nogāzēm izplatītās kēmu terases paver iespēju precizēt ledāja izžušanas gaitu un noteikt kēmu terašu veidošanās laiktelpiskās attiecības ar galvenajām ledāja deglaciācijas fāzēm šajās teritorijās. Pētījumu metožu attīstība, it īpaši nogulumu datēšanas un ĢIS izmantošana ļauj iegūt jaunus augstas ticamības un precizitātes datus.

Darba hipotēzes pamatā ir kēmu terašu morfoloģiskā, iekšējās uzbūves un veidošanās apstākļu dažādība, kā arī to atšķirīgais hipsometriskais novietojums un saistība ar dažādām ledāja reljefa formām, kuras radušās subglaciālos un marginālos apstākļos. Iepriekš minētais ļauj izvirzīt ideju, ka kēmu terases ir veidojušās dažādu ar ledājukušanas ūdeņu darbību saistītu procesu rezultātā un to formēšanās ir uzskatāma kā daudzpakāpju process, bet šīs reljefa formas veidojošie nogulumu ievērojami atšķiras pēc vecuma.

Aizstāvēšanai izvirzītās tēzes

Kēmu terases ir nozīmīgas ledāja reljefa formas Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs. Pamatojoties uz šo ledāja reljefa formu tiešo ģenētisko saistību ar citām ledāja reljefa formām, to telpisko izvietojumu, morfoloģiskajām un iekšējās uzbūves īpatnībām, kā arī tās veidojošo nogulumu ievērojami atšķirīgo vecumu, aizstāvēšanai tiek izvirzītas šāda galvenās tēzes:

1. Lielāko kēmu terašu veidošanās ir sarežģīts vairāku etapu process. Par to liecina kēmu terašu kāplainā morfoloģija un iekšējā uzbūve, kas atspoguļo ledāja malas īslaicīgas stabilizācijas fāzes un ledus biezuma secīgu samazināšanos leduslobu un ledusmēļu recesijas laikā. Ņemot vērā, ka kēmu terases ir „ar nogulumiem aizpildīti vai daļēji aizpildīti sānu vai malas pazeminājumi starp ledāju un tā troga nogāzi” (Thornbury, 1954), parasti kēmu terašu augstākie līmeņi ir laterālās ledājukušanas noteces gultnes. To virsu klāj laukakmeņu bruģis vai novērojama to izteikta koncentrācija. Zem tiem esošo glaciofluviālo nogulumu uzkrāšanās notikusi Vēlā Vislas segledāja transgresīvajā etapā.

2. Kēmu terašu izplatību un morfoloģisko dažādību nosaka daudzi faktori, no kuriem nozīmīgākie ir starplobu izometrisko augstieņu perifēriālās zonas ledāja malas veidojumu un iekšējās zonas ledus mēļu pazeminājumu, subglaciālo iegultņu un lielpauguru ar labi izteiktām ledus kontakta nogāzēm izvietojums un iespējams arī ekspozīcija, kā arī ledāja aprīmšanas īpatnības.

3. Nozīmīgākās kēmu terases ir raksturīgas apvidos, kur ir ledāja reljefa linearitāte un segledāja radītais zemes virsas saposmojums ir 20-50 m, maksimāli 100 m, kas pārsvarā atbilst ledāja starplobu izometrisko augstieņu teritorijām.

4. Kēmu terašu iekšējās uzbūves īpatnības ir tieši saistītas ar ledus kušanas un ledājudeņu straumju darbības intensitāti un lokāliem segledāja deglaciācijas un ledājukušanas noteces apstākļiem.

5. Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs kēmu terases ir daudz plašāk izplatītas ledāja reljefa formas nekā tas līdz šim tika uzskatīts.

Pētījuma mērķis un uzdevumi

Darba mērķis ir noskaidrot kēmu terašu izplatības, morfoloģijas, iekšējās uzbūves un ģenēzes likumsakarības Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs.

Lai sasniegtu darba mērķi tika izvirzīti šādi darba uzdevumi:

1. Apzināt un apkopot informāciju par kēmu terašu pētījumiem un šo pētījumu rezultātiem ārvalstīs un Latvijā;
2. Izmantojot mūsdienu ģeotelpiskās analīzes metodes, iegūt un apkopot datus par kēmu terašu izplatību, morfoloģiju un saistību ar citām ledāja reljefa formām starpību izometriskajās augstienēs;
3. Apsēkot laukā kēmu terašu atsegumus un izvēlēties detaļu iekšējās uzbūves pētījumu vietas un, izmantojot vispārpieņemtās kvartāra nogulumu pētīšanas metodes, detāli izpētīt formveidojošo nogulumu saguluma apstākļus;
4. Lauka pētījumu laikā veikt nogulumu paraugošanu to vecuma noteikšanai ar OSL metodi;
5. Veikt apzinātās informācijas un lauka pētījumu rezultātu par kēmu terasēm apstrādi, analīzi un interpretāciju;
6. Veikt kēmu terašu sasaisti ar ledāja malas veidojumu galvenajām joslām Vidzemes, Latgales un Alūksnes augstienēs.

Rezultātu aprobācija

Pētījumu rezultāti publicēti rakstu krājumos, konferenču ziņojumu izdevumos, starptautisku konferenču tēzēs un LU konferenču izdevumos. Par iegūtajiem rezultātiem ziņots trijās starptautiskās zinātniskās konferencēs, kā arī astoņās Latvijas Universitātes gadskārtējās zinātniskajās konferencēs. Par kēmu terašu morfoloģiju un uzbūves īpatnībām Vidzemes, Alūksnes un Latgales augstienēs ir sagatavotas publikācijas krājumam Latvijas Universitātes Raksti, bet par pētījumu kopumā zinātniska grāmata, kas izdota Latvijas Universitātes Akadēmiskajā apgādā.

Zinātniska grāmata:

Dauškans, M., 2013. Kēmu terases Austrumlatvijas augstienēs. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 126 lpp.

Raksti rakstu krājumos:

Dauškans, M., 2011. Kēmu terašu morfoloģija un uzbūve īpatnības Vidzemes augstienē. Krāj: Zelčs, V. (galv. red.), *Latvijas Universitātes raksti*, 767. sējums. *Zemes un vides zinātnes.*, Latvijas Universitāte, Rīga, 17.-34. lpp.

Dauškans, M. 2013. Kēmu terašu morfoloģija un uzbūve īpatnības Alūksnes un Latgales augstienēs. Krāj: Zelčs, V. (galv. red.), *Latvijas Universitātes raksti*, xxx. sējums. *Zemes un vides zinātnes.*, Latvijas Universitāte, Rīga, 15 lpp. (iesniegts publicēšanai).

Publikācijas konferenču ziņojumu izdevumos:

Dauškans, M., Zelčs, V., 2012. Problem of identification of kame terraces in the interlobate insular uplands of eastern Latvia. In: Zhirov, A. I., Kuznecov V. J., Subeto D. A. and Tide I. (eds.), *Proceeding of the Joint International Conference "Geomorphology and Paleogeography of Polar Regions", Leopodina Symposium and INQUA Peribaltic Working Group Workshop, Saint-Petersburgh, SPbSU, 9-17 September, 2012.* Saint-Petersburgh "Renova", pp. 416-417.

Publikācijas vietējo/reģionālo konferenču ziņojumu izdevumos ar ISSN kodu:

Nartišs, M., Celiņš, I., Zelčs, V., Dauškans, M., 2009. History of the development of ice-dammed lakes and inland at Seda sandy plain. In: Kalm, V., Laumets, L., and Hang, T. (eds.), *Extent and timing of the Weichselian Glaciation southeast of the Baltic Sea: Abstract 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.

Zelčš, V., Nartišš, M., Dauškans, M., Celiņš, I., 2009. Altered ice-marginal formations of Haanja (Linkuv, North-Lithuania) stage at Dores, North Vidzeme lowland; In: Kalm, V., Laumets, L., and Hang, T. (eds.), *Extent and timing of the Weichselian Glaciation southeast of the Baltic Sea: Abstract 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.

Starptautisku konferenču tēzes:

Dauškans, M., Zelčš, V., Nartišš, M., 2011. Kame terraces of the interlobate insular uplands: the case study in the Vidzeme Upland, Latvia. In: Johansson, P., Lunka, J. P. and Sarala, P. (eds.), *Late Pleistocene Glacigenic Deposits from the Central Part of the Scandinavian Ice Sheet to Younger Dryas End Moraine Zone. Excursion guide and abstracts. INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion. Northern Finland, 12-17 June 2011, Geological Survey of Finland. Rovaniemi*, pp. 86-87.

Dauškans, M. 2011. Classification and internal structure of kame terraces. *2nd Students International Geological Conference. April 28 – May 01, 2011. University of Latvia. Ratnieki, Latvia. Abstracts. Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds*, p. 33.

Konferenču tēzes Latvijā:

Dauškans, M., Zelčš, V., 2012. Kēmu terašu identificēšana un to izplatība Latgales un Alūksnes augstienēs. Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 70. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitāte*, 155.-157. lpp.

Dauškans, M., Zelčš, V., Nartišš, M., 2011. Kēmu terašu veidošanās laiktelpiskie aspekti. Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 69. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitāte*, 288.-289. lpp.

Dauškans, M., Zelčš, V., Nartišš, M., Putniņš, A., 2010. Paleotraumju virzieni un raksturs kēmu terašu veidošanās laikā Vidzemes augstienē. Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 68. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds*, 283.-286. lpp.

Vlads, A., Dauškans, M., Karušs, J., 2010. Glaciokarsta ieplaku morfoloģija un iekšējās uzbūves īpatnības „Vietalvas katlu” apkārtnē. Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 68. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds*, 381.-383. lpp.

Dauškans, M., Zelčš, V., Nartišš, M., 2009. Glaciokarsta procesu veidotā reljefa īpatnības Vietalvas apkārtnē („Vietalvas katli”). Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 67. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds*, 174.-176. lpp.

Dauškans, M., Zelčš, V., 2009. Kēmu terases un to veidošanās paleoģeogrāfiskie apstākļi Vidzemes augstienē. Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 67. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds*, 172.-174. lpp.

Dauškans, M., Zelčš, V., 2008. Kēmu terases un to veidošanās paleoģeogrāfisko apstākļu laiktelpiskā analīze Vidzemes augstienē. Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 66. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds*, 184.-186. lpp.

Dauškans, M., Zelčs, V., 2007. Kēmu terašu morfoloģija un klasifikācija. Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 65. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds*, 130.-132. lpp.

Dauškans, M., Nartišs, M., Segliņš, V., Zelčs, V., 2006. Kēmu terašu tipi un uzbūves īpatnības Vidzemes augstienē. Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 64. zinātniskā konferences referātu tēzes. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds*, 153. lpp.

Referāti starptautiskās konferencēs un simpozijos:

Dauškans, M., Zelčs, V., Problem of identification of kame terraces in the interlobate insular uplands of eastern Latvia. INQUA Peribaltic Working Group Workshop, Saaint-Petersburgh, SPbSU, 9-17 September, 2012.

Dauškans, M., Zelčs, V., Nartišs, M., Kame terraces of the interlobate insular uplands: the case study in the Vidzeme Upland, Latvia. *INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion. Northern Finland, 12-17 June 2011.*

Dauškans, M., Classification and internal structure of kame terraces. *2nd Students International Geological Conference. April 28 – May 01, 2011. University of Latvia. Ratnieki, Latvia.*

Nartišs, M., Celiņš, I., Zelčs, V., Dauškans, M., History of the development of ice-dammed lakes and inland at Seda sandy plain. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13-17, 2009.

Zelčs, V., Nartišs, M., Dauškans, M., Celiņš, I., Altered ice-marginal formations of Haanja (Linkuva, North-Lithuania) stage at Dores, North Vidzeme lowland. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13-7, 2009.

Pētījuma rezultāti tiek izmantoti Ģeoloģijas, ģeogrāfijas un vides zinātņu bakalaura studiju programmas studijuursos „Ģeomorfoloģija”, „Latvijas ģeoloģija” un Ģeoloģijas maģistratūras studijuursos „Glaciālā ģeoloģija” un „Latvijas reģionālā ģeoloģija un ģeomorfoloģija”.

Tekstā lietotie saīsinājumi

GIS – ģeogrāfiskās informācijas sistēmas

ĢZZF – Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte

INQUA – International Union for Quaternary (tulkoj. Starptautiskā kvartāra pētniecības savienība)

LR – Latvijas Republika

LU – Latvijas Universitāte

m vjl. – metri virs jūras līmeņa

OSL – optiski stimulētā luminiscence

p.m. – pirms mūsdienām, t.i. pirms 1950. gada. Tas noteikts saskaņā ar 1969. gada INQUA VIII kongresa Parīzē lēmumu.

RLZ – radiolokācijas zondēšana

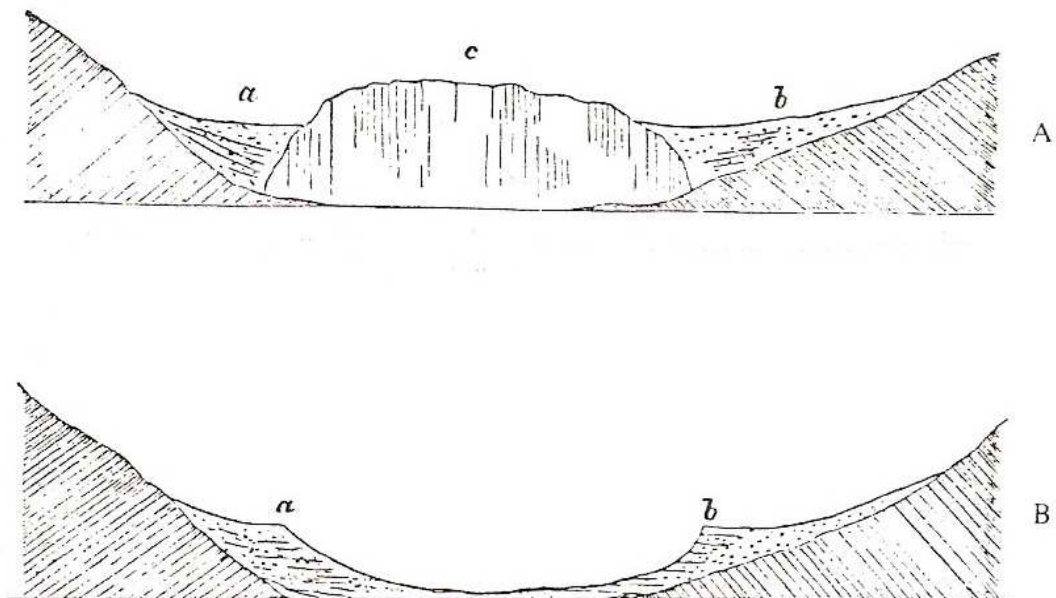
Z, D, A, R, ZR, ZA, DR, DA – tradicionālie debess pušu saīsinājumi

1. Kēmu terases un to vieta ledāja litomorfoģenēzes paraģenētiskajā rindā

Kēmu terases tiek definētas gan kā terasveida grēdas, kuras radušās ledāģkušanas ūdeņu straumēm nogulsnējot slāņotus smilts-grants nogulumus starp kūstoģo ledāģu vai aprimuģa ledus blāģiem un sānu morēnas vai ledāģa ieļejas nogāģi, gan arī kā ledāģa malas pazemināģjumi, kuri aizpildģti ar slāņotiem smilts-grants nogulumiem (Gary et al., 1972).

Zinātniskajās publikāģijās un izziņas literatūrā trūkst informāģijas par kēmu teraģu morfometriģu, taģu parasti tiek norādģts, ka tās ir izsekoģamas nelielā attālumā lejpus gala morēnas (ibid.). To virsmu parasti saposmo glaciokarģta ieplakas, bet kēmu teraģu kontakta nogāģe ar ledāģu ir izlocģta plānskatģjumā. Tiek norādģts (Gary et al., 1972), ka termina „kēmu terase” sinonģms ir „ledus kontakta terase” (ice-contact terrace) un „ledāģa malas terase” (ice-marginal terrace).

Iespēģjams, ka pirmie glaciofluvialās akumulāģijas terasģto relģefa formu pģtģjumi veikti jau 1874.gadā. Par to lieģina „*The Encyclopedia of Geomorphology*” nodaļā „Kame” publicģtās T. F. Dģeimģsona (Jamieson, 1874) zģmģtās skģces (1.1. attģls), kurās autors ir atspoguļojis vienkārģotu kēmu teraģu veidoģanās shģmu (Shepps, 1983).



1.1. attģls. T. F. Dģeimģsona zģmģtās skģces (Shepps, 1983). A. Aprimis ledāģis ieļeģveida pazemināģjumā: a, b – grants un smilts nogulumu uzkrāģanās starp ledāģu un ieļeģveida pazemināģjuma nogāģēm, c – ledāģis. B. Ieļeģveida pazemināģjums pģc ledāģa izkuģanas: a, b – grants un smilts (kēmu) terases.

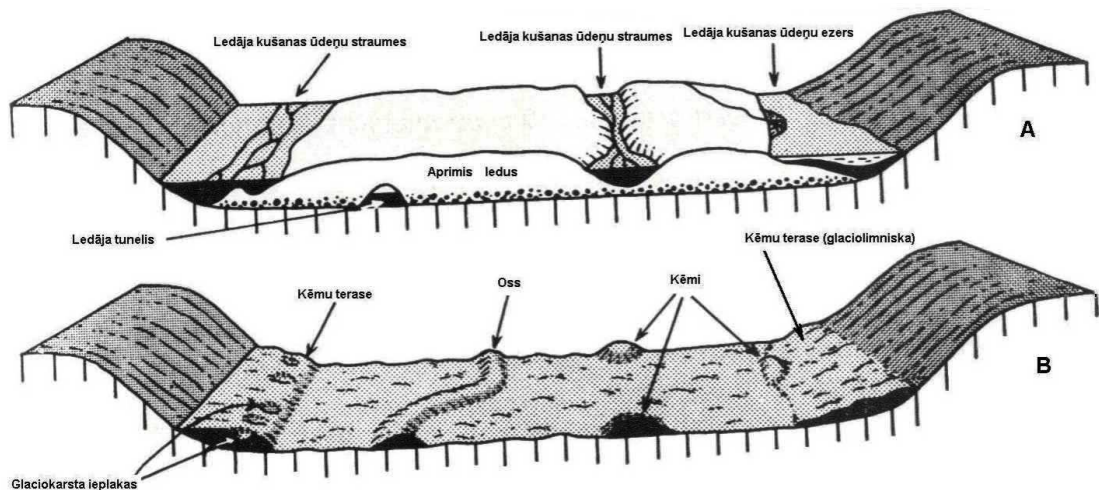
Figure 1.1. Original sketches by Jamieson (Shepps, 1983). A. Section of glacier-filled valley in retreat stage: a, b – kame terrace gravel, c – glacier. B. After melting of ice: a, b – gravel terraces.

T. F. Dģeimģsonu kā vienu no pirmajiem kēmu teraģu pģtģniekiem ir nosaucis arī R. F. Flints (Flint, 1964). Viņģ uzģver, ka ņo relģefa formu turpmākie pģtģjumi sekoģuģi tikai 1893.gadā, kad tos veikuģi I. C. Rasels (Russell, 1893) un R. D. Solsberģjs (Salisbury, 1893, 1902). Pģc R. F. Flinta (Flint, 1964) datiem, R. D. Solsberģjs (Salisbury, 1893) ir pirmais, kas lietoģjis terminu „kēmu terase” (*kame terrace*).

Savukārt V. C. ņepsa atsauce (Shepps, 1983), kas atrodama „*The Encyclopedia of Geomorphology*” nodaļā „Kame” un atģsaucas uz T. C. Brauna (Brown, 1931) publikāģiju

„Kames and kame terraces of central Massachusetts” norāda uz to, ka jau pagājušā gadsimta trīsdesmitajos gados ASV ir veikti detalizēti kēmu terašu pētījumi.

Ziemeļamerikā nozīmīgus kēmu terašu pētījumus ir veikuši V. D. Tornberijs (Thornbury, 1937, 1954) un R. F. Flints (Flint, 1929, 1930, 1947). Šo zinātnieku darbos minēts, ka ledāja kušanas rezultātā ielejveida pazeminājumu malās, pie ledāja kontakta nogāzēm veidojas marginālie ledājkušanas ūdeņu baseini un kēmu terases. Kēmu terašu veidošanās mehānismu pirmais aprakstījis R. F. Flints (Flint, 1947), un tas viņa monogrāfijās jaunākajos izdevumos ir maz mainījies. Savukārt, var uzskatīt, ka terminu „kēmu terase”, attiecībā uz kalnu apledojuuma apgabaliem, pirmais ir definējis V. D. Tornberijs. Viņš norādīja, ka kēmu terases ir ar nogulumiem aizpildīti vai daļēji aizpildīti padziļinājumi – sānu vai gala plaisās starp kalnu šļūdoņa un troga nogāzi vai gala morēnu (Thornbury, 1954). Dažus gadus vēlāk R. F. Flints (Flint, 1964) papildināja šo definīciju, pieļaudams, ka šādas reljefa formas var veidoties kontinentālā segledāja apstākļos. R. F. Flinta (ibid.) zīmētā kēmu terases veidošanās shēma (1.2. attēls) uzskatāmi parāda šo reljefa formu veidošanās pamatprincipus.



1.2. attēls. Kēmu terases veidošanās shēma (Flint, 1964, p. 149). A. Reljefa formu veidošanās aprimuša ledus apstākļos. B. Reljefa formas pēc ledus izkušanas. Figure 1.2. The scheme of formation kame terraces (Flint, 1964, p. 149). A. Stagnant glacier ice affords temporary retaining walls for bodies of sediment build chiefly by streams. B. As ice melts, bodies of sediment slump, creating characteristic mounds (kames), ridges (eskers), basins (kettles), and terraces (kame terraces).

Pagājušā gadsimta vidū pētījumus, kas ir saistīti ar kēmu terasēm ir veikuši C. M. Manerfelts (Mannerfelt, 1945, 1949) un J. B. Sīzons (Sissons, 1958). Šie zinātnieki uzsver, ka kēmu terases veido nogulumi (pārsvarā smilts un grants), kuri uzkrājušies ledāja kušanas ūdeņu nestajam materiālam nogulsnējoties starp ielejas nogāzi un ledāja malu.

Tādējādi, jau no T. F. Džeimijsona (Jamieson, 1874) priekšstatiem, kēmu terases veidojās ledāja malā. Tās pēc V. Gudeļa (Gudelis, 1963) izstrādātās ledāja malas veidojumu klasifikācijas, ko vēlāk pilnveidoja A. Basalikas (Basalikas, 1965) un Č. Kudaba (Kudaba, 1969), ir klasificējamās kā ledāja malas frontālie veidojumi.

Pēc šiem klasiskajiem darbiem interese par kēmu terasēm gan no ģeomorfoloģiskā, gan no paleoģeogrāfiskā viedokļa samazinājās, jo nogulumi, kas veido šīs reljefa formas, nesatur organiskās atliekas, kuras būtu iespējams izmantot nogulumu vecuma noteikšanai un paleoģeogrāfiskajiem pētījumiem. Ledāja kušanas ūdeņu nogulumos var būt tikai nenozīmīgs organisko vielu piejaukums, kas ir par iemeslu tam, ka vairākumu no pētītajiem griezumiem ir samērā problemātiski interpretēt (Segliņš, 2002).

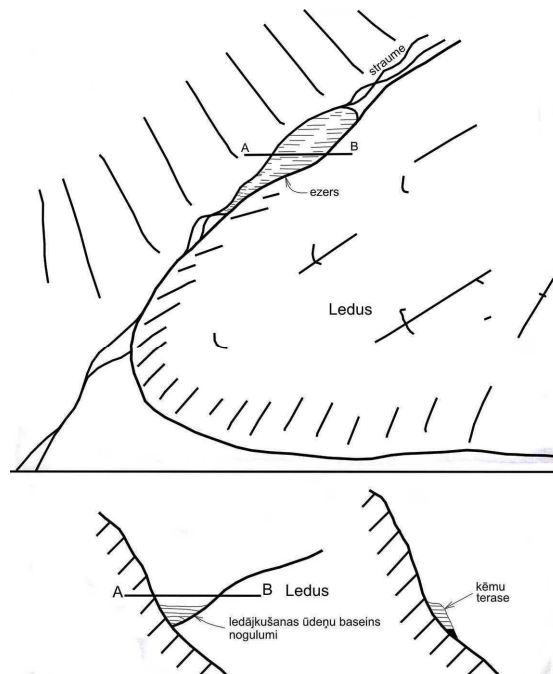
Tomēr informācija par kēmu terasēm kā klasisku ledāja veidojumu, ir iekļauta praktiski visu augstskolu ģeomorfoloģijas, fiziskās ģeogrāfijas un pat dabas ģeogrāfijas mācību grāmatās.

Turpmākie pētījumi pierādīja, ka kēmu terases veido ne tikai glaciofluviāli nogulumu. Vairāku zinātnieku darbos (Huddart, Lister, 1981; de Jong, Rappol, 1983; Levson, Rutter, 1989) ir minēts, ka kēmu terases veido arī glaciolimniskas izcelsmes nogulumu un morēnas materiāla, kas noslīdējis no ledāja virsmas, izlocītas lēcas.

Savukārt rezultāti par kēmu terašu morfoloģijas pētījumiem ir apkopoti zinātniskajās grāmatās par glaciālo ģeoloģiju un ģeomorfoloģiju.

Nozīmīgs informācijas avots par kontinentālā segledāja veidoto reljefu ir R. J. Praisa (Price, 1973) darbs. Šajā izdevumā ir apzināta līdz 1969.gadam zināmā informācija par ledāja radītajām reljefa formām, to skaitā arī kēmu terasēm. Aprakstot kēmu terašu morfoloģiju un uzbūves īpatnību, autors ir atsaucies uz R. F. Flinta (Flint, 1929), C. M. Manerfelta (Mannerfelt, 1945, 1949) un G. D. Makkenzija (McKenzie, 1969) pētījumiem.

R. J. Praiss (ibid.) uzsver, ka kēmu terases pārsvarā sastāv no glaciofluviālas izcelsmes nogulumiem, kuri uzkrājušies gar laterālajām vai frontāli marginālajām ledāja kontakta nogāzēm, limniskā vai fluviālā vidē (1.3. attēls). Nogulumu, kuri uzkrājas uz ledus kontakta nogāzēm, granulometriskais sastāvs un to saguluma struktūra tiek raksturota kā ļoti sarežģīta, kā arī šo nogulumu veidotās reljefa formas ir stipri atšķirīgas. Pastāv iespēja, ka kēmu terases attīstās uz abām ielejveida pazeminājuma nogāzēm (Flint, 1929). Nelieli ledus blāķi bieži vien tiek pārklāti ar nogulumiem. Vēlāk ledus blāķiem izkūstot, veidojas glaciokarsta ieplakas. Aļaskā veikto pētījumu laikā ir fiksēts, ka apraktais ledus biezums, kas atradies zem 4 m bieza grants slāņa, vidēji samazinājies par 24 cm ik gadu (McKenzie, 1969). Kēmu terašu attīstība netiek pārtraukta ar ledāja izkušanu ielejveida pazeminājumā, tā turpinās, jo tās sākotnējo izskatu stipri izmaina glaciokarsta procesi, grunts noblīvēšanās un nogāzēm raksturīgi ģeoloģiski procesi.



1.3. attēls. Kēmu terašu attīstība uzkrājoties ledājkūšanas ūdeņu nestajam materiālam marginālajā baseinā (Price, 1973, p. 164).

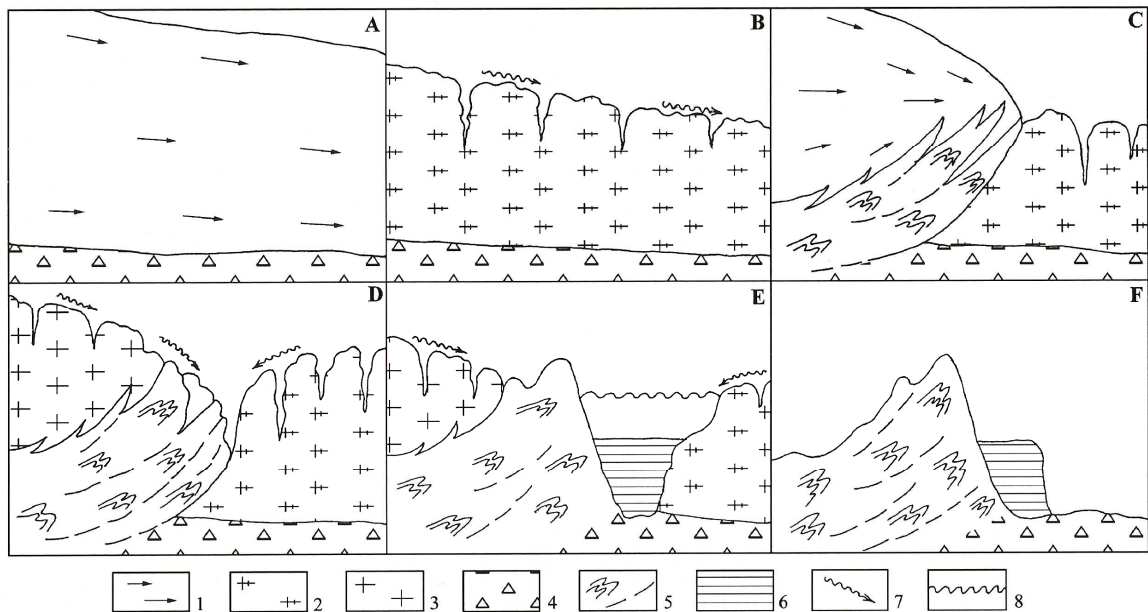
Figure 1.3. The development of a kame terrace from sediment deposited in marginal lake. (Price, 1973, p. 164).

Detalizētus kēmu terašu iekšējās uzbūves pētījumus pagājušā gadsimta septiņdesmito gadu sākumā Velsas rietumos (Pembrukšīra) ir veicis B. S. Džons (John, 1972). Tie veikti grants ieguves karjerā, kas ierīkots kēmu terasē, kuras garums ir 1280 m, bet platums 274 m. Karjera atsegtās sienas garums sasniedz gandrīz 400 m. Kēmu terases virsma hipsometriski atrodas no 18,3 m līdz 30 m vjl. Tā pakāpeniski samazinās no Z uz D, un tās krituma leņķis ir aptuveni 4°. Kēmu terases ledāja kontakta nogāze, kas vērsta A virzienā, ir stipri saposmota. Iekšējā uzbūve raksturota kā sarežģīta, to veido dažāda granulometriska sastāva glaciofluviālie nogulumi. Kēmu terases pamatnē, pie ledāja kontakta nogāzes tika konstatēts spilgti sarkans devona mergēlis. To pārklāja aptuveni 0,15 m biezs aleirīta slānis. Šos glaciolīmnikās izcelsmes nogulumus pārsedza aleirītiskas smilts slānis ar grants graudiņiem, virs kura sekoja dažāda raupjuma smilts un grants slānis ar jūras gliemežvāku fragmentiem. Šo nogulumu slāni klāja aptuveni no 1,2 līdz 1,8 m biezs grants slānis ar dažiem smilts starpslānīšiem. Šajā slānī vietām koncentrēti oļi un sīki laukakmeņi (*cobbles*), kuru izmērs ir no 0,08 m līdz 0,15 m. Kēmu terases rietumu daļā glaciofluviālajiem nogulumiem uzguļ līdz 0,9 m biezi akmeņainas morēnas nogulumi. Kēmu terases austrumu un dienvidu daļas virsmu veido līdz 0,6 m biezs smilšaina māla slānis, kurš, iespējams, izveidojies uzkrājoties vēja nestajam materiālam. Savukārt kēmu terases austrumu nogāzi veido smilts un grants slānis, kur biežums sasniedz 0,15 m. Šajā nogulumu slānī konstatēta organiskas izcelsmes materiāla klātbūtne, un B. S. Džons (John, 1972) uzskata, ka tas uzkrājies vēlāk soliflukcijas procesu ietekmē. Kopējais kēmu terasi veidojošo nogulumu biežums sasniedz 9 m (*ibid.*).

Šī pētījuma laikā, glaciofluviālajos nogulumos konstatētie gliemežvāki tika savākti, noteikta to suga un izvērtēta to atbilstība datēšanai ar ¹⁴C metodi. Datēšanas rezultāti uzrādīja 37 960 (+1700, -1400) tūkst. ¹⁴C gadu p.m., kas korelējas ar Vislas leduslakmeta vidus posmu. Bet ņemot vērā to, ka pēdējā leduslakmeta maksimums bija aptuveni pirms 23 tūkst. gadu, tad ir iespējams, ka gliemežvākus, kurus izmantoja datēšanai, ledājs attransportēja no Īrijas jūras gultnes. Sākoties ledāja degradācijai laterālās ledājkūšanas ūdeņu straumes noguldīja glaciofluviālās sanesas kopā ar atnestajiem gliemežvākiem. B. S. Džons (*ibid.*) uzskata, ka kēmu terases veidošanās noslēdzošais posms norisinājās periglaciālos apstākļos (aptuveni 17 000 līdz 10 300 ¹⁴C gadus p.m.), kad smilts un grants soliflukcijas procesu ietekmē uzkrājās terases austrumu nogāzē un pieņēma pašlaik esošo formu.

Nozīmīgu apkopojumu par kēmu terašu veidošanos ir veikuši M. R. Benets un N. F. Glāsers (Bennett, Glasser, 2010). Tajā secināts, ka kēmu terašu morfoloģiju galvenokārt ietekmē ledājkūšanas ūdeņu plūsmas intensitāte, ledāja virsas slīpums pie ledāja kontakta nogāzes un ledāja kontakta nogāzes leņķis. Gadījumā, ja ledājkūšanas ūdeņu plūsma ir plaša, ledāja mala ir stāva, un ledus kontakta nogāze ir salīdzinoši lēzena, tad veidojas plaša kēmu terase. Apraktā ledus blāķi veidojas tikai paša ledāja tuvumā. Tā rezultātā, izkūstot ledājam, izveidojas plaša kēmu terase gar kuras malu stiepjas šaura kēmu pauguru un glaciokarsta ieplaku josla. Savukārt, ja ledāja mala ir lēzena, tad glaciofluviālie nogulumi plašā teritorijā tiek noguldīti tieši uz ledāja malas, kā rezultātā izkūstot ledājam, veidojas salīdzinoši šaura kēmu terase un plaša josla ar kēmu pauguriem un glaciokarsta ieplakām (Bennett, Glasser, 2010). Kēmu terases veidojas ne tikai gar ledāja sāniem, bet bieži vien arī gar ledāju un terminālās (galējās) morēnas proksimālo nogāzi. Svarīgs indikators, kas palīdz atpazīt kēmu terases, ir tas, ka gar kēmu terases ledāja kontakta malu ir novērojamas glaciokarsta ieplakas, to virsmas topogrāfija pazeminās ledāja virzienā. Kēmu terases malas veidojošajiem nogulumiem raksturīgas noblīvēšanās struktūras. Atšķirībā no kēmu pauguriem kēmu terasēm ir tikai viena ledus kontakta mala (Gray, 1975; Bennett, Glasser, 2010).

Kēmu terases nesatur makroskopiskās organiskās atliekas vai arī tās ir pārgulsnētas un neatrodas *in situ* (Raukas, 2004). Tāpēc nav iespējams tieši noteikt precīzu kēmu terašu veidošanās laiku. Jaunās datēšanas tehnoloģijas, kas pamatojas uz luminiscenci un kosmogēno radionuklīdu uzkrāšanos (Aitken, 1985; Prescott, Hutton, 1994; Walker, 2005) ļauj noteikt nogulumu vecumu, izmantojot jaunas datēšanas metodes, un pēdējos gados ir atjaunojusies interese par kēmu terasēm. Par to liecina A. Bitinas, D. Karmazienes un A. Jusienes (Bitinas et al., 2004) pētījumu rezultāti. Lietuvas zinātnieki pamatojoties uz iegūtajiem rezultātiem ir izstrādājuši glaciolimnisko kēmu terašu veidošanās modeli (1.4. attēls).



1.4. attēls. Glaciolimnisko kēmu terašu veidošanās teorētisks modelis (Bitinas et al., 2004). 1 – aktīvais ledus; 2 – vecākas ledāja oscilācijas aprimušais ledus; 3 – jaunāks aprimušais ledus; 4 – bazālā morēna; 5 – deformācijas morēna (glacioidislokācijas); 6 – glaciolimniskie nogulumu; 7 – ledāja kušanas ūdeņu galvenie tecēšanas virzieni; 8 – ledāja kušanas ūdeņu baseins.

Figure 1.4. Theoretical model of formation of glaciolacustrine kame terrace (Bitinas et al., 2004). 1 – active ice; 2 – dead ice of older glacier oscillation; 3 – dead ice of younger glacier oscillation; 4 – basal till; 5 – deformation till (glacioidislocations); 6 – glaciolacustrine sediments (clay, silt); 7 – main directions of meltwater flow; 8 – meltwater basin.

Lietuvas teritorijā ir pētītas vairākas konstatētās glaciolimniskas izcelsmes kēmu terases. Viena no tām ir Jonavas kēmu terase gar Linkuvas gala morēnas malu. Tās garums sasniedz 4 km, bet platums mainās no 0,4 līdz 0,7 km. Kēmu terases virsma atrodas aptuveni 80-90 m vjl. To veido glaciolimniskas izcelsmes nogulumu – brūns stipri plastisks māls ar plānām (līdz 10 mm) brūnganām aleirīta kārtiņām. Nogulumu biezums pārsniedz 6 m. Zemākajā daļā mālainajos nogulumos konstatēts rupjgraudains smilts, grants un karbonātisku ieslēgumu piejaukums, bet to saturs nepārsniedz 10%. Atsevišķos zemākajos terases posmos konstatēti arī 1-2 m biezi aleirītiski-mālains smilts slāņi (Bitinas et al., 2004).

Ķinti kēmu terasei (rietumos no Šilutes) ir konstatēti divi terašu līmeņi. Augstākā līmeņa virsa atrodas ap 5-6 m vjl. Kēmu terases garums ir aptuveni 2 km, bet platums no 0,2 līdz 1,2 km. Terases augstāko līmeni veido brūns vai dzeltenbrūns māls ar masīvu

struktūru, vietām konstatēts aleirītisks māls vai alerītiski smilšains māls. Zemākā terases līmeņa virsma ir aptuveni 3 m vjl., garums sasniedz 4 km, bet platums ir no 2 līdz 2,5 km. Terasi veido 8-12 m biezs masīva māla slānis, kurā vietām ir fiksēti no 1-2 mm līdz 10-20 mm biezi aleirīta starpslāņi (Bitinas et al., 2004).

Lielākā no šāda tipa kēmu terasēm stiepjas gar Linkuvas gala morēnas dienvidu nogāzi, kuras garums sasniedz 10 km, bet platums aptuveni 0,5 km. Linkuvas kēmu terases virsma ir pārsvarā 65-70 m vjl., bet tās Z malas virsa paceļas pat 80 m vjl. Dienvidu nogāzes relatīvais augstums ir no 10 līdz 15 m. Kēmu terasi pamatā veido glaciolimniskas izcelsmes nogulumi – brūns māls ar masīvu struktūru, aleirīts un nelielas smalkgraudainas smilts lēcas (1-2 cm biezās). Slokšņu māli konstatēti tikai atsevišķās vietās (Bitinas et al., 2004).

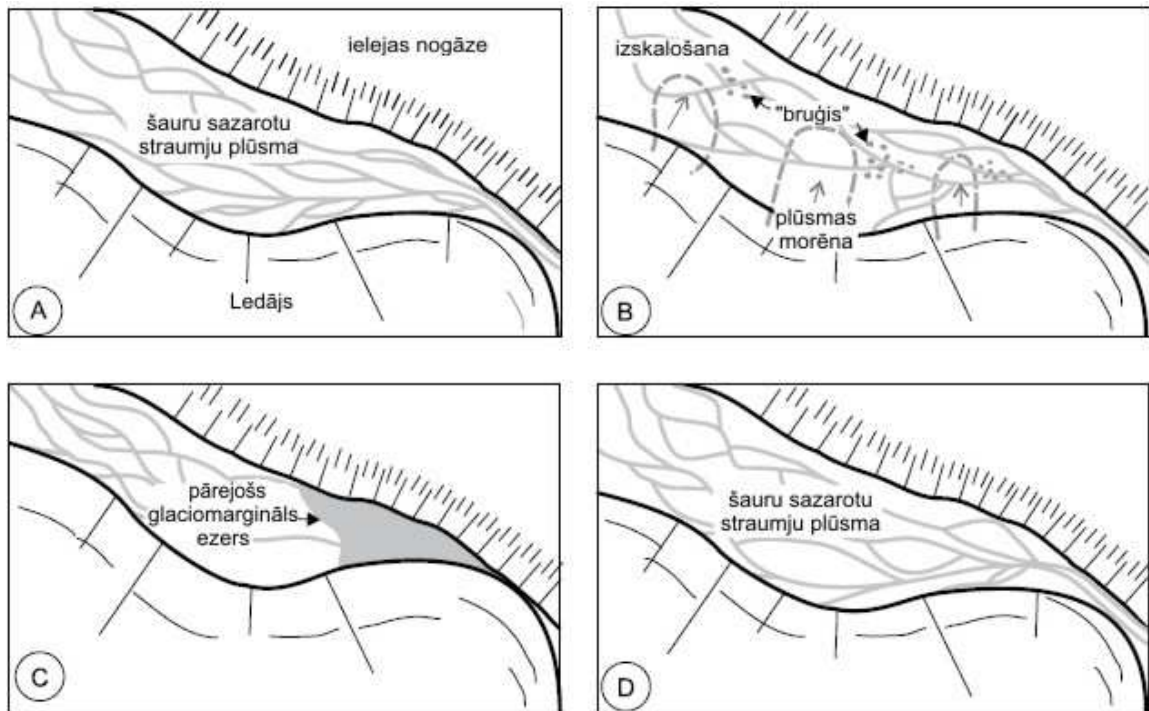
Šīs kēmu terases veidojušās gar gala morēnas distālo nogāzi. To uzskatāmi izskaidro A. Bitinas un līdzautoru (Bitinas et al., 2004) izstrādātais kēmu terases veidošanās modelis (1.4. attēls). Ledāja degradācijas laikā, tam atkāpjoties ir izveidojušies plaši aprimušā ledus lauki. Paleoklimatiskie apstākļi iespējams nav bijuši pietiekami labvēlīgi, lai aprimušais ledus strauji izkustu, un sākoties jaunam ledāja transgresijas etapam, ledāja pārvietotais materiāls (gala vai laterālā morēna) nonāca kontaktā ar aprimušo ledu. Rezultātā izveidojās savdabīga ledus kontakta nogāze, ko veidoja aprimušā ledus mala un ledāja terminālās morēnas distālā nogāze (Bitinas et al., 2004).

Nozīmīgi kēmu terases pētījumi ir veikti arī Austrumsudetu kalnos Bobras upes ielejā (Pisarska-Jamrozy et al., 2010). Šī kēmu terase stiepjas gar Bobras upes ielejas Z nogāzi aptuveni 4 km. Tās platums mainās no 250 m līdz 600 m. Kēmu terases relatīvais augstums ir aptuveni 25-27 m virs Bobras upes līmeņa, kas savukārt ir 395-400 m vjl. Kēmu terasei iespējams izdalīt trīs izteiktus terašu līmeņus (Jahn, 1969; Pisarska-Jamrozy et al., 2010). Ievērojams pētniecisks darbs ir veikts tieši iekšējās struktūras un kēmu terases veidojošo nogulumu izpētē un sedimentācijas apstākļu interpretēšanā. Minētie autori pamatojoties uz iegūtajiem rezultātiem ir izveidojuši paleoģeogrāfisku rekonstrukciju par kēmu terases veidošanās posmiem (1.5. attēls).

Augstāk minētie pētījumi (ibid.) ir veikti grants ieguves karjerā pie Bobras upes, kas atrodas aptuveni 422 m vjl. Atsegumā zemāko redzamo nogulumu slāni veido stratificēta smalkgraudaina grants un smilts. Šī slāņa biezums ir aptuveni 4 m, un autori uzskata, ka tas veidojies sazarotu šauru straumju plūsmas (1. A attēls) nestajam materiālam uzkrājoties plūsmu krustpunktos. Šīs straumes varētu būt ap 3 m dziļas. Pēc tam, kad samazinājās straumes intensitāte, ledājkušanas ūdeņu kanālus aizpildīja granulometriski smalkāks materiāls. Mērījumu rezultāti liecina, ka straumes plūdušas no ZZR uz DDA, kas sakrīt ar ielejveida pazeminājuma garenasi, un krituma leņķis sasniedz 20°, kas ir tipisks šāda tipa strautu sistēmai (Pisarska-Jamrozy et al., 2010). Virs grants-smilts slāņa tika fiksēts šķautņaina granīta drupu materiāls, kas veidoja robežai līdzīgu plānu, vietām pārtrauktu joslu ar nākamo nogulumu slāni. Iespējams, ka šie nogulumi veidojušies no ledāja noslīdot morēnas materiālam, un pēc tam ledājkušanas ūdeņi šo materiālu pārskaloja, tā rezultātā veidojās „bruģim” līdzīgas joslas. (1.5. B attēls).

Virš „bruģa” joslas izveidojies ne pārāk biezs (aptuveni 0,3 m) vidēji rupjas smilts slānis. Mērījumu rezultāti šajā slāņkopā liecina, ka ledājkušanas ūdeņu straumes tecējušas DDA virzienā un krituma leņķis tāpat, kā grants-smilts slānī ir 20°. Tas norāda, ka sedimentācijas vide bijusi līdzīga tai, kad uzkrājās nogulumi, kas atrodas zemāk (Pisarska-Jamrozy et al., 2010). Šajā griezumā augstāk sekojošās nogulumu granulometriskā sastāva izmaiņas, norāda, ka sedimentācijas apstākļi ir mainījušies. Smilts nogulumus pārsedz aptuveni 1 m biezs aleirīta slānis, kura apakšējā robeža, iespējams, gadījuma rakstura slodzes dēļ ir deformēta, bet augšējā robeža ir izteikti asa, kas liecina par eroziju. Bazālajā daļā izteiktas viļņaina struktūras. Nogulumu sastāvs un to struktūra liecina, ka tie

nogulsnējušies neliela sekla un iespējams lēni caurtekoša glaciomargināla baseina apstākļos (1.5. C attēls). Šos nogulumus pārsedz aptuveni 2 m biezs grants un smilts slānis, virs kura atrodas aptuveni 1,2 m biezs grants slānis. Mērījumi liecina, ka ledājkūšanas ūdeņi tecējuši D virzienā. Krituma leņķis arī ir 20°, kas norāda, ka sedimentācijas apstākļi ir līdzīgi sākumā raksturotajiem, kad uzkrājās granulometriski līdzīgs materiāls (1.5. D attēls) (Pisarska-Jamrozy et al., *ibid.*). Kopskatā nogulumu struktūras un to granulometriskā dažādība liecina, ka hidroloģiskie apstākļi ir strauji mainījušies. Nogulumu slāņkopā ir iespējams izsekot gan diennakts, gan sezonālo ritmiku. Nogulumu petrogrāfiskā sastāva analīze norāda, ka nogulsnētais materiāls ir vietējas izcelsmes, transportēts ne vairāk kā 20 km attālumā (Pisarska-Jamrozy et al., 2010).



1.5. attēls. Kēmu terases veidošanās paleoģeogrāfiska shēma. A. Intensīvas ūdens plūsmas, dziļos šauros sazarotos kanālos. B. Plūsmas morēnas noslīdeņi un to materiāla pārskalošana. C. Pārejoša nogulumu uzkrāšanās glaciolimniskos apstākļos. D. Procesa atgriešanās pie intensīvas ūdens plūsmas, dziļos šauros sazarotos kanālos (Pisarska-Jamrozy et al., 2010).

Figure 1.5. Paleogeographic scheme of formation of the kame terrace. A. High-energy, deep channel system of a confined braided river. B. Gravity-induced flowtill and its fluvial reworking. C. Deposition in an ephemeral, small glaciomarginal lake. D. Return to high-energy, deep channel system of a confined braided river (Pisarska-Jamrozy et al., 2010).

Latvijas teritorijā pagājušajā gadsimtā nav veikti plaši kēmu terašu pētījumi (Dauškans et al., 2006; Dauškans, Zelčs, 2008). Tā kā kēmu terases lielākoties veido glaciofluviālie nogulumi – smilts, grants un oļi, tad līdzšinējo pētījumu mērķis bija noskaidrot smilts-grants iegulu izplatību un iespēju tos izmantot saimnieciskiem nolūkiem. Bet, ņemot vērā to, ka kēmu terases nogulumos nav sastopams organiskas izcelsmes materiāls, kuru varētu izmantot, lai veiktu ¹⁴C datēšanu, tad par kēmu terasēm zinātniskā interese nebija liela. Fragmentāra informācija par kēmu terasēm ir sastopama publikācijās, kurās raksturotas segledāja veidotās reljefa formas un tās veidojošie nogulumi (Āboltiņš et al., 1975, 1976; Meirons, 1975).

Vienu no pirmajiem kvartāra nogulumu un to veidojošo reljefa formu aprakstiem latviešu valodā ir sagatavojis V. Zāns (Zāns, 1936). Autors (ibid.) raksturo ledāja kušanas ūdeņu noguldītos nogulumus, to veidotās reljefa formas un sasaiti ar citām reljefa formām. Tiešas norādes, ka Latvijā būtu sastopamas kēmu terases šajā darbā nav atrodamas, bet autors raksturojot glaciofluviālo procesu veidoto reljefu, minējis kēmu paugurus, ledājkušanas ūdeņu smiltājus (sandrus) un subglaciālos pazeminājumus, kuri bieži vien saistīti ar kēmu terašu izplatības areāliem.

Līdz pat pagājušā gadsimta septiņdesmitajiem gadiem informācija par kēmu terasēm Latvijā zinātniskajās publikācijās nav atrodamā. Vēlāk fragmentāra informācija par kēmu terasēm tika publicēta rakstos, kuros aplūkotas izplatītākās ledāja reljefa formas un kvartārnogulumi Vidzemes, Alūksnes, Latgales un Augšzemes augstienēs (Danilāns, 1973; Ābolņiņš et al., 1975, 1976; Meirons, 1975).

Raksturojot glacioakvālo nogulumu tipus un to veidotās reljefa formas, I. Danilāns (1973) ir minējis arī „fluvioglaciālās terases”, kuras pēc apraksta atbilst glaciofluviālas izcelsmes kēmu terasēm. Autors ir norādījis, ka „fluvioglaciālās terases” bieži sastopamas uz ielejveida pazeminājumu nogāzēm. Tās atšķiras no aluviālajām terasēm ar iekšējās uzbūves īpatnībām. Šīs terases pamatā veido oļaina grants ar laukakmeņiem, kuri bieži vien atrodas uz terases virsas. Terases veidojošie nogulumi nereti ir lokālas izcelsmes, kuri veidojošies ledājkušanas ūdeņiem pārskalojot iepriekš noguldīto materiālu tai skaitā morēnas nogulumus. Nogulumos arī var konstatēt smalkgraudainu un aleirītisku materiālu. Glaciofluviālo nogulumu granulometriskais sastāvs ļoti atšķirīgs. Terases platums svārstās no dažiem desmitiem metru līdz pat kilometram. Virsma lielākoties ir līdzena, bet vietām saposmota ar glaciokarsta ieplakām. Atsevišķās vietās terasi pārtrauc kēmu pauguru virknes, bet bieži vien tālāk tā turpinās tādā pašā hipsometriskā līmenī. Absolūtais augstums ledājkušanas ūdeņu tecēšanas virzienā bieži vien nemainīgs un terases beidzas ar deltveidīgu veidojumu. Sastopamas arī erozijas tipa „fluvioglaciālās terases” vai atsevišķi to segmenti. To augstākos nogulumu slāņus veido rupjgraudaināks materiāls (Danilāns, 1973).

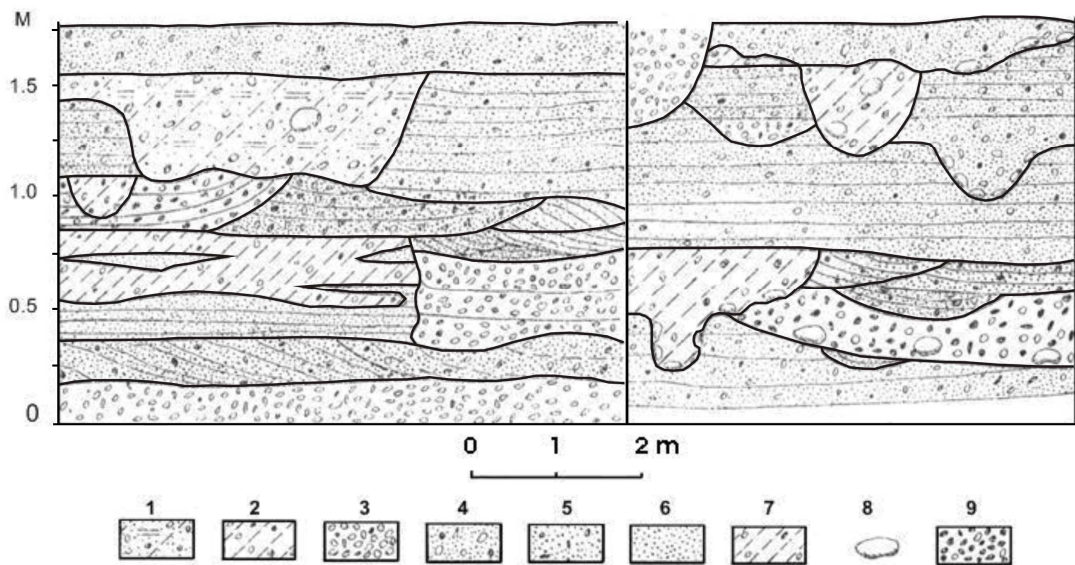
O. P. Ābolņiņš, J. Straume un V. Juškevičs (Ābolņiņš et al., 1975) min, ka kēmu terases ir samērā ierobežoti izplatītas un tās atrodas hipsometriski augstāk par ielejveida pazeminājumiem, bet zemāk par kēmu pauguru līmeni. To virsma ir lēzeni viļņota un saposmota ar glaciokarsta ieplakām un to veidošanās ir saistīta ar ledājkušanas ūdeņu nestā materiāla akumulāciju pie lieliem aprimušā ledus blāķiem, kuri pieguļ kēmu pauguriem vai morēnpauguriem. Kēmu terases pamatā veido glaciofluviālas izcelsmes nogulumi (ibid.).

Salīdzinoši nozīmīgus pētījumus Latgales augstienes ziemeļu nogāzē pie Nautrēniem un Stružāniem ir veicis Z. Meirons (1975). Pēc Z. Meirona datiem šīs kēmu terases hipsometriskais līmenis ir no 125 līdz 140 m vjl. un tās platums sasniedz 700 m. Virsma ir nelīdzena un saposmota ar glaciokarsta ieplakām un retiem kēmu pauguriem. Kēmu terasi (1.6. attēls) veido rupjgraudainas smilts un grants slāņu mija. Līdztekus glaciofluviālajiem nogulumiem ir sastopami ablācijas morēnas ieslēgumi, kas liecina par nogulumu uzkrāšanos ledus kontakta tuvumā. Iespējams, ka kēmu terasi veidojošos nogulumus noguldījušas straujas, ar drupu materiālu piesātinātas ledājkušanas ūdeņu straumes un dubļu plūsmas. Morēnas materiālam līdzīgie ieslēgumi veidojušies dubļu plūsmu rezultātā (Meirons, 1975).

Savukārt Alūksnes augstienes teritorijā nelielas kēmu terases konstatētas gar Korneta-Peļu subglaciālās iegultnes nogāzēm (Ābolņiņš et al., 1976), bet augstienes perifēriālajā daļā dienvidos no Alsviķiem atrodas ievērojami lielāka kēmu terase. Šī kēmu terase atrodas 150 līdz 160 m vjl, tās platums sasniedz 2,5 km, bet garums aptuveni ir 7 km. Daži autori, piemēram A. Vanaga (1970), gar Vaidavas pazeminājumu un augstienes

DA nogāzi esošās glaciofluviālo nogulumu joslas uzskata par „fluvioglaciālajiem līdzenumiem”.

Vispārīga informācija par kēmu terasēm apkopota G. Eberharda (Eberhards, 1977) un J. Straumes (Straume, 1979) darbos. Tajos uzsvērts, ka kēmu terases ir ledāja kušanas ūdeņu veidotas viļņotu līdzenumu vai sīkpauguru reljefa joslas, kas stiepjas gar seno aprakto ieleju, ielejveida pazeminājumu, vai arī gar salveida akumulācijas (starplobu izometrisko) augstieņu nogāzēm. Šo reljefa joslu virsmas atgādina terasveidīgus līmeņus. Uz tām sastopami nelieli pazeminājumi vai glaciokarsta ieplakas (Eberhards, 1977; Straume, 1979). Kēmu terasēm var būt vairāki izteikti līmeņi, kuri veidojušies intensīvi, lēcienveidīgi izkūstot biežai ledus segai (Eberhards, 1977). To garums var sasniegt 30 km, bet platums var būt līdz 5 km (Straume 1979). Kēmu terašu virsmas slīpums krīt ledāja kušanas ūdeņu tecējuma virzienā un tās veido dažāda granulometriskā sastāva nogulumu, pārsvarā grantaina smilts ar oļiem, retāk laukakmeņiem un smalkgraudaina smilts, kurai problemātiski konstatēt tecējuma tekstūras (Straume, 1979).



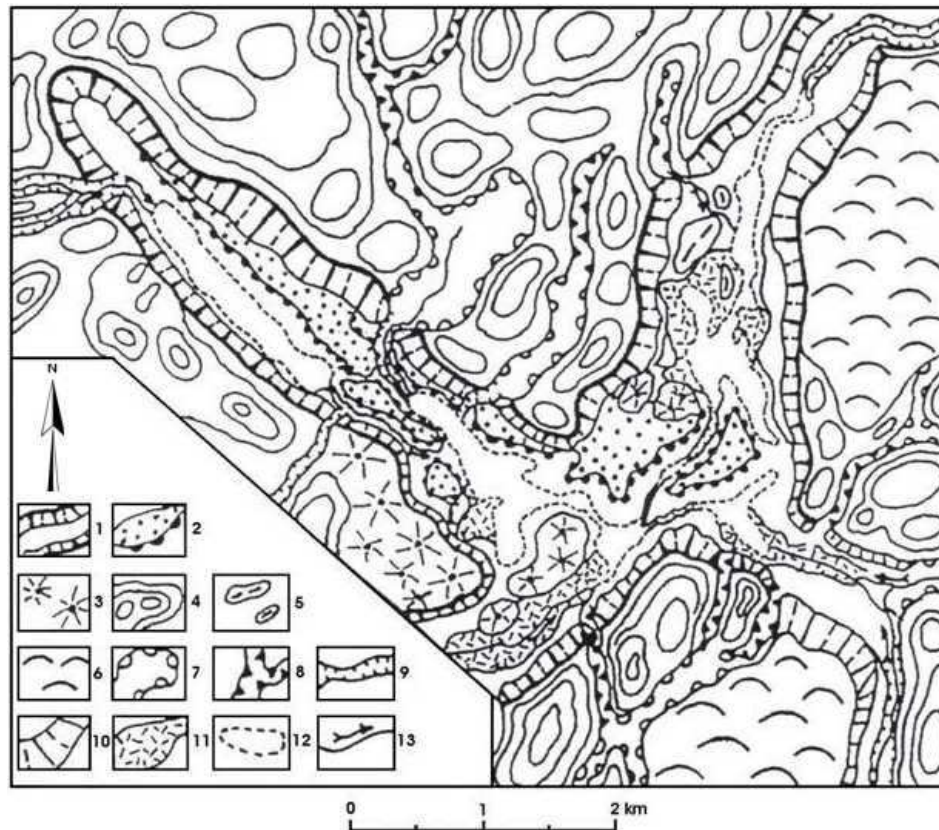
1.6. attēls. Kēmu terases iekšējā uzbūve Latgales augstienē Rēzeknes rajonā karjerā pie Nautrēniem (Meirons, 1975). 1 – oļaina grants ar māla un aleirīta piejaukumu; 2 – oļaina grants ar lielu māla piejaukumu; 3 – oļi ar granti; 4 – grantaina smilts ar oļiem; 5 – grantaina smilts; 6 – smalkgraudaina smilts; 7 – sarkanbrūna morēnveidīga mālsmilts ar grants graudiņiem un atsevišķiem oļiem; 8 – laukakmeņi; 9 – grants ar oļiem.

Figure 1.6. Internal structure of the kame terrace, in the Latgale Upland Rezekne region, near Nautreni (Meirons, 1975). 1 – pebbles and gravel with clay and silt; 2 – pebbles and gravel with clay; 3 – gravel with pebbles; 4 – sand with gravel and pebbles; 5 – sand with gravel; 6 – fine-grained sand; 7 – reddish brown till with gravel and rare pebbles; 8 – boulders; 9 – gravel with pebbles.

Detalizētākus kēmu terašu pētījumus pagājušā gadsimta beigās ir veikuši O. P. Āboltiņš un A. Markots (1998a). Autori pētījuši kēmu terases gar Bānūžu-Lodesmuižas subglaciālās gultnes pazeminājumu (1.7. attēls). Pētījums sniedz nozīmīgu informāciju par subglaciālo padziļinājumu un kēmu terases morfoloģiju un uzbūvi. Pie Bānūžu ezera terases virsma atrodas aptuveni 8 m virs ezera līmeņa. Tās garums ir 2 km, tās fragmenti turpinās gar subglaciālās ieplakas abām nogāzēm līdz pat Lodesmuižai. Terasē ir saposmota ar nelielām glaciokarsta ieplakām.

Pie Bānūžu ezera esošajā karjerā konstatēts, ka glaciofluviālo nogulumu (grants, smilts un oļi) slānis ir 6-7 m biezs un tas pārsedz smilšaini mālainus sarkanbrūnas morēnas

nogulumus. Nogulumu saguluma apstākļi un tās hipsometriskais stāvoklis liecina, ka ledājkūšanas ūdeņu straumes tecējušas no ziemeļrietumiem uz dienvidaustrumiem.



1.7. attēls. Lodesmuižas apkārtnes ģeomorfoloģiskā shēma (Āboltiņš, Markots, 1998a). 1 – subglaciālā iegultne; 2 – kēmu terase; 3 – kēmi; 4 – morēnas pauguri; 5 – atsevišķi iegareni morēnas pauguri iegultnē; 6 – pirmmasīvpauguri; 7 – lielākās ieplakas, 8 – lielākās gravas; 9 – palieņupes ieleja; 10 – stāvas nogāzes; 11 – purvi; 12 – ezeri; 13 – upes.

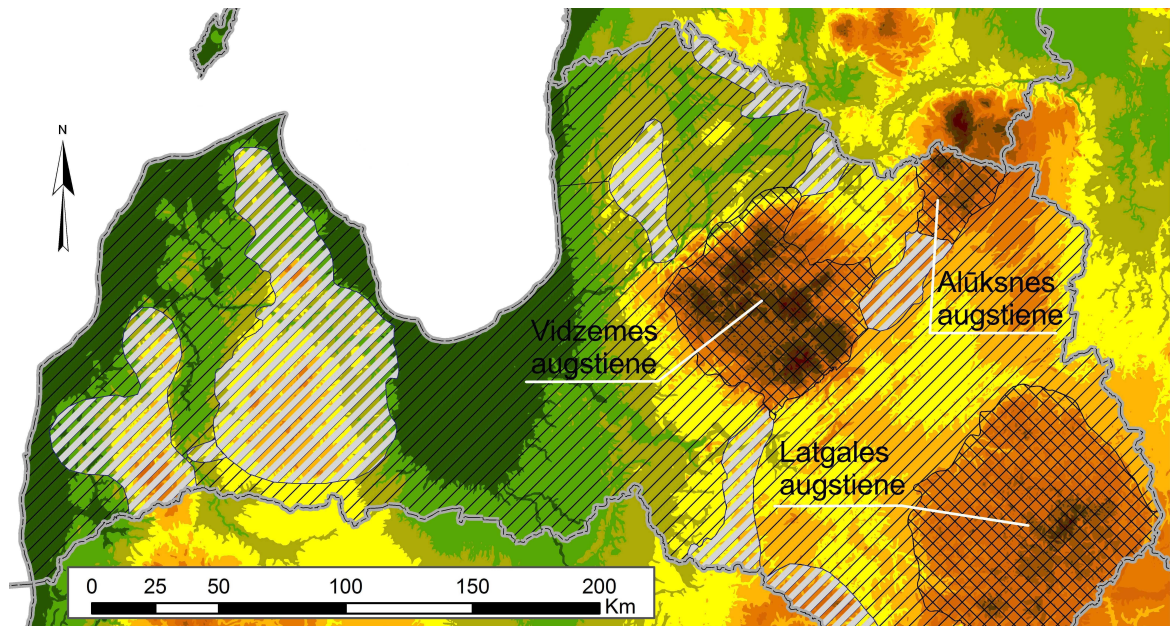
Figure 1.7. Geomorphologic map of the subglacial tunnel channels (Āboltiņš, Markots, 1998a). 1 – subglacial channel; 2 – kame terrace; 3 – kames; 4 – morainic hills; 5 – separate low elongated moraine hills in channels; 6 – internal primary massifs; 7 – largest depressions; 8 – largest gullies; 9 – floodplain valleys; 10 – steep slopes; 11 – peat bogs; 12 – lakes; 13 – rivers.

Veicot ledāja veidoto reljefa formu lokālus pētījumus Augšamatas un Pīslas pazeminājumos, O. P. Āboltiņš un I. Strautnieks (2002) ir fiksējuši kēmu terases. Autori uzsver, ka Vidzemes augstienē raksturīgākās glaciofluviālās reljefa mezoforamas ir kēmu terases un kēmu pauguri. To izplatība galvenokārt ir saistīta ar plašākiem glacigēnā reljefa virsmas pazeminājumiem. Kēmu terases, kas pieguldītas Pīslas ieplakas malām, hipsometriski novietotas 194 m, 196 m un 200 m vjl. Tās galvenokārt sastāv no dažādgraudainas smilts ar reti grants graudiem un oļiem. Kēmu terases nereti apliec atsevišķus zemus morēnpaugurus, dauguļus un kēmus, kas tādējādi sarežģī to virsmu. Augšamatas pazeminājumā konstatētajām kēmu terasēm raksturīgi nedaudz slīpi saguļošu, smalkgraudainas līdz rupjgraudainas smilts un mālaina aleirīta slāņu mija (Āboltiņš, Strautnieks, 2002).

Jaunākie detālie kēmu terašu morfoloģijas un uzbūves pētījumi ir veikti Vidzemes augstienē (Dauškans, 2011a, 2011b; Dauškans, Zelčs, 2007, 2008, 2009; Dauškans et al., 2006, 2010, 2011a, 2011b), Alūksnes un Latgales augstienēs (Dauškans, 2013b; Dauškans, Zelčs, 2012a, 2012b).

2. Pētījumu teritorijas ģeoloģiski ģeomorfoloģiskais raksturojums

Pētījumu teritorija atrodas Latvijas austrumu daļā un ietver Vidzemes, Latgales un Alūksnes augstienes (2.1. attēls). Šīs kontinentālā segledāja veidotās makroformas pēc ģenēzes pieder pie starplobu izometriskajām augstienēm (Zelčs, 1993; Zelčs, Markots, 2004), jeb salveida akumulatīvi glaciostrukturālajām augstienēm (Āboltiņš, 1989, 1995a, 1998a). Plašākā teritorijā, šī tipa augstienes veido izometriskas formas glacioelevāciju joslu, kurā tās vienu no otras šķir ledāja zemiens (Āboltiņš, 1972, 1975, 1989; Āboltiņš et al., 1988, 1989; Zelčs, 1993; Markots, 2011). Šī josla atrodas pēdējā Skandināvijas ledusvairoga perifēriālās segas iekšējā zonā (Āboltiņš, 1972, 1989; Āboltiņš, Zelčs, 1988; Āboltiņš et al., 1988, 1989; Straume, 1979; Zelčs, Markots, 2004; Markots, 2011).



Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



Apzīmējumi / Legend

- Starplobu izometriskās augstienes / Insular accumulative glaciostructural uplands
- Glaciālās zemiens / Glacial lowlands
- Radiālās (cokoltipa) un marģinālās augstienes un starpmeļu valņi / Radial (plynth-type) and marginal uplands and interlobate highs

2.1. attēls. Glaciomorfoloģiskie rajoni un starplobu izometrisko augstieņu novietojums Latvijā (autora modificēts pēc Dreimanis, Zelčs, 1995).

Figure 2.1. Glacial geomorphological regions with respect to location insular accumulative glaciostructural uplands of Latvia (Dreimanis, Zelčs, 1995, modified by author).

Starplobu izometrisko augstieņu pamatā ir pamatiežu virsmas lielpacēlumi (Sleinis, 1936; Kovalevskiy, 1959, 1961; Danilāns, 1972; Āboltiņš, 1972, 1989; Āboltiņš et al., 1975). Tie veidojušies pirmskvartāra kontinentālās denudācijas un kvartāra ģeoloģisko procesu, galvenokārt pleistocēna segledāju ārdošās darbības, rezultātā (Āboltiņš, 1972; Danilāns, 1972; Meirons et al., 1974; Āboltiņš, 1989).

Starplobu izometriskās augstienes (Zelčs, Markots, 2004) jeb salveida akumulatīvi glaciostrukturālās augstienes (Āboltiņš, 1989) (salveida akumulatīvās pēc Āboltiņš, 1972) raksturojas ar pabiezinātu kvartāra nogulumu segu, kuru galvenokārt veido ledāja

nogulumi. Līdz šim pastāv uzskats (Āboltiņš, 1989; Āboltiņš, Dreimanis, 1995), ka relatīvi plašākās teritorijas mūsdienu virsmu veido morēnas nogulumi.

Starplobu izometrisko augstieņu ledāja reljefa formas galvenokārt veido dažādas ģenētiskās izcelsmes pleistocēna nogulumi. Izplatītākie ir glaciālie nogulumi, no kuriem plašākās teritorijas klāj morēnas nogulumi. Morēnas nogulumi sastāv no nešķirotā atlūzu materiāla, dažāda raupjuma smilts, oļu, grants, māla, aleirīta maisījuma ar dažāda lieluma, formas un sastāva laukakmeņiem. Šie nogulumi ir nozīmīgs izejmateriāls kēmu terašu nogulumu veidošanā. Ievērojamas teritorijas klāj arī glacioakvālie nogulumi, no kuriem nozīmīgākie ir glaciofluviālie nogulumi. Parasti tie ir dažāda granulometriskā sastāva smilts, grants un oļi. Glaciolimniskie nogulumi aizņem mazākas platības un sastāv no smalkgraudainas smilts, aleirīta vai bezakmens māla.

Starplobu izometrisko augstieņu centrālajā daļā augstāko hipsometrisko līmeni veido nozīmīgākās glaciotehtoniskās deformācijas struktūras, kuras sastāv no morēnas, glaciofluviālajiem un glaciolimniskajiem nogulumiem un mūsdienu reljefā atpazīstamas kā pirmmasīvpauguri (Āboltiņš, 1989; Āboltiņš et al., 1995). Tie radušies zemledāja apstākļos ledāja lokālo ledus plūsmu konverģences zonās (Āboltiņš, 1989). Nedaudz zemākā hipsometriskā līmenī ir sastopami plakanvirsas pauguri (zvonci). Arī to pamatnēm ir glaciotehtoniska izcelsme, bet virsmu sedz no dažus cm līdz 8-10 m, maksimāli 28,5 m biezi glaciolimniskas izcelsmes nogulumi (Āboltiņš, 1972, 1989, Markots, 2011). Tie uzkrājušies aprimušā ledus caurkusumos (Āboltiņš et al., 1975; Āboltiņš, 1989, Markots, 2011). Nākamo hipsometrisko līmeni aizņem morēnas pauguri un dauguļi (Āboltiņš, 1989). Šīs reljefa formas aizņem ievērojamas starplobu izometrisko augstieņu teritorijas. Tie ir izplatīti vietās, kur zemledāja gultnē bijuši pacēlumi (Eberhards, 1977; Straume, 1979). Šo pauguru veidošanos izskaidro ar morēnas un ledājukušanas ūdeņu materiāla nevienmērīgu uzkrāšanos vai sakrokošanu un zvīņveida uzbīdījumu veidošanos zemledāja apstākļos, aktīva ledus iedarbības rezultātā (Āboltiņš, 1989). Pie glaciotehtoniskas izcelsmes reljefa formām pieder arī dauguļi, kas veidojušies ledāja mēļu sateces zonās. Tie ir ieapaļi vai iegareni konusveida pauguri, kuri sastopami gan kā atsevišķi pauguri, gan veido virknes un masīvus, kuri orientēti ledāja kustības virzienā (Zelčs, 1994). Savukārt, glacioakvālo nogulumu nevienmērīgas uzkrāšanās rezultātā vai glaciokarsta ietekmē ir veidojušies kēmu pauguri. Tiek uzsvērts (Veinbergs, Krūkle, 1965; Straume, 1979), ka šie pauguri veidojušies ledāja plaisās un caurkusumos uzkrājoties ledāja kušanas ūdeņu nestajam materiālam. Kēmus iedala fluviokēmos un limnokēmos (Flint, 1964, Price, 1973, Shepps, 1983, Ehlers, 1996). Šie pauguri sastopami gar plašiem pazeminājumiem un ieplaku malām un var būt izvietoti pa vienam vai var veidot kēmu grupas un laukus (Eberhards, 1977).

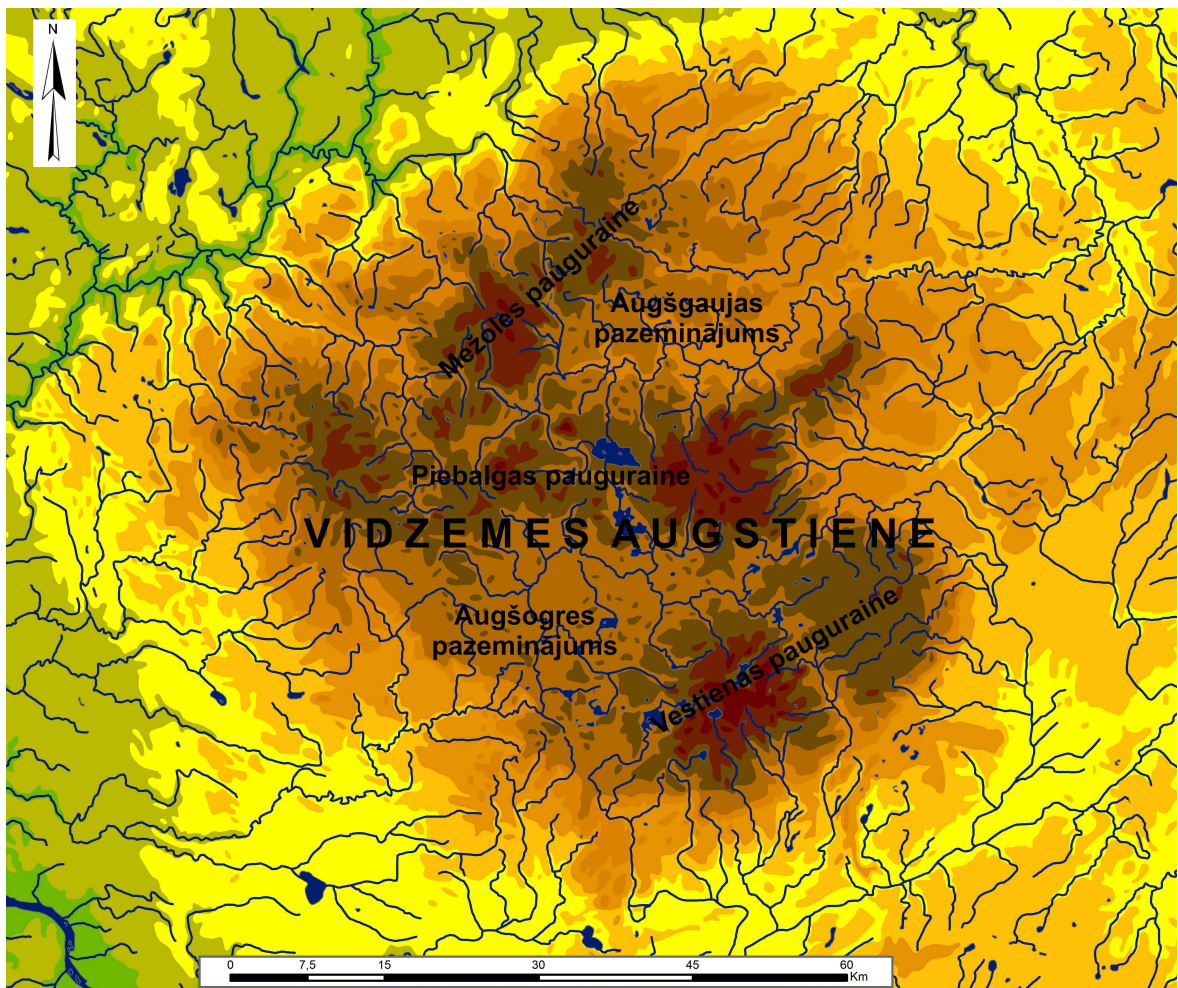
Starplobu izometrisko augstieņu zemākos līmeņus veido subglaciālās iegultnes (tunelielejas), subglaciālās vagas un ledāja kušanas ūdeņu noteces ielejas. Tunelielejas ir taisni vai nedaudz līkumoti ielejveida pazeminājumi, kas orientēti ledāja kustības virzienā. Tās bieži sakrīt ar lineāriem pazeminājumiem subkvartāra virsmā (Ginters et al., 1981), kuri pārmantoti no pirmsvislas apledošanas (Dzelzītis et al., 2002). Ledāja kušanas ūdeņu noteces ielejas veidojušās leduslaikmeta beigu posmā, kušanas ūdeņiem noplūstot no augstieņu iekšējiem rajoniem uz zemieņu pieledāja baseiniem vai galvenajām upēm (Eberhards, 1977).

Kēmu terašu novietojums uz citu ledāja malas vai zemledāja reljefa formu nogāzēm liecina par to saistību ar šīm ledāja reljefa formām. Kēmu terases attiecībā pret šīm neapšaubāmi nedaudz senākajām ledāja reljefa formām ir uzlūkojamas kā uzgulditās reljefa formas. Jau agrākos pētījumos ir gūti apliecinājumi (Āboltiņš et al., 1975, 1976; Meirons, 1975), ka lielākas kēmu terases ir sastopamas uz starplobu izometrisko augstieņu nogāzēm. Šo augstieņu apvidos kēmu terašu izplatība biežāk novērota uz plakanvirsas

pauguru un subglaciālo vagu nogāzēm, retāk uz pirmmasīvu, dauguļu un morēnpauguru nogāzēm (ibid.; Markots, 2011). Tomēr autora veiktais pētījums liecina, ka kēmu terašu skaits un telpiskais novietojums visās trijās ģenētiski vientipiskajās augstienēs ir atšķirīgs. Lai noskaidrotu šo atšķirību iemeslus, ir nepieciešams sīkāk apzināt katras augstienes uzbūves, glaciālās morfoloģijas un ģenēzes īpatnības.

2.1. Vidzemes augstiene

Vidzemes augstiene (Vidzemes Centrālā augstiene, pēc Ramans, 1935) ir viena no lielākajām ledāja veidotajām lielformām un augstākā augstiene Latvijā (2.2. attēls). Tā tiek uzskatīta par vienu no tipiskākajām ledāja starplobu izometriskajām augstienēm (Āboliņš 1989, 1995a, 1998b). Tā atrodas Austrumlatvijas centrālajā daļā un aizņem aptuveni 4605 km² (Markots, 2011).



Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



2.2. attēls. Vidzemes augstiene (sagatavota izmantojot GIS 3.0 Latvija datubāzi).

Figure 2.2. Vidzemes upland (compiled by author, elevation data derived from data base GIS Latvia 3.0).

Vidzemes augstienei ir raksturīgs stipri saposmots un paugurains reljefs. Tās teritorijā izdalās trīs subparalēlas, morfoloģiski labi izteiktas paugurota reljefa joslas, kuras

veido Mežoles, Piebalgas un Vestienas pauguraines (2.2. attēls). Tās šķir attiecīgi Augšgaujas un Augšogres pazeminājumi (Zelčs, Šteins, 1989). Šajos pazeminājumos pēdējā apledojuuma maksimālās uzvirzīšanās laikā izvietojās Augšgaujas un Ogres ledāja mēles (Zelčs, Markots 2004). Burtnieka ledus loba distālajā daļā Mežoles pauguraines pazeminātajos iecirkņos eksistēja izmēru ziņā mazākās Amatas, Rauņa un Abulas ledāja mēles, starp kurām veidojās ledāja konvergences zonām raksturīgais lielpauguru reljefs. Tirzas ledāja mēle ietekmēja reljefa formēšanos Augšogres pazeminājuma austrumu daļā starp Piebalgas un Vestienas pauguraini, kur tās un Augšogres ledus mēles leksadures joslā veidojās glaciotehtoniskās ledāja reljefa formas Sveiļu apkārtnē (Zelčs, Markots, 2004).

Vidzemes augstienes pamatā ir subkvartārās virsmas lielpacēlums, kas ir pārmantots arī zemvislas virsmā (Āboltiņš, 1972; Āboltiņš et al., 1975). Subkvartārā reljefa virsmā izdalās plakani lokāla mēroga pacēlumi un palikšņi. Kopumā subkvartārajā virsmā izdalās divi līmeņi un tos no apkārtējiem pazeminājumiem norobežo nogāzes vai kāples, kuru relatīvais augstums ir no 30 līdz 70 m (Āboltiņš et al., 1975).

Subkvartārās virsmas absolūtais augstums mainās no 80 m līdz 130 m, un maksimāli sasniedz 144 m vjl. (Āboltiņš et al., 1975). Tomēr pārsvarā tajā dominē augstums no 100 līdz 120 m vjl. Vidzemes pacēluma teritorijas centrālo un lielāko daļu veido Katlešu un Ogres svītas nekonsolidēto iežu (smilšakmens, aleirolīts, māls) un klinšaino nogulumiežu (dolomīts, dolomītmerģelis, ģipšakmens un merģelis) starpslāņu mija. Vidzemes pacēluma ziemeļu un dienvidu daļas veido pārsvarā tikai Pļaviņu, Salaspils un Daugavas svītas klinšainie nogulumieži (Āboltiņš et al., 1975). Pirmskvartāra nogulumieži augstienē neatsedzas mūsdienu virsmā, taču to izplatība pieguļošajos zemieņu rajonos, kur dominēja ledāja erozijas procesi ir ietekmējusi ledāja nogulumu litoloģiskās īpašības (Danilāns, 1973).

Vidzemes augstiene raksturojas ar pabiezinātu kvartāra nogulumu segu. To galvenokārt veido pleistocēna Elsteras (Lētīzas), Zāles (Kurzemes) un Vislas (Baltijas) apledojuuma nogulumi. Kopumā šo nogulumu biezums palielinās virzienā no ziemeļiem uz dienvidiem. Mežoles paugurainē, kas aizņem augstienes ziemeļu daļu, pleistocēna nogulumu sega ir tikai līdz 100 m bieza (Āboltiņš et al., 1975). Vidzemes augstienes vidusdaļā – Piebalgas paugurainē ledāja nogulumu biezums sasniedz aptuveni 150 m, bet teritorijas dienvidos, Vestienas paugurainē, pie Gaiziņkalna tas sasniedz pat 200 m (Juškevičs, 2000). Kvartāra nogulumu segas biezums līdz 30-40 m samazinās augstienes nogāzes lejasdaļā un Augšgaujas pazeminājumā (Juškevičs et al., 1981).

Apakšējo un senāko pleistocēna nogulumu griezuma daļu Vidzemes augstienē veido viduspleistocēna Elsteras apledojuuma nogulumi, kuru biezums ir no 10 līdz 50 m, bet vietām pat var sasniegt 60 m (Āboltiņš et al., 1975; Āboltiņš, 1989). Minētie autori arī norāda, ka tos veido morēnas nogulumi. Vietām tos klāj glacioakvālo nogulumu slānis. Senākos ledāja nogulumus pārsedz Zāles apledojuuma morēnas nogulumi. Tie veido līdz 40 m biezu slāņkopu (Āboltiņš et al, 1975; Āboltiņš, 1989). Virs Zāles morēnas nogulumiem atrodas starpmorēnu glacioakvālie nogulumi, virs kuriem plaši izplatīti pēdējā augšpleistocēna Vislas leduslaikmeta glaciālie nogulumi, no kuriem plašākās teritorijas zemes virsmā atsedzas morēnas nogulumi (ibid.). Vietās kur morēnas nogulumi nav sastopami tie ir noskaloti glaciofluviālo straumju, upju erozijas, gravu veidošanās procesu ietekmē vai pārklāti ar jaunākas izcelsmes kvartāra nogulumiem vai arī to sega ir glaciotekoniski fragmentēta (Āboltiņš et al., 1975; Zelčs, 2008; Zelčs et al., 2011a).

Ievērojamas glaciofluviālo nogulumu klātas teritorijas atrodas Vidzemes augstienes dienvidaustrumu un centrālajā daļā. Šos nogulumus veido ledājūdeņu straumju akumulācijas materiāls – galvenokārt smilts, grants un oļi (Āboltiņš et al., 1975). Nedaudz retāk sastopami ir glaciolimniskie nogulumi, ko veido bezakmens māls, aleirīts un

smalkgraudaina aleirītiska smilts (Juškevičs, 2000). Šie nogulumi veidojušies iekšledāja, pieledāja un izolētos ledājūdeņu baseinos (Āboltiņš et al., 1972, 1975).

Glacioakvālo nogulumu, kuri ieguļ starp Elsteras, Zāles un Vislas morēnām, stratigrāfiskā piederība kādam no šiem apledojušiem nav noteikta, tāpēc Z. Meirons un J. Straume (1979) iesaka tos nošķirt kā nesadalītus Lētīžas-Kurzemes (turpmāk šajā darbā kā Elsteres-Zāles) un Kurzemes-Baltijas (turpmāk šajā darbā kā Zāles-Vislas) starpmorēnu nogulumus. Jaunākie pētījumi gan liecina, ka Zāles-Vislas starpmorēnu slāņkopas augšējās daļas smilšainie nogulumi, kuri veido glaciotektonisko reljefa formu kodolus, vai paguļ zem Vislas morēnas ir uzkrājušies Vislas apledojuma maksimālās transgresijas laikā (Raukas et al., 2010; Zelčs et al., 2011b).

Hipsometriski zemākās vietās un reljefa formu nogāzēs pleistocēna nogulumus sedz holocēna nogulumi. Vidzemes augstienē starppauguru ieplakās un reljefa pazeminājumos, vietās, kur ūdens necaurīdīgie nogulumi ierobežo nokrišņu ūdens nonākšanu gruntsūdeņos, ir izveidojušies lielāki un mazāki purvi. Purva nogulumu biezums vietām var sasniegt pat 8 m (Juškevičs, 2000). Salīdzinoši retāk ir sastopami limniskie, koluviālie un proluviālie nogulumi (Āboltiņš et al., 1975; Juškevičs, 2000).

Vidzemes augstienē ledāja reljefa formas morfoloģijas, uzbūves un ģenēzes ziņā grupējamas divās atšķirīgās zonās (Āboltiņš et al., 1975; Straume, 1979; Āboltiņš, 1989, 1998a, 1998b). Augstienes hipsometriski augstākajā centrālajā zonā dominē lielpauguru un vidējpauguru reljefs, kas veidojies zemledāja un iekšledāja apstākļos (ibid.). Tas mūsdienu reljefā atspoguļojas kā pirmmasīvu un plakanvirsas lielpauguri, kurus pavada morēnpauguri, dauguļi un kēmi. Pirmmasīvpauguri grupējas joslveida virknēs, kuras aizņem nelielas teritorijas. Šo lielpauguru hipsometriskais novietojums ir ievērojams un pārsniedz 240-250 m vjl. Otrā hipsometriski augstāko līmeni veido plakanvirsas pauguri, kuri grupējas astoņos galvenajos areālos – Drustu, Stepeļu, Skujenes, Kaibēnu, Liezēres, Ērgļu, Lauteres un Savītes areālā (Markots, 2011). Šo pauguru virsmas augstāko punktu vidējais maksimālais augstums mainās no 214 m vjl. Savītes areālā līdz 236 m vjl. Liezēres areālā (Markots, 2011). Plakanvirsas pauguru nogāzes bieži vien ir terasētas (Āboltiņš et al., 1975, 1995, Āboltiņš, Markots, 1998b; Markots, 2011). Kā jau tika minēts, ap pirmmasīviem un plakanvirsas pauguriem hipsometriski zemākā līmenī ir izvietojušies morēnpauguri, dauguļi, kēmi, glaciotektoniskās un glaciokarsta ieplakas. Viszemāko līmeni aizņem tuneļielejas, subglaciālās vagas un ledājukušanas ūdeņu noteces lejas (Āboltiņš et al., 1975; Āboltiņš, 1989, 1998a, 1989b). Nereti pie lielpauguru un erozijas ledāja reljefa formu nogāzēm pieguļ kēmu terases, kuru hipsometriskais augstums ir nedaudz augstāks nekā reljefa pazeminājumu zemākais līmenis, bet nepārsniedz kēmu pauguru augstākos līmeņus (Āboltiņš et al., 1975).

Vidzemes augstienes centrālo daļu gandrīz vienlaidu joslā ieskauj perifēriālā zona. Tajā ir raksturīgs orientētais paugurgrēdu reljefs, stūra paugurmasīvi (starpmeļu vaļņi un pauguri), marginālie vaļņi, kā arī morēnpauguri un kēmi (Āboltiņš et al., 1975; Āboltiņš, 1989). Tiek uzsvērts, ka kēmu terašu izplatība saistīta ar ledājukušanas ūdeņu nestā materiāla nogulsnešanos starp augstienes nogāzi un ledāja ķermeni (Āboltiņš et al., 1975; Āboltiņš, 1989, 1995a, 1998a). Kā norāda O. P. Āboltiņš un līdzautori (Āboltiņš, et al., 1975), perifēriālajā zonā izplatītas atsevišķas ledāja reljefa formas, kas raksturīgas ledāja zemienēm. Nereti sastopami glaciofluviālie un glaciolimniskie līdzenumi, retāk, morēnas līdzenumi, kā arī deltas un iznesu konusi.

Pēdējā segledāja izkušanai bija liela nozīme Vidzemes augstienes reljefa veidošanās procesos. Pēc O. P. Āboltiņa un līdzautoru (Āboltiņš et al., 1975, Āboltiņš, 2010) priekšstatiem, ledāja deglaciācijas sākumposmā samazinājās ledāja spēks un zemledus morēnas materiāla akumulācija. Ledāja sprieguma lauka izmaiņas izsauca ledāja

plūsmas ātrumu palielināšanos un mainīja ledus plūsmas virzienus, kā rezultātā izveidojās Vidzemes lokālā ledāja plūsma (Burtņieka lobs pēc Zelčs, Markots, 2004).

Vidzemes lokālā ledāja plūsmas un Austrumlatvijas (Lubāna pēc Zelčs, Markots, 2004) loba kontakta līnijā nogulumi tika deformēti, veidojās plaisas un ledāja augšpusē tika pacelts un izspiests morēnas materiālu saturošs ledus. Šie procesi sekmēja dienvidaustrumu pirmmasīvpauguru ķēdes veidošanos, kas turpmākajā deglaciācijas procesā sekmēja Vidzemes lokālās ledāja plūsmas distālās daļas aprimšanu (ledājs šajā teritorijā bija pasīvs), kā arī tai pieguļošo Austrumlatvijas (Lubāna) un Viduslatvijas (Zemgales pēc Zelčs, Markots, 2004) lobu šauru ledāja joslu aprimšanu. Šai laikā ledāja kušanas ūdeņi izveidoja iekšējo ūdenstilpju sistēmu, kurā uzkrājās glaciolimniskie māli un aleirīti. Šie nogulumi pārklāja morēnas materiāla veidotos paaugstinājumus – veidojās zvonci jeb platopauguri. Turpmākā ledāja aktivitātes samazināšanās sekmēja morēnpauguru un kēmu reljefa veidošanos. Ledāja reljefa mezoformu veidošanās radīja apstākļus, lai turpmākā deglaciācijas gaitā, uz to nogāzēm formētos kēmu terases. Vienlaicīgi pie Vidzemes lokālās ledus plūsmas un aprimušā ledus kontakta joslas radās marginālas plaisas, kas sekmēja paugurjoslu veidošanos Sausnejas-Odzienas un Madonas-Cesvaines apkārtnē (Āboltiņš et al., 1975).

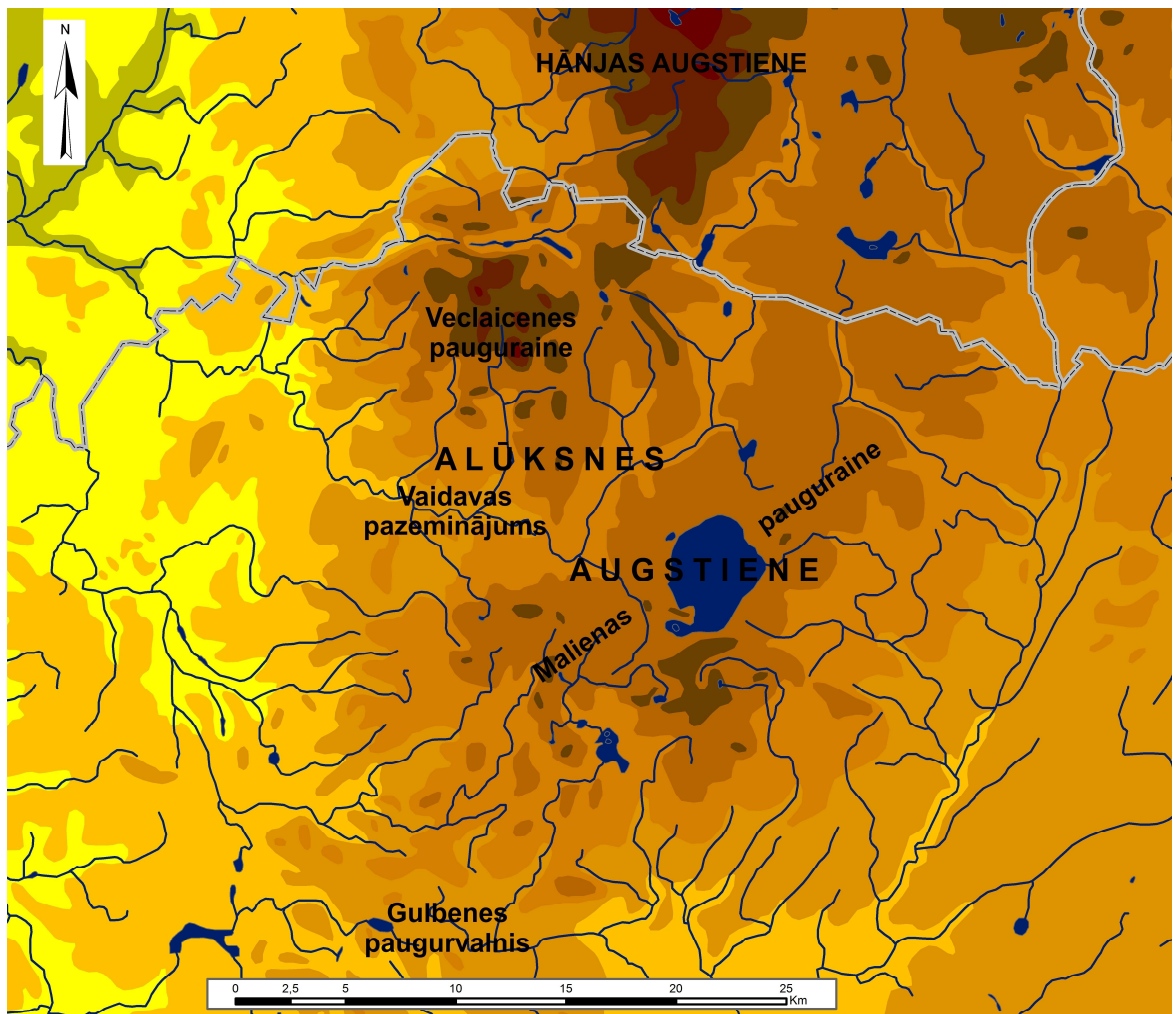
Ledāja kušana turpināja ietekmēt Vidzemes lokālās ledus plūsmas dinamiku (Straume, 1979, Āboltiņš, 1989). Plūsma pakāpeniski zaudēja aktivitāti, un rezultātā Vidzemes augstienes centrālajā daļā izveidojās plašs aprimušā ledus lauks, bet augstienes ziemeļu daļā izveidojās divas ledāja mēles – ziemeļaustrumu pusē Augšgaujas ledāja mēle, bet ziemeļrietumu pusē Amatas ledāja mēle. Šo ledāja mēļu frontālā robeža fiksējas kā pirmmasīvpauguru ziemeļrietumu un ziemeļaustrumu pauguru ķēdes. Aprimušā ledāja teritorijā (Ērgļu-Lauteres apkārtnē) ledāja kušanas procesu ietekmē veidojās samērā lieli zvoncu tipa pauguri. Samazinoties ledāja masai un spiedienam, veidojās citas hipsometriski zemākas reljefa formas – morēnpauguri un kēmi un kēmu terases. Tajā laikā perifēriālajā zonā turpinājās marginālā akumulācija un glaciotekonisko deformāciju struktūru veidošanās aktīvā un aprimušā ledus kontaktzonā.

Amatas un Augšgaujas ledāja mēļu aktivitātes samazināšanās sekmēja to pārtapšanu par aprimušo ledu. Tas savukārt veicināja zvoncu veidošanos Skujenes un Drustu apkārtnē, vēlāk arī morēnpauguru un kēmu reljefa un kēmu terašu formēšanos (Āboltiņš et al., 1975). Pēc Amatas un Augšgaujas ledāja mēļu aprimšanas Vidzemes augstienes teritorijā lielākoties bija tikai aprimis ledus. Reljefa veidošanās norisinājās tikai ledāja kušanas ūdeņu darbības rezultātā (Āboltiņš et al., 1975). Aktīvā ledus pārtapšana par aprimušo ledu bija viens no faktoriem, kas sekmēja kēmu terašu veidošanos Vidzemes augstienē.

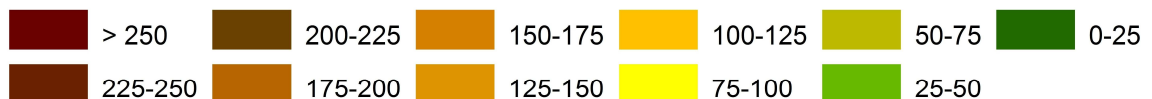
2.2. Alūksnes augstiene

Alūksnes augstiene (2.3. attēls) ir mazākā starplobu izometriskā augstiene Latvijā. Tā atrodas Latvijas ziemeļaustrumu daļā un aizņem aptuveni 887 km² (Markots, 2011). Alūksnes augstiene ziemeļos ar Hānjas augstieni ir saistīta ar šauru paugurgrēdas joslu (Āboltiņš et al., 1976; Straume, 1979; Āboltiņš, 1994a). Tāpēc bieži vien abas augstienes tiek aplūkotas kā viens glaciomorfoloģisks komplekss ar nosaukumu Hānjas augstiene (Danilāns, 1961; Chebotareva, 1965, 1969; Bakanova, Malakhovsky, 1972; Možajevs, 1973; Āboltiņš et al., 1976, 1988, 1989).

Alūksnes augstiene hipsometriski veido vienlaidu pacēlumu, kura virsa pārsniedz 150 m vjl. Tās virsma ir stipri pauguraina un to veido atšķirīgas izcelsmes reljefa formas (Āboltiņš et al., 1976; Straume, 1979; Āboltiņš, 1994a).



Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



2.3. attēls. Alūksnes augstiene (sagatavota izmantojot GIS 3.0 Latvija datubāzi).

Figure 2.3. Alūksnes upland (compiled by author, elevation data derived from data base GIS Latvia 3.0).

Alūksnes augstienē nodalās Veclaicenes un Malienas pauguraines, kuras atdala Vaidavas pazeminājums (Zelčs, Šteins, 1989; Āboltiņš, 1994a). Pēdējā apledošanas laikā šajā pazeminājumā no rietumu puses uzvirzījās Vaidavas ledus mēle, bet no austrumu puses Alūksnes ledus mēle (Zelčs, Markots, 2004). Ziemeļos no Veclaicenes pauguraines atrodas Pērļupes pazeminājums, kurā deglaciācijas laikā izveidojās Perlijogi mēle (ibid.). Alūksnes augstieni ar Vidzemes augstieni savieno Gulbenes paugurvalnis, kura veidošanos pēdējā leduslaikmeta beigu posmā ietekmēja Tirzas ledusmēle no ziemeļu puses un Lubāna ledus lobs no dienvidiem (Zelčs, Markots, 2004).

Alūksnes augstiene atrodas virs subkvartārās virsmas pacēluma. Tā absolūtais augstums galvenokārt ir 110-140 m, bet augstienes ziemeļos pamatiežu virsma sasniedz pat 169 m vjl., kas ir visaugstākais pamatiežu virsmas punkts Dienvidaustrumbaltijā (Āboltiņš, 1994a). Subkvartāra virsmu veido Pļaviņu, Salaspils, Daugavas, Ogres un Katlešu svītas karbonātiem un terigēni nogulumi (Straume, 1979; Āboltiņš, 1994a).

Pirmskvartāra nogulumiežus klāj 50-80 m bieza kvartāra, galvenokārt pleistocēna, nogulumu sega. Vietām tās biezums sasniedz 90-120 m. Augstienes perifērajā zonā pleistocēna nogulumu biezums samazinās līdz 30-40 m (Āboltiņš et al., 1976; Āboltiņš, 1994a). Šo nogulumu stratigrāfiskais iedalījums ir nosacīts, jo Alūksnes augstienes teritorijā nav konstatēti starpleduslaikmetu nogulumi (Āboltiņš et al., 1976).

Subkvartāra virsmas pazeminājumos ir konstatēti sarkanbrūnas un brūnas mālsmilts morēnas nogulumi, kurus nosacīti var pieskaitīt Elsteras (Lētīžas) leduslaikmeta glaciģēnajiem nogulumiem (Juškevičs, 2000). Šo nogulumu slāņa biezums ir no 4 līdz 15 m (Āboltiņš et al., 1976). Augstienes teritorijas lielāko daļu sedz brūni pelēka, biežāk pelēka vai tumši brūna morēnas mālsmilts, kura uzkrājusies Zāles (Kurzemes) leduslaikmetā. Šo nogulumu biezums sasniedz 20 m (Āboltiņš et al., 1976). Tāpat kā Vidzemes un Latgales augstienē nozīmīgākā loma pleistocēna nogulumu segas un ledāja reljefa veidošanā ir pēdējā Vislas leduslaikmeta nogulumiem. Vislas apledošanas morēnas nogulumi – brūna un sarkanbrūna mālsmilts un smilšmāls vietām veido līdz pat 50 m biezu slāni (Āboltiņš et al., 1976). Bieži vien glaciģēnos nogulumus atdala starpmorēnu nogulumi, kurus veido glaciofluviālas izcelsmes dažāda granulometriskā sastāva smilts un grants, un glaciolimniskie nogulumi – pārsvarā aleirītiska smilts. Šādu starpslāņu biezums nepārsniedz 20 m (Āboltiņš et al., 1976). Jaunākie kvartāra nogulumi uzkrājušies holocēna laikā. Tie izplatīti upju ielejās, kā aluviālie nogulumi un reljefa pazeminājumos kā purvu nogulumi. Ezeru katlienēs ir konstatēti limniskie nogulumi. Retāk sastopami koluviālie un proluviālie nogulumi, kas saistīti ar nogāžu un gravu veidošanās procesiem.

Alūksnes augstieni pēc morfoloģiskajām īpatnībām (Sleinis, 1936) un ledāja reljefa veidošanās īpatnībām var sadalīt divās daļās – rietumu augstākajā daļā ar salveida augstienes iezīmēm un salīdzinoši zemākajā austrumu daļā, kuru veido marginālās izcelsmes veidojumi un aprimušā ledāja apstākļos veidojušās reljefa formas (Āboltiņš et al., 1976; Straume, 1979). Augstienes rietumu teritorijā var izdalīt divus atsevišķus paugurreljefa nogabalus, kuriem raksturīgas starplobu izometrisko augstieņu centrālās zonas reljefa iezīmes. Veclaicenes nogabals atrodas ziemeļos, bet Zeltiņu nogabals – dienvidos no Vaidavas pazeminājuma (Āboltiņš, et al., 1976).

Alūksnes augstienes Veclaicenes pauguraines centrālajā daļā raksturīgs ledāja pirmmasīvpauguru reljefs. Pauguru relatīvais augstums sasniedz 30 m, garums ir līdz 2 km, bet platums ap 800-900 m. To nogāzes ir stāvas un bieži vien terasētas. Pauguru absolūtais augstums sasniedz 271 m vjl. (Āboltiņš et al., 1976; Āboltiņš, 1994a). Plakanvirsas pauguri izplatīti uz dienvidiem no šiem pirmmasīvpauguriem un šo pauguru vidējais virsmas augstums sasniedz 240,8 m vjl. (Markots, 2011). Šai teritorijai arī raksturīgas dauguļu un kēmu reljefa formas, kur atsevišķu šo tipu pauguru absolūtais augstums sasniedz 220 m (Āboltiņš et al. 1976; Āboltiņš, 1994a). Veclaicenes pauguraines perifēriālajā daļā izplatīti morēnpauguri, kēmu masīvi un vaļņveida pauguri. Paugurus un grēdas veido sabīdītas un sakrokotas morēnas zvīņas, kas mijas ar dažāda biezuma glaciofluviālas izcelsmes nogulumu slāņkopām (Straume, 1979; Āboltiņš, 1994a). Perifēriālās zonas ziemeļu daļu šķērso Kernetu-Peļļu subglaciālā iegultne (tuneļieleja) ar diviem atzariem – uz ziemeļaustrumiem (pie Kernetiem) un dienvidrietumiem (pie Peļļiem). Tās garums sasniedz 15 km, bet platums ir ap 700 m. Subglaciālās iegultnes nogāzes ir nelīdzenas, stipri saposmotas un terasētas (Āboltiņš et al., 1976; Āboltiņš, 1994a).

Malienas pauguraines rietumu daļas (Strautiņu areāls) hipsometriski augstāko līmeni viedo plakanvirsas pauguri, kuru vidējais aprēķinātais pauguru virsas augstāko punktu augstums ir 186,4 m (Markots, 2011). Šīs teritorijas centrālajā daļā bieži sastopami morēnpauguri, dauguļi un kēmi. Zemākās teritorijas daļas aizņem ielejveida pazeminājumi (Āboltiņš et al., 1976). Teritorijas perifēriālo daļu veido sīkpauguraines, gala morēnu vaļņi, vaļņveida paugurgrēdas un pamatmorēnas līdzenumi.

Malienas pauguraines austrumu daļa salīdzinājumā ar iepriekš raksturotajām teritorijām ir hipsometriski zemāka. Tajā pārsvarā ir izplatītas marginālā reljefa formas – vaļņveida paugurgrēdas, morēnpauguri, dauguļi, osi un kēmi, un kā rāda jaunākie pētījumi (Dauškans, Zelčs, 2012b) – arī kēmu terases. Atsevišķu morēnpauguru augstums pārsniedz 200 m vjl. (Peļukalns, 223,4,m vjl.). Zemākās teritorijas aizņem pamatmorēnas, glaciofluviālas un glaciolimniskas izcelsmes līdzenumi (Āboltiņš et al., 1976).

Alūksnes augstienes ledāja reljefa formēšanos galvenokārt ietekmēja ledāja segas pakāpeniska sairšana. Pēc O. P. Āboltiņa un līdzautoru (Āboltiņš et al., 1976) priekšstatiem Alūksnes augstienē deglaciācijas sākumposmā vispirms formējās Veclaicenes pauguraini veidojošās ledāja reljefa formas. Tiek uzsvērts, ka Veclaicenes pauguraine veidojās trīs etapos (Āboltiņš, 1972, 1975; Āboltiņš et al., 1975, 1976). Sākumā glaciodynamisko procesu rezultātā veidojās pauguraines centrālajā daļā esošie pirmmasīvpauguri. Pēc tam uz dienvidiem no šiem pauguriem veidojās aprimuša ledus lauks, kurā bija labvēlīgi apstākļi, lai formētos plakanvirsas pauguri, kēmi, dauguļi un morēnpauguri. Pirmmasīvpauguru proksimālā daļa vēl kādu laiku bija aktīva ledāja ietekmē, un šajā teritorijā veidojās morēnpauguru josla, kas pašlaik novērojama Veclaicenes pauguraines ziemeļu daļā. Ledus kušanas rezultātā paplašinājās aprimušo leduslauku zona, ap kuru veidojās marginālās plaisas, kā rezultātā formējās marginālās ledāja reljefa formas Veclaicenes pauguraines perifēriālajā zonā (Āboltiņš et al., 1976). Iespējams, ka, veidojoties Veclaicenes apkārtnes reljefam, aprimušā ledāja aizņemtajās teritorijās bija labvēlīgi apstākļi, lai formētos arī kēmu terases.

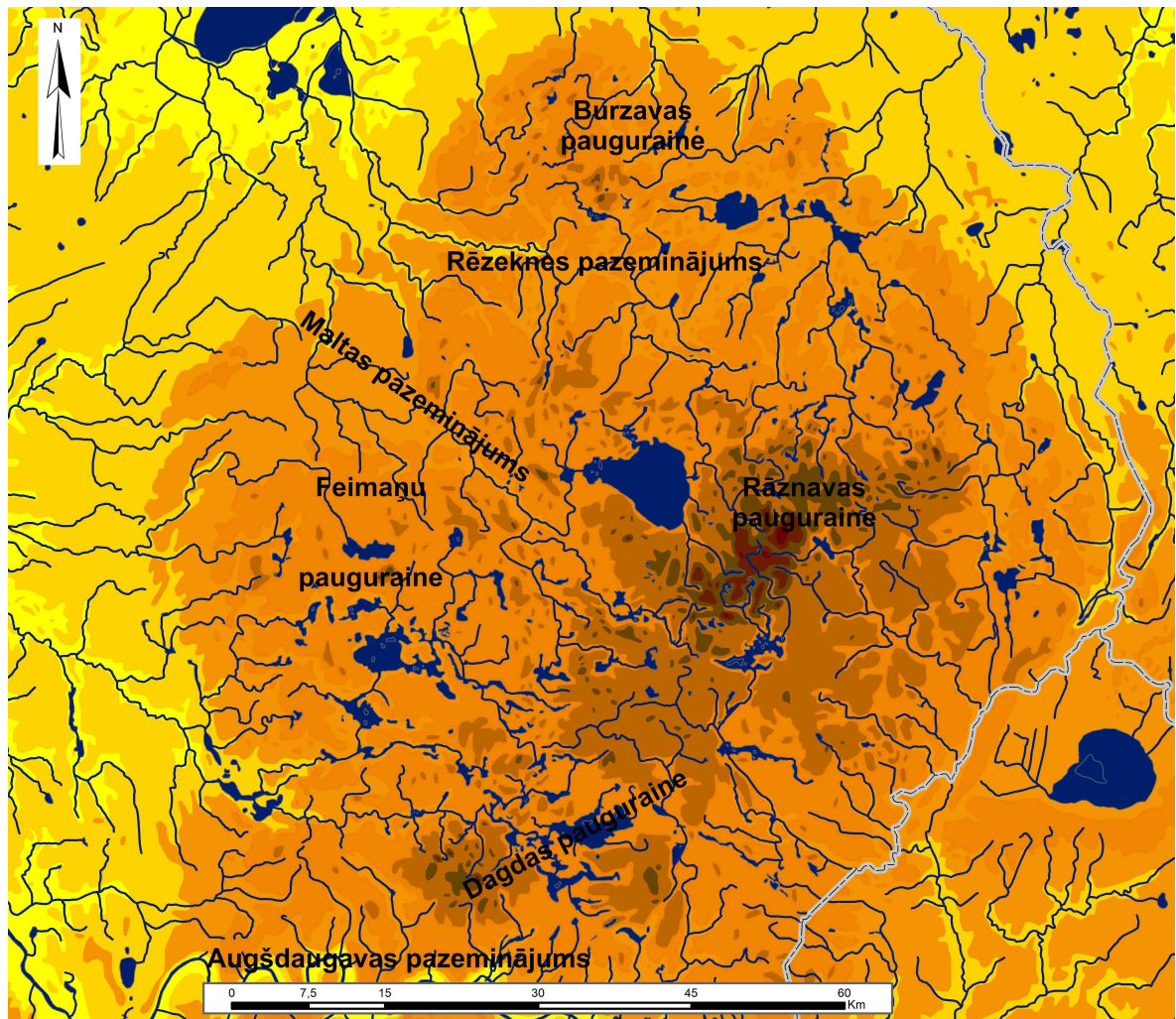
Pārējā Alūksnes augstienes daļa veidojās vēlāk, atšķirīgos glaciodynamiskos apstākļos, jo ledsadures zona starp Austrumlatvijas (Lubāna pēc Zelčs, Markots, 2004) ledus lobu un Augšgaujas mēli (Vidusgaujas lobu, pēc Zelčs, Markots, 2004) attiecībā pret Veclaicenes rajonu atradās vairāk uz dienvidrietumiem (Āboltiņš et al., 1976). Šādus apstākļus sekmēja Lubāna loba lielākā aktivitāte attiecībā pret Vidusgaujas lobu, kura plūsmas ātrumu bremsēja stāvāka bazālā nogāze. Tā rezultātā Zeltiņu apkaimē Lubāna lobs zaudēja savu aktivitāti un izpaudās kā Alūksnes ledus mēle, kas bija iespiesta starp aktīvo Lubāna loba daļu un Veclaicenes paugurmasīvu. Alūksnes mēles pārvietošanos uz dienvidrietumiem ierobežoja Vidusgaujas lobs. Šo procesu rezultātā veidojās marginālie reljefa veidojumi joslā Anna-Indzera ezers-Alsviķi. Starp šo joslu un Augšgaujas ledus mēli starp Alsviķiem un Zeltiņiem atradās aprimušā ledus lauks ar labvēlīgiem apstākļiem, lai apvidū formētos plakanvirsas pauguri. Alūksnes ledus mēles un Lubāna ledus loba sadures vietā veidojās stūra masīvi Bejas apkaimē. Līdz ar Alūksnes ledus mēles pakāpenisko aktivitātes samazināšanos reljefa veidošanos ietekmēja glaciokvālie procesi. Noslēguma posmā augstienes dienvidaustrumu malā Lubāna loba aktivitātes rezultātā veidojās marginālās reljefa formas (Āboltiņš et al., 1976). Kūstot aprimušā ledus blāķiem, kēmu terases veidojās Zeltiņu-Alsviķu apkārtņē (Āboltiņš, et al., 1976) un pie Alūksnes augstienes dienvidaustrumu nogāzes (Dauškans, Zelčs, 2012a, 2012b) Bejas un Ponkules apkārtņē.

2.3. Latgales augstiene

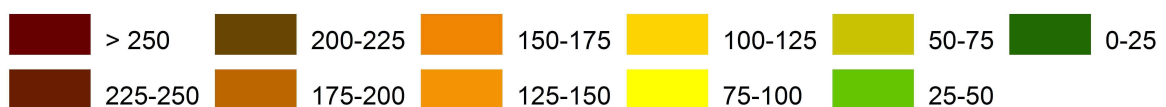
Latgales augstiene (2.4. attēls) atrodas Latvijas dienvidaustrumu daļā un ir lielākā ledāja augstiene valsts teritorijā. Tās platība ir ap 6376 km² (Markots, 2011). Tikai tās pati dienvidaustrumu mala atrodas ārpus Latvijas teritorijas (Meirons, 1975; Āboltiņš, 1989, 1995b; Markots, 2011).

Latgales augstienei ir ģenētiski daudzveidīga, stipri saposmota un izteikti pauguraina teritorija. Augstiene ir nedaudz stiepta meridionālā virzienā. Tās garums ir aptuveni 100 km, bet platums līdz 80 km. Augstienei ir krasi izteiktas rietumu, ziemeļu un

ziemeļaustrumu nogāzes. To augstums mainās no 15 līdz 45 metriem (Meirons, 1975; Straume, 1979; Āboltiņš, 1989, 1995b).



Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



2.4. attēls. Latgales augstiene (sagatavota izmantojot GIS Latvija 3.0 datubāzi).

Figure 2.4. Latgales upland (compiled by author, elevation data derived from data base GIS Latvia 3.0).

Latgales augstienei ir izdalītas četras morfoloģiski labi izteiktas pauguraines – Burzavas, Rāznavas, Feimaņu un Dagdas (Zelčs, Šteins, 1989; Āboltiņš, 1989, 1995b; Markots, 1994a, 1994b, 1995a, 1997a). Burzavas pauguraini no Rāznavas pauguraines atdala Rēzeknes pazeminājums (Markots, 1997b), kurā pēdējā apledojuuma maksimālās uzvirzīšanās laikā izvietojās Rēzeknes un Cirmas ledāja mēles (Zelčs, Markots, 2004). Rāznavas pauguraini no Feimaņu pauguraines atdala Maltas pazeminājums (Markots, 1995b), kuru pēdējā apledojuuma maksimālās uzvirzīšanās laikā aizņēma Maltas mēle (Zelčs, Markots, 2004). Savukārt robežu starp Feimaņu un Dagdas paugurainēm iezīmēja Dubnas mēle (ibid.). Augstienes austrumu pusē reljefa veidošanos ietekmēja Istras, Ežezera un Dagdas ledāja mēles (Zelčs, Markots, 2004), un to ietekme ledāja reljefā atspoguļojas kā nelieli pazeminājumi starp paugurainēm. Dienvidos Latgales augstieni no

Augšzemes augstienes atdala Augšdaugavas pazeminājums (Āboltiņš, 1994b). Tā formēšanos no rietumu puses ietekmēja Augšdaugavas mēle, bet no austrumu puses Drujas mēle (Zelčs, Markots, 2004).

Latgales augstienes subkvartāra virsmu veido divi pamatiežu denudācijas plato. Tos atdala šaurs austrumu-rietumu virzienā izstiepts pazeminājums, kas sakrīt ar Dubnas upes ieleju. Dagdas pauguraines dienvidrietumu daļa atrodas uz zemākā pamatiežu pacēluma, kas atrodas uz dienvidiem no Dubnas upes. Šī denudācijas plato virsma nepārsniedz 121 m vjl. un to veido Gaujas un Amatas svītas terīgēnie nogulumi. Otrs denudācijas plato pēc platības ir ievērojami lielāks un tā dienvidu robežu iezīmē denudācijas kāple. Šī pamatiežu pacēluma virsas augstums lielākajā tā daļā ir 80-120 m vjl., bet centrālajā daļā sasniedz 135 m vjl. Pamatiežu virsmu veido Pļaviņu svītas dolomīts un dolomītmerģelis ar retām māla starpkārtām, bet dienvidu daļā Gaujas un Amatas svītas terīgēnie nogulumi (Āboltiņš, 1995b).

Kvartāra nogulumu segas biezums Latgales augstienes piekājē ir 10-20 m, bet teritorijas lielākajā daļā tas sasniedz 40-80 m (Meirons, 1975). Rāznas paugurainē uz dienvidaustrumiem no Rāznas ezera kvartāra nogulumu segas biezums sasniedz 120 m, bet atsevišķās vietās pat 140-170 m (Markots, 1997a; Meirons et. al., 1976). Tāpat kā Vidzemes augstienē, arī Latgales augstienē kvartāra nogulumu griezumā pārsvarā veido pleistocēna nogulumi (Meirons et. al., 1976). Tomēr salīdzinājumā ar pārējo Latvijas teritoriju Latgales augstiene raksturojas ar komplicētāko pleistocēna nogulumu griezumu un tā stratigrāfisko dažādību (Meirons, Straume, 1979; Meirons, 1975; Meirons et. al., 1976; Zelčs et al., 2011a). Neapstrīdamu liecību par Latgales leduslaikmeta nogulumu izplatību Latgales augstienē nav (Juškevičs, 2008; Zelčs et al., 2011a). Nelielās platībās kvartāra griezuma pamatā sastopami Elsteras (Lētīžas) leduslaikmeta nogulumi, kurus pārstāv ļoti blīvs sarkanbrūns morēnas smilšmāls (Meirons, 1975). Morēnas nogulumu biezums atsevišķās vietās sasniedz 10 m. Vietām šos nogulumus klāj 2-8 m dažādgraudainas smilts un aleirītu slānis. To pārsedz Zāles (Kurzemes) apledojuuma glaciģēnie nogulumi. Augstienes lielākajā daļā tie pārklāj subkvartāra virsmu. Zāles apledojuuma glaciģēnos nogulumus veido brūna, sarkanīgi vai pelēcīgi brūna morēnas mālsmilts un smilšmāls. To biezums vietām sasniedz 35 m (Meirons et al., 1976). Vietām Zāles morēnas nogulumiem uzguļ glaciokvālas izcelsmes dažāda granulometriskā sastāva smilts, grants, oļi un aleirīta nogulumi. Lielākā nozīme kvartāra nogulumu segas veidošanā ir Vislas (Baltijas) leduslaikmeta nogulumiem, kuru biezums ir no 30 līdz 80 m. Šos nogulumus veido izteikti sarkanbrūna morēnas mālsmilts un tos vietām klāj glaciokvālie nogulumi (Meirons, 1975). Kvartāra nogulumu segas uzbūvē dominē uzbīdījuma un krokojuma tipa pamatmorēnas un glaciokvālo nogulumu deformāciju morēnas slāņkopas (Āboltiņš, 1995b). Holocēna nogulumi ir izplatīti sporādiski un tos veido ezeru un purvu nogulumi, upju ielejās sastopami aluviālie nogulumi.

Latgales augstienes reljefam ziemeļu un vidusdaļā raksturīgas starplobu izometrisko makroformu iezīmes, bet dienvidu daļā arī marginālo mezoformu iezīmes (Āboltiņš, 1995b), tomēr ledāja marginālie veidojumi izplatīti gar ledāja mēļu ieplakām (Juškevičs et al., 1981).

Latgales augstienē morfoloģiski izceļas tās ziemeļu un dienvidu daļa. Dienvidu daļā vairāk izteiktas marginālā reljefa iezīmes (Meirons, 1975; Āboltiņš, 1995b). Šajā teritorijā vairāk sastopamas ledāja malas veidojumu reljefa joslas ar stūra masīviem, orientēto paugurgrēdu reljefu, galamorēnām un marginālajām grēdām (Meirons, 1975; Āboltiņš, 1995b). Teritorijās starp marginālajiem veidojumiem sastopami zemi un vidēji morēnpauguri, retāk kēmi. Augstāko līmeni veido plakanvirsas pauguri, kuri izvietoti nelielās grupās vai pa vienam (Meirons, 1975). Šo pauguru nogāzes bieži vien ir terasētas

(Markots, 2011). Reljefu stipri saposmojis ielejveida pazeminājumu tīkls un subglaciālās iegultnes (Meirons, 1975; Āboltiņš, 1995b).

Morfoloģiski ne mazāk sarežģīta ir augstienes ziemeļu daļa. Hipsometriski augstāko līmeni veido pirmmasīvpauguri. Tie aizņem nelielu teritoriju uz ziemeļiem no Ežezera. To absolūtais augstums sasniedz 265-289 m vjl. (Meirons, 1975). Augstienes teritorijā plaši sastopami plakanvirsas pauguri, kas atrodas vairākos hipsometriski atšķirīgos līmeņos no 150 līdz 260 m vjl. Zemākā līmenī sastopami morēnpauguri, dauguļi un kēmi. Šajā Latgales augstienes daļā nereti sastopami arī ledāja malas veidojumi (Meirons, 1975; Āboltiņš, 1995b). Augstienes zemāko līmeni veido glaciodepresijas. Tajās atrodas lieli ezeri, ielejveida pazeminājumi, ledāja kušanas ūdeņu noteces ielejas, zemi morēnpauguri un morēnas līdzenumi, vietām arī glaciofluviālie un glaciolimniskie līdzenumi un garas osveida grēdas (Āboltiņš, 1995b). Kēmu terases sastopamas pie augstienes ziemeļu nogāzes (Meirons, 1975), kā arī gar Istras, Zilupes un Asūnīcas ielejveida pazeminājumu nogāzēm (Dauškans, Zelčs, 2012b). Iespējams, pie plakanvirsas pauguru nogāzēm arī ir sastopamas kēmu terases, jo pēc A. Markota (2011) datiem šo pauguru nogāzes bieži vien ir terasētas.

Latgales augstienē tāpat kā Vidzemes un Alūksnes augstienēs nozīmīga loma esošā reljefa veidošanā ir ledāja segas izkušanas gaitai. Pēc Z. Meirona (1975) priekšstatiem Latgales augstienē tiek izdalīti septiņi deglaciācijas etapi. Deglaciācijas sākumposmā, samazinoties ledāja jaudai un biežumam, to vairāk ietekmēja pamatnē esošais augstienes pacēlums, kā rezultātā ledus plaisāja un veidojās plašas teritorijas ar aprimušu ledu. Šos apgabalus ieskāva aktīva ledus lobi un ledus mēles. Aktīvā un aprimušā ledus sadures zonā, Latgales augstienes dienvidos, veidojās ledāja malai raksturīgas reljefa formas, paugurgrēdas un marginālais reljefs. Augstienes centrālajā rajonā, dienvidaustrumos no Rāznes ezera, veidojās plaši aprimušā ledus lauki ar sarežģītu plaisu sistēmu. Šīs teritorijas apņēma nelielas ledus mēles, kuras aizpildīja zemākās reljefa vietas.

Ledāja malas stabilizācija ietekmē otrā etapā notiekošos procesus, kad augstienes centrālajā daļā aprimušā ledāja apstākļos, kad to no visām pusēm apskāva aktīvais ledājs, formējās plakanvirsas pauguri, iekšējie masīvi, morēnpauguri un kēmi. Ledāja stabilizāciju iezīmē teritorijas dienvidos fiksētās ledāja malas zonas līnijas Andrupene- Rušona ezers-Aglona un Ežezers-Kairīši-Asūne-Robežnieki. Pēc tam sekoja ledāja jaudas zudums, kas sekmēja to, ka tas kļuva vēl jutīgāks pret pamatnes nelīdzenumiem. Ledāja malas zona kļuva līkumaina, veidojās grupa jaunu nelielu ledus mēļu, kas ietekmēja reljefa veidošanos. Ledāja malu iezīmē paugurgrēdu reljefa formas un marginālās grēdas (Meirons, 1975).

Ceturrtā etapa laikā izveidojas plašs aprimušā ledus lauks uz ziemeļiem no Rēzeknes, Burzavas pauguraines apvidū. Šajā laikā formējas plakanvirsas pauguri, plaisās un ablācijas pazeminājumos veidojas morēnpauguri, kēmi un osi. Otrā aprimušā ledus lauka daļā, kas atrodas uz dienvidiem no Rēzeknes veidojas kēmu-sandru reljefs. Marginālās reljefa formas veidojas joslā Sarkanī-Rosica-Restmuiža-Vecsloboda-Šķaune un Feimaņi-Spuldzēni-Ambeļi. Aprimušā ledus lauks paplašinās līdz pat Cirmas ezeram. Aprimušā un aktīvā ledus kontakta zonā veidojās marginālie vaļņi un orientētais paugurgrēdu reljefs, kas ieskāva Burzavas pauguraines plakanvirsas paugurus. Etapa otrajā daļā dienvidaustrumu daļā izveidojās liels ledājukušanas ūdeņu baseins. Veidojās sarežģīti ledāja malas reljefa un marginālā reljefa veidojumi, kā arī novērojamas pazīmes, kas liecina par īslaicīgiem ledāja stagnācijas apstākļiem (Meirons, 1975).

Turpmākā (sākot ar piekto etapu) reljefa veidošanās augstienes teritorijā saistīta ar aprimušā un apraktā ledus kušanu. Aktīvā ledāja darbības rezultātā reljefs veidojās tikai pie augstienes nogāzēm. Raksturīgās reljefa formas ir malu veidojumi. Ledāja mala skar tikai augstienes ziemeļaustrumu un rietumu nogāzi, kur pie tās veidojas īslaicīgi piedēja

baseini, kuru līmenis sasniedz 155-158 m vjl. Noplūstot šo baseinu ūdeņiem, formējas glaciofluviālo nogulumu deltas (Meirons, 1975).

Pēc Z. Meirona (1975) domām, noslēguma etapā samazinoties Austrumlatvijas un Mudavas (Veļikajas) lobiem, atsevišķās teritorijās veidojas lieli aprimušā ledus blāķi. Formējas marginālie vaļņi Kārsavas dienvidos. Līdzenumos, kustot aprimušajam ledum, veidojas plaši ledājkušanas ūdeņu baseini, kuru vietās uzkrājas glaciolimniskie nogulumi. Ledāja malai atkāpjoties no nogāzes, Mērdzenes baseina ūdens notek Lubāna baseinā. Polockas baseina ūdeņi pa Daugavas ieleju noplūst uz Nīcgales baseinu. Pēc ledājkušanas ūdeņu noplūšanas reljefa veidošanos galvenokārt ietekmē erozijas, pārpurvošanās un eolie procesi.

3. Materiāli un metodes

Kēmu terašu pētījumu vietas (1., 2., 3., 4. pielikums) tika izraudzītas ar mērķi, (1) apzināt kēmu terašu morfoloģisko tipu daudzveidību, (2) izpētīt to uzbūvi un (3) rast iespēju salīdzināt kēmu terašu veidošanās paleoģeogrāfisko apstākļu atšķirības starpību izometriskajās augstienēs Vēlā Vislas apledošanas degradācijas etapā. Tā kā kēmu terases atrodas dažādos hipsometriskos līmeņos un tās veidojošie nogulumi ir nogulsējušies dažādā laikā, to izpētes rezultāti sniedz informāciju par paleoģeogrāfiskajiem apstākļiem Fenoskandijas ledusvairoga periferiālās segas deglaciācijas laikā, kas pēc V. Zelča un līdzautoru datiem (Zelčs et al., 2011b) aptver laika posmu no vismaz 15,4 līdz 13,7 tūkstošiem gadu.

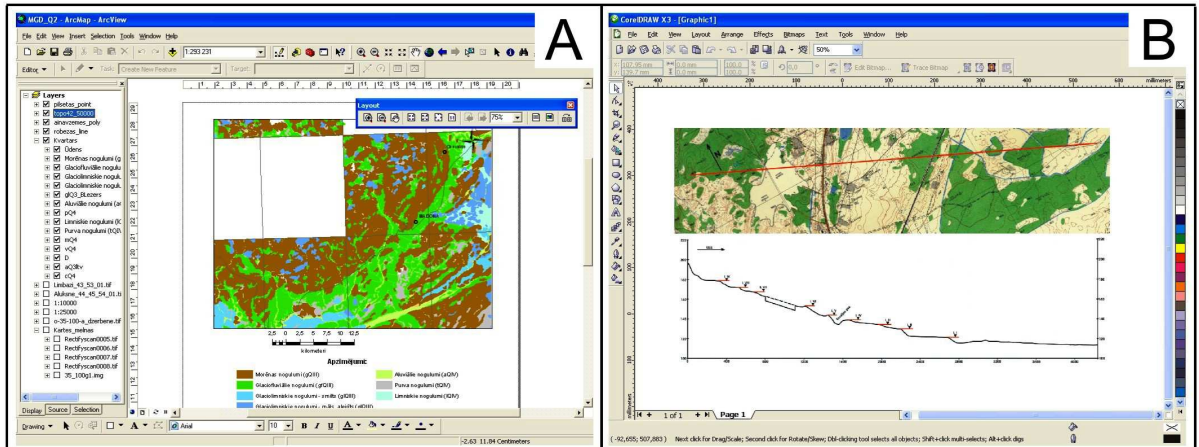
Kēmu terašu morfoloģijas un iekšējās uzbūves pētījumos un kēmu terašu veidošanās paleoģeogrāfisko apstākļu noskaidrošanai kamerālo darbu un lauka pētījumu laikā tika izmantotas dažādas pētījumu metodes, ar kuru palīdzību iegūts faktiskais materiāls darba izstrādāšanai. Pleistocēna ģeoloģiskiem pētījumiem ir raksturīga pētījumu metožu kompleksa pielietošana, jo šī laika ģeoloģisko problēmu risināšanā plaši izmanto dažādus pastarpinātus datus un signālus, kas ir saglabājušies dabas sistēmās kā mērāmi lielumi, kuru izmaiņas laika gaitā ir maznozīmīgas vai ir aprēķināmas. Tas prasa no kvartārģeologiem zināšanas daudzās pētniecības jomās un prasmi pareizi izvērtēt un interpretēt atsevišķu metožu rezultātus (Danilāns, 1961).

Disertācijas pamatā ir gandrīz 10 gadu laikā veiktie lauka pētījumi un tajos iegūtie dati, kartogrāfiskā materiāla telpisko datu apstrāde, izvērtējums un interpretācija, kā arī dažādu autoru agrāk veikto pētījumu apzināšana, analīze un salīdzināšana ar autora iegūtajiem rezultātiem. Lauka pētījumi tika uzsākti jau 2002. gadā. Iegūtie dati par dažādiem kēmu terašu litomorfoģenēzes aspektiem izmantoti autora bakalaura un maģistra darba izstrādē, kā arī prezentēti vietējās un starptautiskās zinātniskajās konferencēs un simpozijos.

Pētījuma gaitā apzināta publicētā informācija par ledāja reljefa formu morfoloģiju, uzbūvi un pētījumu metodēm, kā arī apkopota esošā informācija par kēmu terašu pētījumiem (skat. 1. nodaļu). Publicētās literatūras studijas bija pamats lauka pētījumu uzsākšanai un iegūto datu apstrādei. Veicot paleoģeogrāfiskās interpretācijas, autors izmantoja arī citos pētījumos iegūtos datus, kuri ir pieejami publikācijās par nogulumu uzkrāšanās un laukakmeņu izkušanas laiku no ledāja (Rinterknecht et al., 2006; Raukas et al., 2010; Zelčs et al., 2011b) vai arī pastarpināti raksturo deglaciācijas procesa nozīmīgus pieturpunktus (Heikila et al., 2009).

Pieejamais M 1:50 000 un M 1:200 000 kartogrāfiskais materiāls, kvartārnogulumu, ģeomorfoloģiskās un ģeoloģiskās kartes, lielmēroga (1:10 000; 1:25 000; 1:50 000) topogrāfiskās kartes un ortofotokartes, kā arī publicētās kartoshēmas un fiziogēogrāfiskās kartes nodrošināja informāciju par kēmu terašu izplatību un ļāva identificēt atsegumu atrašanās vietas. Darba izstrādes laikā autors arī izmantoja LU ĢZZF ģeotelpisko datu servisu uzturošā *Web Map Service (wms)* servera datubāzi, kura pieejama <http://kartes.geo.lu.lv/>. Dati, kuri tika iegūti no lielmēroga topogrāfiskajām un dažāda mēroga specializētajām kartēm, izmantoti dažādu attēlu, shēmu, morfoloģisko profilu un modeļu sagatavošanā.

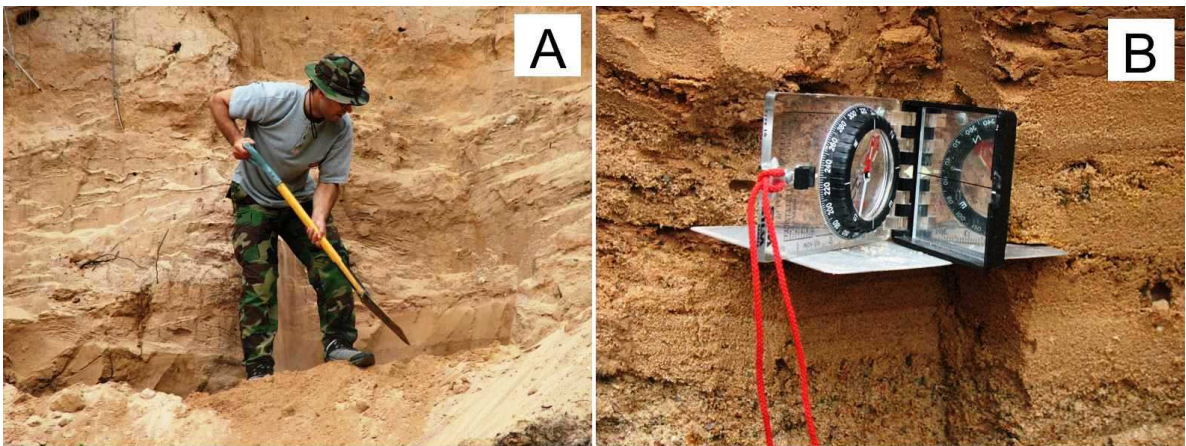
Kartogrāfiskā materiāla apstrādē izmantotas Latvijas Universitātes licenzētās datorprogrammas – *ESRI GIS ArcMap Version 9.3*, *CorelDraw X3* un *Corel Photo Paint X3* (3.1. attēls). Ar šo programmu palīdzību sagatavotas kartes, kartoshēmas, morfoloģiskie profili, modeļi un citi attēli, kuri vizuāli atspoguļo pētījumu rezultātus. Izmantojot uz M 1:50 000 topogrāfiskās kartes pamatnes sagatavotos kvartāra nogulumu kartes izejas datus (Juškevičs et al., 1981; Juškevičs, 2000), sagatavota pētījumu teritorijas M 1:50 000 digitālā kvartāra nogulumu karte *ArcMap Version 9.3* vidē (3.1 A attēls).



3.1. attēls. Kvartāra virsas nogulumu kartes (A) un ģeomorfoloģiskā profila (B) konstruēšana, izmantojot *Arc Map* un *Corel Photo Paint X3* datorprogrammas.
 Figure 3.1. Designing of the map of the Quaternary surficial deposits (A) and geomorphological profile line by implementation on *ArcMapVersion 9.3* and *Corel Photo Paint X3*.

Izmantojot no kartogrāfiskā materiāla iegūto daudzveidīgo informāciju, viens no darba uzdevumiem bija izveidot kēmu terašu izplatības karti un analizēt to izvietojumu šādos aspektos: (1) kēmu terašu izplatība Vidzemes, Alūksnes un Latgales augstienēs; (2) kēmu terašu hipsometriskā novietojuma atšķirības dažādās augstienēs; (3) kēmu terašu ģenētiskā saistība ar citām ledāja reljefa formām.

Minētos darba uzdevumus izdevās sasniegt, izmantojot datorprogrammas *ArcMap Version 9.3* un *LU ĢZZF wms* sniegtās iespējas. Salīdzinot lielmēroga topogrāfiskās un dažādas tematiskās kartes un izmantojot *ArcCatalog* opcijas, tika izveidoti vairāki jauni datu slāņi. Tajos ir apkopota informācija par kēmu terašu izplatību, hipsometrisko novietojumu un saistību ar citām ledāja reljefa formām.



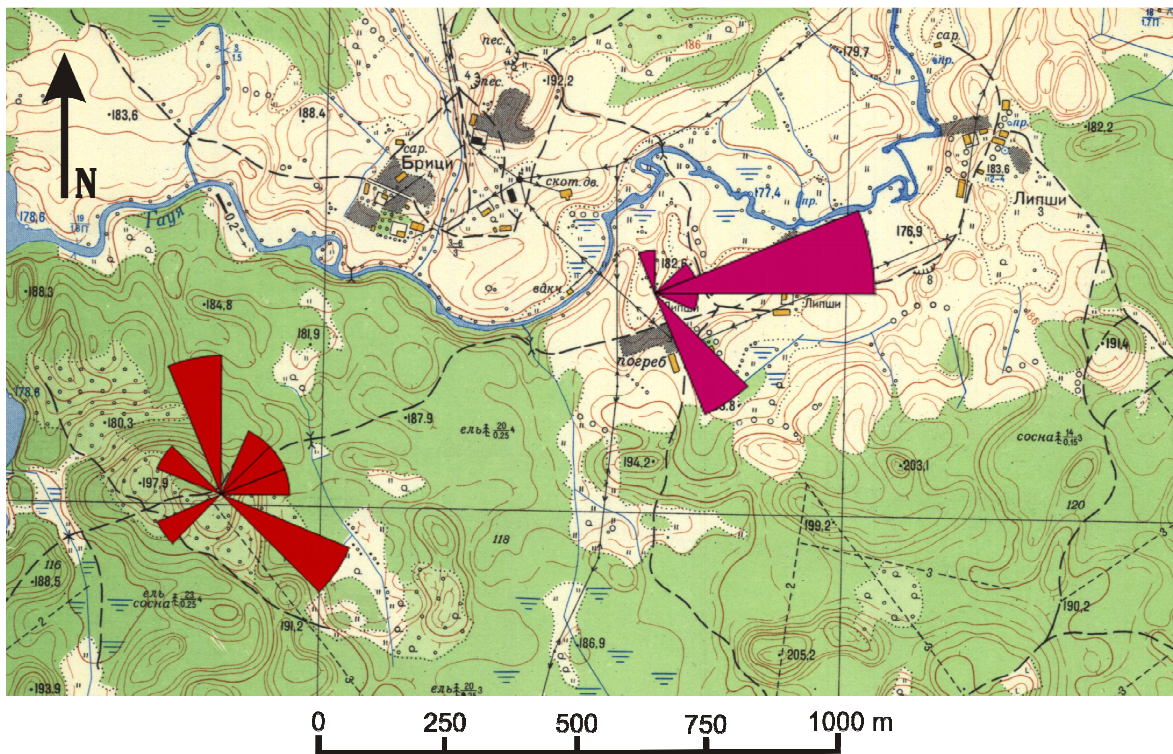
3.2. attēls. Lauka pētījumi Kārļu kalna kēmu terasē: A. Atseguma sienas attīrīšana. B. Nogulumu slāņu saguluma plakanisko elementu mērīšana.
 Figure 3.2. Field studies in the Kārļi hill kame terrace: A. Preparation of the exposure. B. Measuring of sediment bedding elements.

Lauka pētījumi veikti kēmu terasēs ierīkotajos grants un smilts ieguves karjeros (1., 2., 3., 4. pielikums). Lai varētu veikt mērījumus, paraugu ievākšanu nogulumu datēšanai ar OSL metodi un digitāli nofotografēt nogulumu tekstūras un slāņkopu saguluma apstākļus, vispirms tika veikta karjera sienu attīrīšana (3.2 A. attēls). Pēc

atsegumu sagatavošanas darbiem tika noteikts to plaknes vērsums un veikta saguluma apstākļu fiksēšana, izmantojot digitālās fotokameras *Fujifilm FinePix S7000*, *Canon PowerShot A510*, *Panasonic Lumix DMC-FP1*. Pēc tam zīmētas nogulumu saguluma nozīmīgākās detaļas. Kā mēroga etalonu autors izmantoja 5 m garu nivelēšanas latu ar gradāciju 10 mm. Digitālā fotofiksēšana deva iespēju iegūt augstas kvalitātes atsegumu un kēmu terašu ainavu attēlus. Fotografēti tika gan pētīto atsegumu kopskati, gan atsevišķas kēmu terašu uzbūves detaļas, piemēram, tekstūras, deformācijas un laukakmeņu koncentrācijas joslas. Iegūtie attēli deva iespēju veikt kēmu terašu nogulumu slāņu rakstura maiņas analīzi un iekšējās uzbūves salīdzināšanu. Fotoattēli un atsegumu zīmējumi tika apstrādāti ar *Corel Photo Paint X3* un *CorelDraw X3* datorprogrammu palīdzību – montēti atsegumu kopskati, mērogi, bet atsevišķiem attēliem vai kartēm pievienoti ar *STEREONET* programmu statistiski analizētie mērījumi un vizualizētās mērījumu rezultātu diagrammas.

Pētījumu un paraugu ņemšanas vietas fiksētas ar GPS uztvērējiem *Magellan Triton 2000*, *Magellan eXplorist 500* un *Magellan Meridian Platinum*. Pētījuma vietu koordinātas saglabātas gan digitālā veidā, gan fiksētas lauka grāmatiņā.

Pēc fotofiksēšanas sagatavotajos atsegumos tika veikti nogulumu slīpslāņoto sēriju krituma virzienu un leņķu, kā arī dažāda granulometriskā sastāva slāņu kontaktvirsmu mērījumi. Iegūtie rezultāti deva iespēju iegūt glaciofluviālo plūsmu virzienu. Mērītas tika arī nogulumu saguluma deformācijas struktūras. Tas daudzos gadījumos ļāva precīzāk raksturot nogulumu uzkrāšanās vidi. Šie mērījumi veikti, izmantojot ģeoloģisko kompasu *SILVA RANGER Type 15* un alumīnija plāksnīti (3.2. B. attēls).



3.3. attēls. Ar datorprogrammu *StereoNet* apstrādāto mērījumu rezultātu uzvietojums uz M 1:10 000 topogrāfiskās kartes austrumos no Tauriņu ezera (izmantota *ArcGIS* datorprogramma).

Figure 3.3. Plastering of measurement results processed by *StereoNet* on the topographic map of scale 1:10 000.

Lauka darbu laikā izdarīti vairāk nekā 1200 dažādu tekstūrelementu un 600 oļu garenasu orientācijas mērījumu. Atsegumos tika noteikta arī nogulumu krāsa. Šim mērķim tika izmantots Mansela grunts krāsas noteicējs (*ROCK-COLOR CHART with genuine Munsell color chips*), un ar ģeoloģiskās lupas palīdzību noteikts smilts nogulumu graudu izmērs. Mērījumi rezultāti un nogulumu granulometriskā sastāva pētījumi sniedza nozīmīgu informāciju par kēmu terašu iekšējās uzbūves īpatnībām un to veidošanās apstākļiem. Plaknisko saguluma elementu un oļu linearitātes mērījumu laikā iegūtie rezultāti tika apstrādāti ar datorprogrammu *StereoNet*, iegūtās diagrammas savienotas ar kartogrāfisko materiālu (3.3. attēls). Tā rezultātā izveidoti attēli un shēmas, kas sniedz priekšstatu par kēmu terašu veidošanās apstākļiem, t. sk. paleostraumju virzieniem un iespējamajiem sanesu materiāla transportēšanas apstākļiem.

Nozīmīgu informāciju par ledāja reljefa formu veidošanos sniedza oļu garenasu orientācijas mērījumi. Tie tika veikti dažās vietās, taču nozīmīgākie rezultāti iegūti Lodes-Bānūžu kēmu terasē Bānūžu karjera atsegumā. Tika mērīts oļa garenass krituma azimuts un krituma leņķis. Oļu linearitāte ir viens no tekoša ūdens paleostraumju un ledus paleoplūsmu vai lokāla ledāja spiediena virziena indikatoriem. Oļu linearitātes mērījumu rezultātus var apstrādāt ar parastiem grafiskiem paņēmieniem, veicot manuālu apstrādi (skat., piem., Āboltiņš, 1986), vai arī var veikt automatizētu apstrādi ar telpiski statistiskās analīzes datorprogrammu *StereoNet*. Oļu linearitātes datus var vizualizēt divdimensiju un trīsdimensiju plaknē.

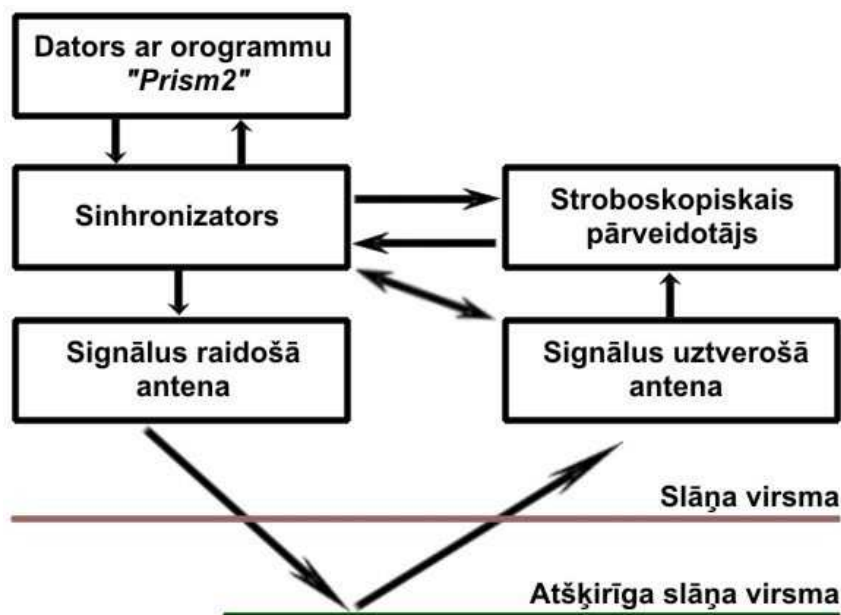
Lauka pētījumu laikā iegūtie oļu linearitātes, slāņu kontaktvirsmu un slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultāti apstrādāti ar datorprogrammu *StereoNet Version 3.06*. Tā rezultātā iegūtas diagrammas, kas vizuāli ataino statistiski apstrādātus mērījumu rezultātus. Vispirms dati tika sagatavoti *.txt datnes formātā un pievienoti *StereoNet* programmas direktorijai *Text*. Turpinājumā datu vizualizācijai izmantotas rozes vai sektordiagrammas. Tās dod iespēju vizualizēt direkcionālos datus un direkcionālo lielumu atkārtotās biežumu. Sedimentoloģijā tradicionāli izmanto sektordiagrammas. Tās veido, atverot programmas izvēlni *Graphic – Pie Diagram*. Atvērtajā logā ir iespējas mainīt parametrus, kas saistīti ar sektordiagrammas vizuālo noformējumu. Sagatavotās diagrammas tika saglabātas kā *.jpg vai *.png formāta attēli un pēc tam ar *Corel Photo Paint X3* datorprogrammas palīdzību tika pievienoti fotoattēliem vai kartēm.

Teritorijā, kur nebija iespēju sagatavot atsegumus, tika izdarīti ģeoloģiskie urbumi ar rokas urbi vai grunts zondi. Šāda rakstura pētījumi ļauj noteikt nogulumu ģenētisko tipu, kā arī interpretēt reljefa formas iekšējo uzbūvi un nogulumu slāņa biezumu.

Lauka pētījumu laikā Lodes-Bānūžu un Vietalvas kēmu terases uzbūves izzināšanai tika izmantota radiolokācijas zondēšanas (RLZ) metode, ar kuras palīdzību tika iegūti RLZ profili. Ņemot vērā darba uzdevuma un tehniskās specifikācijas prasības, pētījumu dziļums tika ierobežots līdz 5-7 m.

Darba izpildei tika izmantots ģeoradars (turpmāk GPR) ZOND-12e. Šīs aparatūras oriģinālais komplekts ir paredzēts virszemes profilēšanas darbiem, un tā darbība pamatojas uz īso (~30ns) elektromagnētisko impulsu izplatīšanos vidē un to atšķirīgo atstarošanu no dažāda blīvuma gruntīm (3.4. attēls). Aparatūras komplektācijā ietilpst dators ar datorprogrammu *Prism2.5*, kas ir tieši saistīts ar GPR. Tas dod iespēju iegūtos datus saglabāt, apstrādāt un vizualizēt (Ģeoradars ZOND-12e, 2012).

GPR komplektā ir bistatiska antena ar izstarošanas frekvenci 500 MHz, kas ļauj pētīt nogulumus un to saguluma apstākļus līdz 10 m dziļumam. Ja ir nepieciešamība paaugstināt griezuma augšējās daļas detalizāciju, antenas darbības dziļumu var samazināt līdz 5-7 m (Ģeoradars ZOND-12e, 2012).



3.4. attēls. Ģeoradara sistēmas darbības principālā shēma (autora modificēts pēc Zolotarev, 2007).

Figure 3.4. Principal operation scheme of ground penetrating radar system (GPR) (Zolotarev, 2007, modified by author).

Lai uzsāktu darbu ar GPR, ir nepieciešams veikt mērinstrumenta zondes kalibrēšanu. Tas ir būtiski, jo tiek noteikta radiolokācijas signāla vidējās izplatīšanās ātrums pētāmajā griezumā. Kalibrēšana ir jāveic teritorijā ar zināmu ģeoloģisko uzbūvi, t.i., kur ir zināma nogulumu ģenētiskā izcelsme, granulometriskais sastāvs un nogulumu slāņu biezums. Kalibrēšanas laikā tiek mērīts katra zināmā slāņa biezums (cm), kā arī tiek noteikts laiks, kādā elektromagnētiskais signāls sasniedz tā apakšējo robežu un atkal tiek reģistrēts uztverošajā aparātūrā. Zinot slāņa biezumu, var aprēķināt signāla izplatīšanās ātrumu. RLZ signāla izplatīšanās ātrumu aprēķina pēc formulas (Ģeoradars ZOND-12e, 2012):

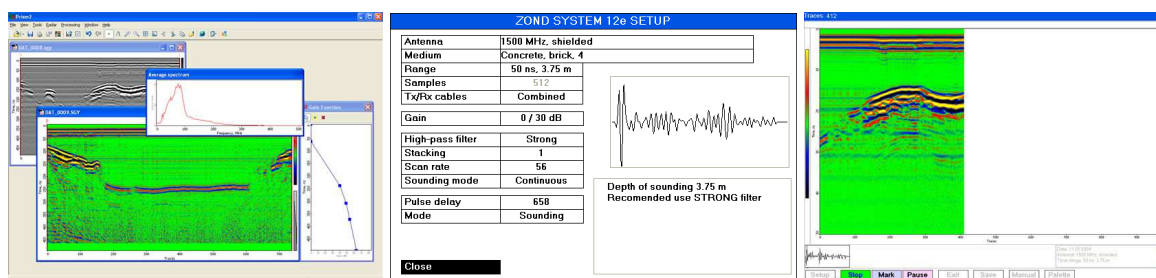
$$V = 2h/t, \text{ kur}$$

V – RLZ signāla izplatīšanās ātrums (cm/ns),

h – slāņa biezums (cm),

t – divkāršais elektromagnētiskā viļņa izplatīšanās laiks (ns).

Šādā veidā nosaka elektromagnētiskā impulsa izplatīšanās ātrumu pētāmajā vidē un tiek aprēķināts vidējais slāņa zondēšanas ātrums. Pēc tam iegūtie dati tiek apstrādāti ar datorprogrammu *Prism2.5* (3.5. attēls) un rezultāti tiek atainoti uzskatāmos attēlos (Ģeoradars ZOND-12e, 2012).



3.5. attēls. Radiolokācijas pētījumu laikā iegūto datu vizualizācija (Ģeoradars ZOND-12e, 2012).

Figure 3.5. Visualization of the radar data (Ģeoradars ZOND-12e, 2012).

Izmantojot radiolokācijas metodes, ir jāņem vērā izmantotās aparatūras kalibrēšanas nepieciešamība pētāmajā teritorijā. Lai veiksmīgi varētu interpretēt iegūtos rezultātus, papildus RLZ profilēšanai ir jāveic ģeoloģiskā urbšana.

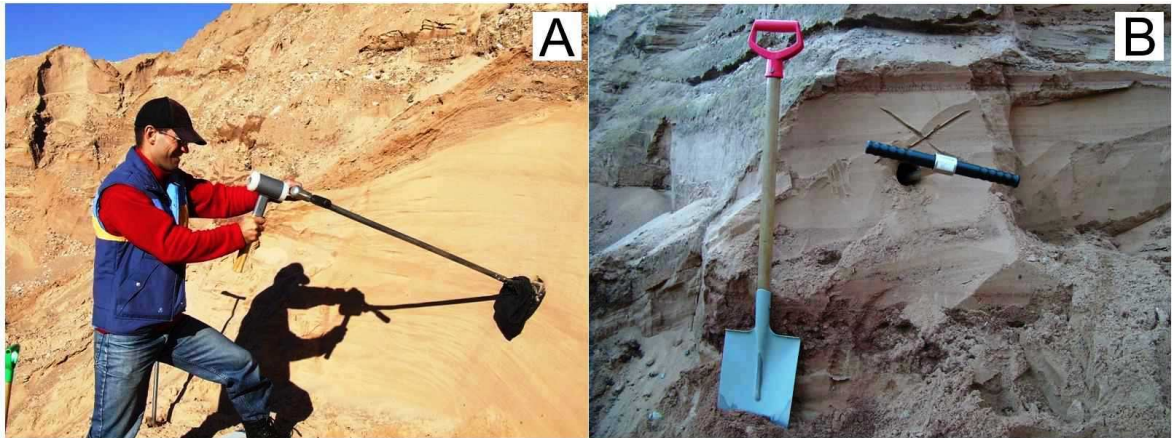
Kēmu terases veidojošo nogulumu uzkrāšanās laika noteikšanai tika izmantota optiski stimulētā luminiscences (OSL) metode. OSL datēšanas metode ir viena no luminiscences datēšanas metodēm. Līdz pagājušā gadsimta astoņdesmitajiem gadiem plaši pielietoja termoluminiscences (TL) datēšanas metodes, kad luminiscenci ierosināja paraugus karsējot (Aitken, 1985; Walker, 2005). Neskatoties uz to, ka OSL datēšanas metode ir relatīvi jauna, tā efektīvi aizstāj TL datēšanas metodes. Tam ir vairāki iemesli: 1) OSL metode dod iespēju datēt nogulumus, kas pakļauti saules tiešai gaismai tikai dažas sekundes; 2) salīdzinājumā ar TL metodes ir iespējams datēt ievērojami jaunākus nogulumus, jo atlikuma signāli ir daudz mazāki; 3) turklāt OSL paraugi nav jākarsē līdz augstām temperatūrām, datēšanas process ir ievērojami vienkāršāks (Lian, Huntley, 2001).

Luminiscences datēšanas metodes hronoloģijā tiek lietotas, lai izmērītu jonizētās radiācijas ietekmi uz fosiliju vai minerālu kristālisko struktūru. Šo datēšanas metožu darbošanās princips ir tas, ka izpētes materiāls satur radioaktīvos izotopus, piemēram, urānu, toriju vai kāliju-40, vai arī tiek pētīts materiāls, kura stāvoklis ir tuvs citiem radioaktīvo elementu saturošiem materiāliem un, kura radiācijas līmenis nav tik augsts. Dabīgos apstākļos, jonizētā radiācija tiek absorbēta un uzkrāta minerālu kristālrežģa strukturālajos defektos vai "plaisās". Šos elektronus ir iespējams atbrīvot laboratorijā kontrolētos apstākļos, kur kristālā ieslēgtā luminiscences devas intensitāte ir proporcionāla ieslēgto elektronu daudzumam. OSL metodes pamatā ir tas, ka laboratorijas mērījumu veikšanai elektroni var atbrīvoties, gaismas staram apspīdot paraugu. Datēšanas procesa laikā ir jāņem vērā, ka OSL metodei nav iespējams atlasīt tikai termāli stabilus elektronus „slazdus”. Lai atrisinātu šo problēmu, paraugs pirms pēdējiem mērījumiem tiek ātri sasildīts un tad apstarots. Bet uzsildīšana arī veicina dažu elektronu migrāciju no siltuma nestabilajiem „slazdiem” uz siltuma stabiliem gaismas jutīgajiem „slazdiem”, kas var ietekmēt rezultāta precizitāti. Lai no tā izvairītos, pastāv tā sauktā siltuma pārneses koriģēšanas metode (*the thermal – transfer correction method*), kas tiek izmantota optiskajā datēšanā (Walker, 2005).

Atbrīvotās luminiscences signālu fiksē ar Risø TL-DA-12 nolasītāja palīdzību, tālākai datu apstrādei un grafiku sastādīšanai tiek atlasīti tikai tie mērījumi, kuru ticamības koeficients ir vismaz 95 % (Walker, 2005).

Luminiscences datēšanas pamatā ir attiecība starp radiācijas devu, ko paraugs ir saņēmis kopš nullpunkta, kad laboratorijas apstākļos apstarots, un dozas daudzumu, ko tas ir saņēmis akumulācijas perioda laikā. Dozas daudzums tiek noteikts, analizējot radioaktīvos elementus paraugā un tam apkārt. Kopējās radiācijas daudzuma noteikšana ir visai sarežģīta, jo paraugs, ja tas ir ievākts kādā brīvi izvēlētā dziļumā no zemes virsas, nebūs pakļauts ne tikai α , β un γ radiācijai, bet arī kosmiskajam starojumam (Walker, 2005). Kosmiskā starojuma intensitāte atkarīga no parauga atrašanās dziļuma zem zemes un to iespējams noteikt pēc īpašas formulas (Prescott, Hutton, 1994). Jāņem vērā arī gruntsūdens un organisko vielu ietekme (Walker, 2005).

Lauka pētījumu laikā vairākos atsegumos tika ievākti smilts paraugi nogulumu vecuma datēšanai ar optiski stimulētās luminiscences (OSL) metodes (3.6. attēls). Pavisam OSL datēšanai paraugi tika ievākti astoņos atsegumos (4.55. attēls; 1. pielikums). Kārļu kalna karjerā, Tauriņa karjerā, Amatas karjerā, Cirstu karjerā, Inešu karjerā, Vesetas karjerā un Lejaskļaviņu karjerā tika ievākts pa 1 paraugam katrā, bet Bikšēres Rūpnieku karjerā – divi paraugi. Šajā pētījumā izmantoti arī kēmu terašu nogulumu datējumi Lodesmuižas apkārtnē un Smeceris sila karjerā (Raukas et al., 2010).



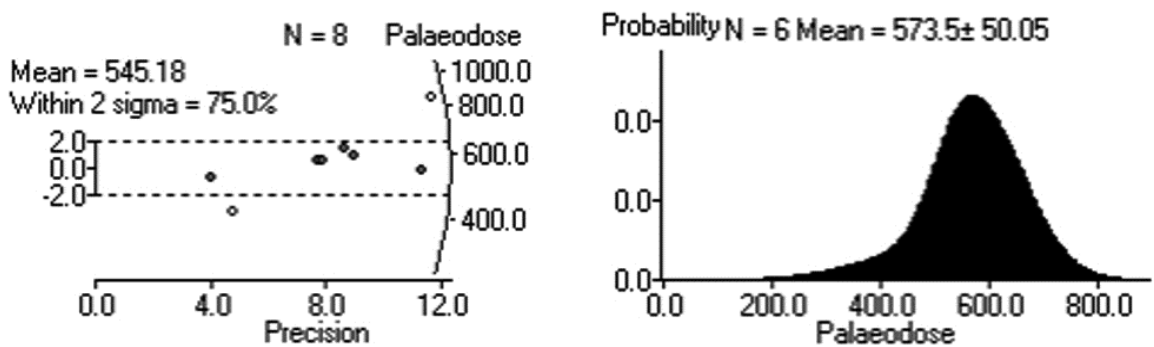
3.6. attēls. Smilts parauga ievākšana OSL datēšanai: A. Paraugošana Amatas karjerā. B. Paraugošanas vietas sagatavošana Biksēres Rūpnieku karjerā un horizontālā urbuma ierīkošana OSL parauga ievākšanai atseguma sienā.

Figure 3.6. Sand sampling procedure for OSL dating: A. Sampling from horizontal boring in the Amatas pit. B. Preparation of sampling site in the Biksēre Rūpnieku pit and installation of horizontal boring for OSL sample.

Lai nodrošinātu atbilstošas kvalitātes prasības, paraugu ievākšanai tika izmantots cietās grunts paraugu noņemšanas komplekts *EIJKELKAMP Liner Sampler Set for Hard Soils* kā arī fotomaisis. Tas nodrošināja to, ka smilts paraugs ievākšanas laikā tika pasargāts no saules gaismas iedarbības, kas ir būtisks nosacījums OSL datēšanas metodei. Vienlaikus ar katru OSL datēšanai ņemto paraugu, 15 cm virs un zem tā tika ievākti divi smilts paraugi, lai varētu noteikt attiecīgā parauga dabisko beta radioaktivitāti. Parauga ievākšanas vietā ar grunts mitruma mērītāju zondi-sensoru *ThetaProbe* tika noteikts grunts mitrums (precizitāte $\pm 3\%$ vai 1% tilpuma ar grunts kalibrēšanas iestatījumiem), kas ir svarīgi OSL mērījuma kļūdas noteikšanai.

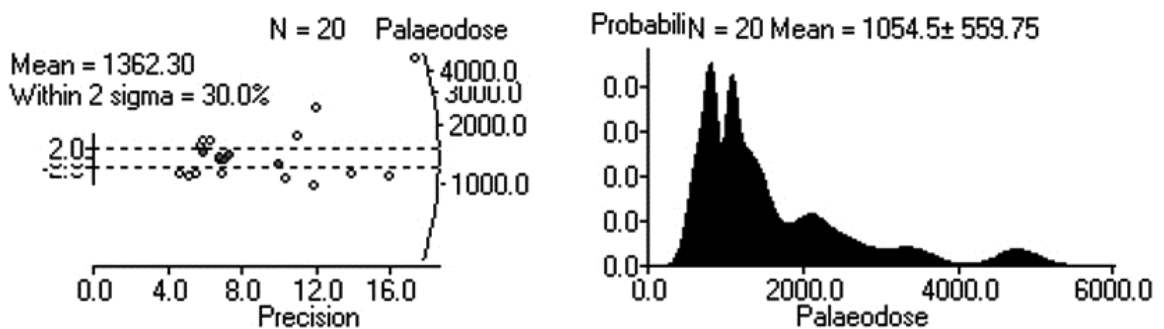
Pēc tam tika sagatavots paraugu ievākšanas vietas apraksts un kopā ar smilts paraugu nosūtīts uz Somijas Dabas vēstures muzeja Datēšanas laboratoriju Helsinkos, kur tika veiktas OSL analīzes. Šīs laboratorijas speciālisti veica saņemto paraugu tālāko apstrādi. Vispirms paraugi tika izsijāti, lai analīžu veikšanai atlasītu kvarca graudus, kuru izmērs ir 210 - 297 μm . Lai noņemtu graudiņu virskārtas slāni, tos vienu stundu apstrādāja ar HF 40% šķīdumu un 30 minūtes ar HCl 10% šķīdumu. Pēc tam kvarca graudiņiem tika mērīta uzkrātās radiācijas doza. Tā tika noteikta ar optiski stimulētās luminiscences (OSL) metodi, izmantojot Risø TL-DA-12 nolasītāju. Beta starojumu paraugos noteica, izmantojot Risø GM-25-5 beta daudzkanālu skaitītāju (Oinonen, Eskola, 2010). Mērīšanas secība ir balstīta uz vienotās bezatlikumu reģeneratīvās dozas (SAR) protokolu (Murray, Winltle, 2000). Gadījumos, kad gamma radiācijas dozas mērījumu dati nebija pieejami, kopējā doza tika izskaitļota pēc beta daudzkanālu skaitītāja mērījumiem un eksperimentāli iegūtām attiecībām, kas noteiktas balstoties uz agrāk gūtiem paraugu kopas dozas/proporcijas datiem pēc neitronu aktivizācijas mērījumiem un gamma/beta spektroskopijas rezultātiem (Ankjaegaard, Murray, 2007). Rezultātu kļūdu analīze veikta pēc kļūdu teorijas pieņemtajām pamatnostādņēm, kas sniegtas M. Dž. Eitkina (Aitken, 1985) publikācijā. Kļūda tika noteikta katram paraugam, un tā atbilst vienas standartnovirzes (1 σ) ticamības līmenim. Paraugu mitrums tika noteikts lauka apstākļos kā mitruma procenti. Ūdens uzsūktspēja tika pieņemta kā $F = 0,8 \pm 0,2$, līdz ar to paredzamā sistemātiskā nenoteiktība visos rezultātos bija 3,5%, un tā tika ņemta vērā matemātiskajos aprēķinos (Oinonen, Eskola, 2010). Gala rezultātā iegūtais rezultāts norāda, kad datēšanai pakļautais minerāls, šajā gadījumā – kvarca graudiņš, pēdējo reizi saņēmis saules gaismu.

Tālākā procesā no izvēlētajiem mērījumu rezultātiem tiek sastādīta histogramma, lai noskaidrotu atlikušās uzkrātās paleodozas daudzumu nogulumu graudiņu kristāliskajā režģī. Paleodozu histogrammas liecina par datējamā materiāla ekspozīcijas ilgumu saules gaismā materiāla pēdējās pārgulsnēšanās laikā, kā arī liecina par iespējamo stipri vecāka materiāla piejaukumu (Walker, 2005). Latvijas ģeoloģiskajā vidē bieži vien pleistocēna nogulumos ir devona smilšakmens vai vecāka pleistocēna graudu klātbūtne, kas būtiski var ietekmēt datēšanas rezultātus. Turpinājumā pēc histogrammas kvalitātes un maksimālo vērtību novērtējuma tiek aprēķināts datēto nogulumu vecums OSL gados un noteikta katra datējuma kļūda. Piemēram, normālā sadalījuma histogrammā (3.7. attēls) redzams, ka 91,7% atlasīto kvarca graudu datēšanas rezultātu sadalījums ir vienmērīgs. Tikai viena kvarca graudiņa mērījums ir ārpus 2 σ pieļaujamās novirzes, kā rezultātā ir vērojams viens izteikts rezultāta maksimums. Šajā gadījumā datētais materiāls ir uzkrājies aptuveni pirms 59 ± 10 tūkstošiem gadu (Oinonen, Eskola, 2010) un var uzskatīt, ka iegūtais rezultāts ir korekts.



3.7. attēls. Paleodozas histogramma, normāla sadalījuma piemērs (Oinonen, Eskola, 2010).
Figure 3.7. Palaeodose histogram with normal distribution example (Oinonen, Eskola, 2010).

Savukārt otrajā piemērā (3.8. attēls) uzskatāmi redzams, ka tikai 30% no atlasīto kvarca graudu mērījumiem iekļaujas 2 σ standartnovirzes robežās. Datēšanas laikā iegūtajam rezultātam iespējams izdalīt pat piecus maksimumus, kas pamatoti liek apšaubīt iegūtā rezultāta ticamību un liecina par dažādas izcelsmes vecuma graudiem vai par tādu saņemto saules radiācijas paleodozu, kas nav pietiekama šādu mērījumu veikšanai.



3.8. attēls. Paleodozas histogramma, polimodāla sadalījuma piemērs (Oinonen, Eskola, 2010).
Figure 3.8. Palaeodose histogram with dissonant distribution example (Oinonen, Eskola, 2010).

Pastāv iespēja, ka šajā gadījumā datēšanai izmantotais materiāls ir bijis sajaukts. Iespējams, smilts paraugs paņemts divu smilts slāņu kontakta robežā, kura nav saskatāma atseguma atklātajā daļā. Tāpēc šajā gadījumā Helsinku laboratorijas piedāvātais datēšanas rezultāts ir aptuvens, nogulumu iespējamais uzkrāšanās laiks varētu būt pirms 18 ± 10 tūkstošiem gadu (Oinonen, Eskola, 2010), taču tas ir tikai nogulumu uzkrāšanās laika vecuma novērtējums.

Latvijas vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centra fondos pieejamie materiāli tika izmantoti kā uzzīņu avots, lai iegūtu vispārēju informāciju par kēmu terašu veidojošo nogulumu kopējā griezumā uzbūvi. Ģeoloģiskās kartēšanas materiāli (M 1 : 200 000 un M 1 : 50 000) un smilts, smilts-grants iegulu izpētes pārskati, kā arī to pielikumos esošais kartogrāfiskais materiāls sniedza informāciju par ģeoloģisko urbumu izvietojumu un pleistocēna nogulumu slāņkopas biezumu un uzbūvi salveida akumulatīvi glaciostrukturālo augstieņu teritorijā.

Izmantotās metodes un materiāli ir ļāvuši precizēt kēmu terašu izplatību Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs, atklāt to morfoloģiju, iekšējās uzbūves un ģenēzes galvenās likumsakarības, kā arī noskaidrot kēmu terašu veidošanās kopsakarības ar ledāja deglaciācijas gaitu un saistību ar citām ledāja subglaciālas un marginālas izcelsmes reljefa formām.

4. Pētījumu rezultāti

Kēmu terašu pētījumos, kas veikti visās Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs, iegūtie rezultāti ļauj apzināt kēmu terašu morfoloģisko tipu dažādību, atklāj šo ledus kontaktformu uzbūves īpatnības, sniedz liecības par to veidojošo nogulumu uzkrāšanās laiku, veidošanās apstākļiem un saistību ar citām reljefa formām. Apkopojot pētījumu rezultātus, tika konstatētas arī kēmu terašu izplatības un virsmas saposmju īpatnības. Iegūtie rezultāti par kēmu terašu nogulumu uzkrāšanās laiku nozīmīgi papildina izpratni par kēmu terašu veidošanās laiktelpiskajām attiecībām starplobu izometrisko augstieņu iekšējā un perifēriālajā zonā.

4.1. Kēmu terašu izplatība, morfoloģija un novietojums attiecībā pret citām ledāja reljefa formām

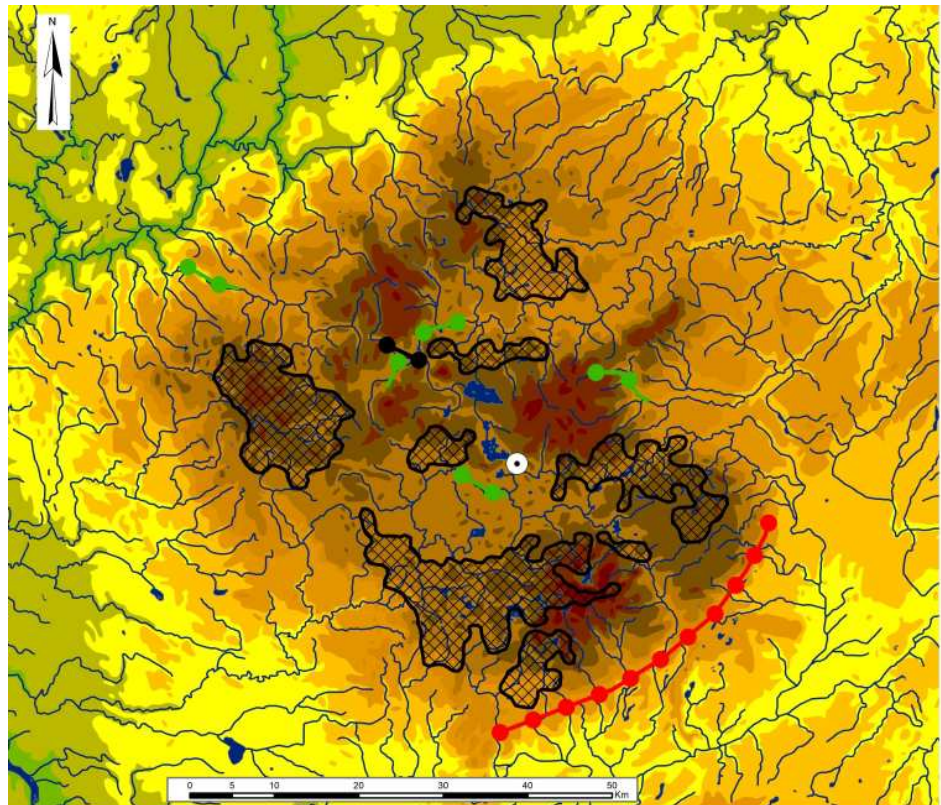
Līdz šim kēmu terašu izplatība un to laiktelpiskās attiecības ar citām kontinentālā segledāja veidotajām reljefa formām Latvijā nav bijusi pietiekami apzināta. Šajā pētījumā iegūtie rezultāti liecina, ka starplobu izometriskajās augstienēs kēmu terases ir sastopamas salīdzinoši biežāk, nekā tas līdz šim tika uzskatīts (Danilans, 1973; Meirons, 1975; Āboltiņš et al., 1975, 1976; Straume, 1979). Tās veidojušās gan gar šo makroformu marginālajām ledus kontakta nogāzēm, gan gar ledāja mezoreljefa formu – dažādas izcelsmes pauguru, galvenokārt lielpauguru un arī subglaciālo iegultņu (tunelieļu) un vagu nogāzēm. Katrā no augstienēm kēmu terašu izplatība raksturojas ar zināmu specifiku. Tā izriet no šo vientipisko augstieņu glaciomorfoloģiskajām īpatnībām, kuras aprakstītas O. P. Āboltiņa un līdzautoru (Āboltiņš et al., 1975, 1976), Z. Meirona (Meirons, 1975), J. Straumes (Straume, 1979) un O. P. Āboltiņa (1989) publikācijās. Tāpēc, lai pilnīgāk atspoguļotu kēmu terašu izplatības un novietojuma īpatnības attiecībā pret tās pavadošajām mezoreljefa formām vai to kompleksiem, ir lietderīgāk vispirms veikt iegūto rezultātu izklāstu katrai starplobu izometriskajai augstienei atsevišķi.

Kēmu terašu morfoloģisko pētījumu rezultātā ir iegūta informācija par šo reljefa formu hipsometrisko novietojumu un virsmas saposmju raksturu, apveidu un izmēriem. Morfometriskais un morfogrāfiskais raksturojums satur daudzas nozīmīgas liecības par reljefa formu veidošanās vidi un procesiem, kas norisinājušies kēmu terašu vai ar tām saistīto reljefa formu veidošanās laikā. Kartogrāfiskā materiāla analīze un lauka pētījumi norāda uz kēmu terašu morfoloģiskajām atšķirībām gan plānskatījumā, gan virsmas saposmju rakstura ziņā vienas kēmu terases robežās. Kēmu terašu topogrāfijas pētījumi un virsmas profilēšana deva iespēju noteikt virsmas krituma virzienu un ļāva atvasināti noteikt un modelēt ledājūdeņu straumju tecēšanas rezultējošo virzienu. Morfoloģisko pētījumu vietas tika izraudzītas ar mērķi apzināt visu iespējamo kēmu terašu morfoloģisko tipu dažādību, un tālāk veikt dažādu atšķirīgo tipu iekšējās uzbūves izziņāšanu.

Apkopojot iegūtos pētījumu rezultātus, tika konstatēta kēmu terašu morfoloģiskā daudzveidība, būtiskās atšķirības to konfigurācijā un virsmas saposmju veidā. Kēmu terases ir glaciofluviālo, retāk glaciolimnisko procesu veidotas reljefa formas, kuras veidojas uz robežas, kur ledājs saskaras ar jebkādas reljefa formas (klasiskā izpratnē ar ielejveida pazeminājuma) nogāzi (Flint, 1964; Gary et al., 1972). Lielākās kēmu terases Latvijā sastopamas uz ledāja augstieņu nogāzēm (Āboltiņš, 1989). Topogrāfisko karšu analīzes rezultāti un lauka apsekojumi norāda, ka starplobu izometriskajās augstienēs morfoloģiski sastopamas dažāda tipa kēmu terases, kuras ievērojami atšķiras arī pēc hipsometriskā novietojuma. To virsma bieži vien ir līdzena, lēzeni viļņota vai sīkpauguraina. Sīkpauguroto saposmju pārsvarā rada glaciokarsta ieplakas.

4.1.1. Kēmu terašu izplatība un morfoloģija Vidzemes augstienē

Vēlā Vislas apledošanas deglaciācijas laikā Vidzemes augstienē pastāvēja labvēlīgi apstākļi kēmu terašu attīstībai. Šajā augstienē tās izplatītas dažādos hipsometriskos līmeņos, un tās sastopamas gan augstienes iekšējā zonā, kur kustoša ledāja sporādiskos areālos atbrīvojās glaciostruktūru veidotie pirmmasīvpauguri, no kuriem daudzus pārklāja relatīvi nelieli iekšledāja ledus ūdeņu ezeri, gan periferiālajā zonā, kur dominēja ledāja malas apstākļi. Kā vienā, tā arī otrā gadījumā radās labvēlīga situācija, lai starp sarūkošo ledāju un tā nedaudz agrāk radīto reljefa formu nogāzēm, veidotos ledājūdeņu straumes un uzkrātos to transportētās sanesas.



Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



Kēmu terases / Kame terraces

- gar starplobu izometrisko augstieņu nogāzēm /
along ice contact slopes of the interlobate insular uplands
- gar subglaciālo vāgu un tuneļieļu nogāzēm / along the slope tunnel walley
- gar ielejveida pazeminājumu nogāzēm / along the slopes of the walley
- gar pirmmasīvpauguru nogāzēm / along the slopes of the interlobate composite hills
- ▣ gar plakanvirsas pauguru nogāzēm / along slopes of the plateau-like hills

4.1. attēls. Kēmu terašu izplatība Vidzemes augstienē un to saistība ar citām ledāja mezoreljefa formām. Kartes sagatavošanā izmantoti autora, GIS Latvija 3.0 un plakanvirsas pauguru datubāzes dati (Markots, 2011).

Figure 4.1. Localities of the kame terraces with respect to related glacial landforms in the Vidzeme Upland. Data derived from author's and GIS Latvia 3.0 databases, and database of the plateau-like hills compiled by Markots (2011).

Lielākās un plašākās kēmu terases izplatītas gar ledus lobi un ledus mēļu laterālajām ledus kontakta nogāzēm (4.1. attēls). Nozīmīgākā no konstatētajām kēmu terasēm Vidzemes augstienē stiepjas gar tās dienvidaustrumu nogāzi AZA-RDR virzienā dienvidos no Cesvaines gandrīz līdz pat Pļaviņu valnim. Šīs kēmu terases kopējais garums pārsniedz 40 km, bet platums vietām sasniedz 6 km, un to pēc platības un garuma var uzskatīt par lielāko kēmu terasi Latvijā. Šī kēmu terase veidojusies Lubāna ledus loba sānos, kontaktjoslā ar augstienes ledāja marginalo veidojumu galējo proksimālo nogāzi. Kaldabruņas un Gulbenes ledāja aktivizācijas fāžu gala morēnas veidojumi sašķeļ šo terasi divos posmos. Vecākais no tiem stiepjas starp Pļaviņu valni, kas uzskatāms kā Kaldabruņas fāzes (pēc Āboltiņš, 2010) starplobu veidojums (Zelčs, Markots, 2004), un Madonas-Trepes valni, kas radies Gulbenes fāzes laikā (Āboltiņš, 2010; Zelčs, Markots, 2004). Jaunākais posms izsekojams starp Cesvaini un Madonu. Tas atrodas proksimālā virzienā no Madonas-Trepes vaļņa. Iespējams, ka šī posma galējā ziemeļaustrumu daļa ir pārveidota laikā, kad veidojās Bērzpils-Rikavas recesijas morēna, kas stiepjas gar Lubāna līdzenuma austrumu malu.

Liela nozīme kēmu terašu attīstībā ir plašajiem ielejveida pazeminājumiem Gaujas, Amatas, Ogres un Tirzas augštecēs, kuri tāpat kā tuneļielejas un subglaciālās vagas, ledāja deglaciācijas beigu posmā, aizpildīja pasīvā vai aprimušā ledus blāķi. Parasti kēmu terases ielejveida pazeminājumos stiepjas gar šo pazeminājumu malām un attiecībā pret tajos izvietotajiem ledus mēļu vai mikromēļu ķermeņiem pārsvarā ieņem laterālu novietojumu. Taurenes pagasta teritorijā tika fiksētas vairākas šāda tipa kēmu terases. Viena no tām konstatēta Pīslas pazeminājumā netālu no Lodesmuižas gar Pīslas pārpurvotā pazeminājuma rietumu malu. Otra kēmu terase ir izsekojama Augšgaujas pazeminājumā gar Tauriņa ezeru. Šāda tipa kēmu terases raksturīgas Amatas pazeminājumā, Augšogres pazeminājumā Cirstu apkārtnē un rietumos no Jāņukalna. Mūsdienu reljefa virsmas saposmojums un priežu mežu dominēšana liecina, ka kēmu terases gar Augšogres, Augšgaujas un Tirzas pazeminājumiem ir ļoti raksturīgi ledāja reljefa veidojumi (4.1. attēls).

Salīdzinoši mazākas kēmu terases izplatītas gar ledāja mezoreljefa formu nogāzēm. Par klasiskām kēmu terasēm var uzskatīt tuneļieleju un subglaciālo vagu nogāzēm pieguļošās kēmu terases. Vidzemes augstienē šāda tipa kēmu terases ir izplatītas Vecpiebalgas novada Taurenes pagatā gar Bānūžu-Ilzes, Brēdiķu-Dabaru, Juvera, Āraiša-Brenkūža tuneļielejām un subglaciālajām vagām. Šī tipa kēmu terases veidojušās, kūstot aprimušajiem ledus blāķiem, kuri aizpildīja tuneļielejas un subglaciālās vagas. Bānūžu-Ilzes kēmu terase ir morfoloģiski labāk attīstīta gar tuneļielejas dienvidu ekspozīcijas nogāzi. Šīs kēmu terases garums nedaudz pārsniedz 5 km, bet platums platākajā vietā ir aptuveni 1 km.

Vidzemes augstienē kēmu terases ir fiksētas arī gar centrālās zonas ledāja lielpauguru – pirmmasīvpauguru un plakanvirsas pauguru nogāzēm. Šāda tipa kēmu terases ir izplatītas gar Kārļu kalna plakanvirsas paugura, Skujenes plakanvirsas paugura, kā arī gar Inešu pagasta teritorijā esošā pirmmasīvpaugura nogāzi. Tās parasti apliec lielpaugura augstāko daļu kā nelieli terasveida segmenti. Šīs terases morfoloģiski atšķiras no iepriekš aprakstītajām. To izmēri ir mazāki, piemēram, Kārļu kalna terases garums ir aptuveni 700 m, bet tās platums sasniedz ap 200 m.

A. Markots (Markots, 2011) pētījumā par Vidzemes augstienes plakanvirsas pauguriem norāda, ka lielākajai daļai no 145 plakanvirsas pauguriem nogāzes ir terasētas. Vismaz 63 plakanvirsas pauguriem ir vairāk par vienu terašu līmeni (4.1. tabula). No Skujenes areālā identificētajiem 30 plakanvirsas pauguriem, 21 pauguram ir tikai viena terase, 7 pauguriem – 2 terases, vienam 3 terases, bet Skujenes plakanvirsas pauguram izsekojami pat 5 terašu līmeņi (Markots, 2011; Āboltiņš, Markots, 1995).

4.1. tabula. Terasētie plakanvirsas pauguri Vidzemes augstienē.*
Table 4.1. Terraced plateau-like hills of the Vidzeme Upland.*

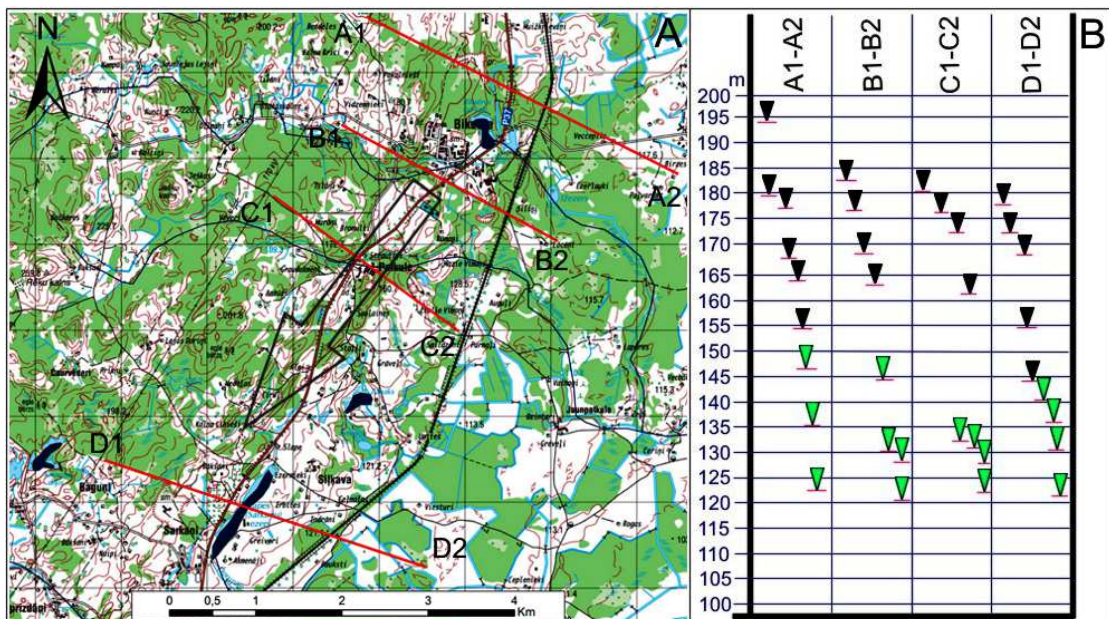
N. p. k.	Paugura nosaukums	Koordinātas		Absolūtais augstums m vjl.	Terašu skaits	Terašu līmeņu novietojums m vjl.
		Z pl. (°)	A gar. (°)			
Drustu areāls						
1.	Kārļu kalns	57,3057	25,7633	227	2	225 / 215
2.	Eglāju kalns	57,2967	25,7737	240	2	235 / 230
3.	Ruņģu kalns	57,2956	25,8017	236	2	230 / 220
4.	Kūļu kalns	57,2810	25,8219	233	3	220 / 210 / 205
5.	<i>Nav nosaukuma</i>	57,2846	25,8705	223	2	220 / 210
6.	Katrīnkalns	57,2288	25,9033	201	2	200 / 188
7.	Bāžu kalns	57,2284	25,9417	199	2	195 / 188
8.	Avotkalns	57,2077	25,8907	201	2	195 / 188
9.	Jāņu kalns	57,2029	25,8520	194	2	190 / 185
10.	Ķelpu kalns	57,2089	25,8399	199	2	195 / 185
11.	Dukuļkalns	57,2342	25,8336	213	2	210 / 195
12.	Priedes kalns	57,2245	25,8095	207	2	202 / 195
Stepeļu areāls						
13.	Silakalns	57,1416	25,8720	219	2	217 / 207
14.	Tēmiņkalns	57,1426	25,6818	233	2	230 / 220
Kaibēnu areāls						
15.	Ceplīšu kalns	57,0361	25,7118	226	2	221 / 212
Skujenes areāls						
16.	Vasas kalns	57,1387	25,3485	235	3	227 / 225 / 217
17.	Zeltakalns	57,1259	25,2962	236	2	235 / 220
18.	Zelta kalns	57,1117	25,2748	236	2	227 / 220
19.	Plāņu kalns	57,1086	25,4075	222	2	218 / 207
20.	Skujenes kalns	57,0807	25,4678	226	5	220 / 216 / 209 / 207 / 196 /
21.	Kapsētas kalns	57,0585	25,4556	223	2	216 / 208
22.	Veģu kalns	57,0738	25,3563	240	2	238 / 232
23.	Bākas kalns	57,0351	25,3757	236	2	235 / 231
24.	Bitnieku kalns	57,0544	25,3304	237	2	232 / 225
Lauteres areāls						
25.	Lauteres kalns	56,9241	26,0710	222	2	220 / 215
26.	Lauderes kalns	56,9244	26,0338	228	2	218 / 210
Savītes areāls						
27.	Osepkalns	56,8102	25,9308	245	2	230 / 222
28.	Vidīķēnu kalns	56,8215	25,8916	244	2	230 / 220
29.	Spirukalns	56,8296	25,8678	250	3	240 / 233 / 222
30.	Brutēnu kalns	56,7984	25,8568	220	3	215 / 200 / 190
31.	Bēķu kalns	56,7960	25,8217	191	2	190 / 182
32.	Rusuļu kalns	56,7887	25,8900	205	2	200 / 195
33.	Ozolkalns	56,7846	25,8669	200	2	190 / 180
34.	Kušneru kalns	56,7661	25,8418	177	2	170 / 165
35.	Vērsēnu kalns	56,7757	25,8207	178	2	175 / 165
Ērgļu areāls						
36.	Gaiziņš	56,8736	25,9644	312	3	298 / 200 / 190
37.	Putniņkalns	56,9357	25,9636	247	2	235 / 225
38.	Bākūžu kalns	56,9218	25,9305	272	3	260 / 240 / 195
39.	Vairogu kalns	56,9164	25,8194	222	2	215 / 210
40.	Dibenu kalns	56,9032	25,8148	225	2	220 / 206
41.	Akmeņkalns	56,8996	25,8611	233	2	227 / 222
42.	Stuļģīšu kalns	56,8808	25,8589	250	2	248 / 244
43.	Plato	56,8849	25,8037	236	2	213 / 212
44.	Gretu kalns	56,8539	25,7490	216	3	214 / 210 / 198

4.1. tabulas turpinājums
Table 4.1. continuation

N. p. k.	Paugura nosaukums	Koordinātas		Absolutais augstums m vjl.	Terašu skaits	Terašu līmeņu novietojums m vjl.
		Z pl. (°)	A gar. (°)			
45.	Lausku kalns	56,8395	25,7214	216	2	213 / 196
46.	Mālkalns	56,8615	25,6772	221	3	220 / 202 / 186
47.	Virdzes kalns	56,9086	25,7428	203	2	201 / 188
48.	Kalniņu kalns	56,9162	25,6209	211	2	210 / 200
49.	Ķelmes kalns	56,8953	25,5829	186	2	180 / 170
Liezēres areāls						
50.	Pagrabkalns	57,0171	25,9313	246	2	245 / 240
51.	Cepļa kalns	56,9702	26,0375	224	2	220 / 215
52.	Mežandrievu kalns	57,0344	26,0100	250	3	248 / 240 / 230
53.	Tirguskalns	57,0125	26,0424	216	2	215 / 203
54.	Apseskalns	57,0299	26,0863	219	2	218 / 205
55.	Kumu kalns	57,0317	26,1442	201	2	198 / 195
56.	Eilātu kalns	57,0062	26,0722	216	3	213 / 207 / 200
57.	Kušļa kalns	56,9945	26,0966	246	3	240 / 230 / 222
58.	Sveiļu kalns	56,9804	26,1230	250	2	240 / 233
59.	Miķelēnu kalns	57,0006	26,1602	245	3	235 / 228 / 222
60.	Ķepastu kalns	56,9944	26,1934	241	2	235 / 230
61.	Musta kalns	56,9613	26,2063	258	2	250 / 245
62.	Lielstāpeles kalns	56,9550	26,1576	262	3	260 / 255 / 244
63.	Toliņu kalns	56,9397	26,1800	265	2	263 / 255

* Tabula sastādīta, izmantojot datus no plakanvirsmas pauguru datubāzes (Markots, 2011).

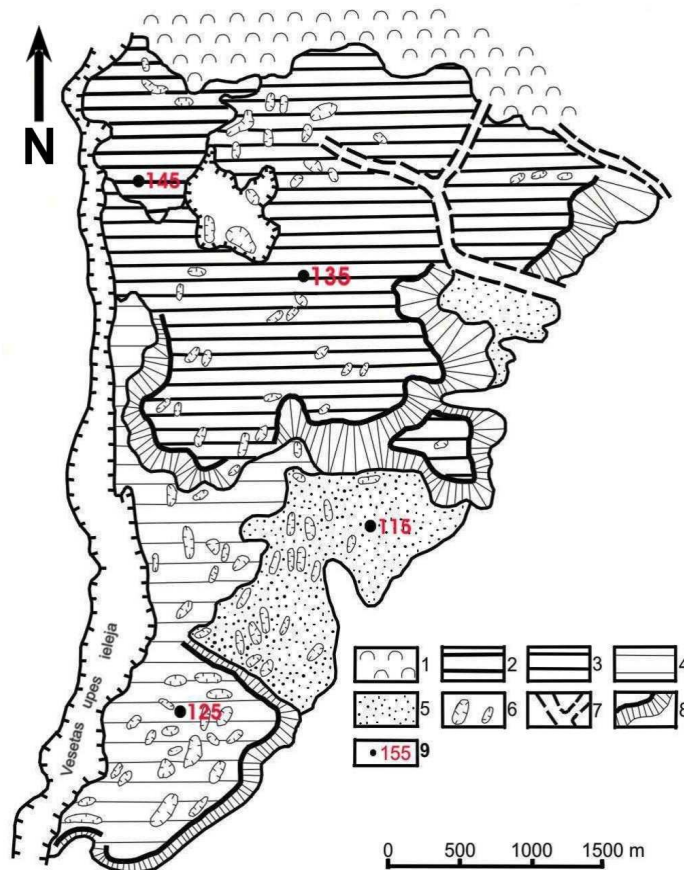
* Data derived from A. Markots, 2011.



4.2. attēls. Cesvaine–Vesetas kēmu terases hipsometriskais ģeomorfoloģiskā profila līniju salīdzinājums posmā no Cesvaines līdz Madonai. A. Kēmu terases morfoloģisko šķērsprofilu vietas. B. Kēmu terases līmeņu absolūtā augstuma izmaiņas pa morfoloģisko profila līnijām: melnā krāsā – erozijas līmeņi; zaļā krāsā – akumulācijas līmeņi. Bulta norāda iespējamo paleostraumju rezultējošo virzienu. Indeksi grafikā apzīmē šķērsprofilu līniju vietas kartē.

Figure 4.2. Geomorphological cross sections for the Cesvaine-Veseta kame terrace span between towns of Cesvaine and Madona. A. Location of morphological cross profiles. B.

Variations of elevation along cross profile lines (columns) and in the direction of meltwater flows (rows): black color – erosional levels; green color – aggradational levels. Arrow indicates the resulting direction of meltwater streams during formation of this kame terrace span. Indices on the graph denote location of the cross profile lines on the map.



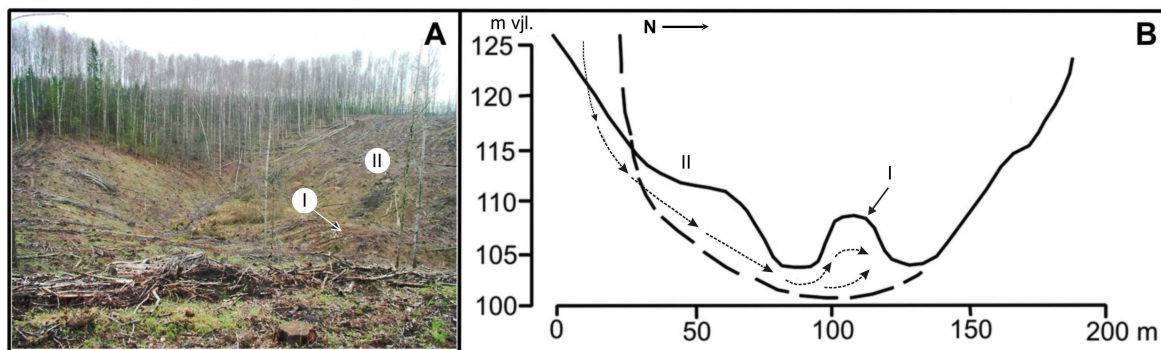
4.3. attēls. Veckalsnavas kēmu terases posma, kas stiepjas gar Vesetas upes kreiso krastu, morfoloģiskās īpatnības (Straume, 1979, ar autora papildinājumiem). Apzīmējumi: 1 – Vidzemes augstienes ledāja paugurotais reljefs; kēmu terases līmeņi: 2 – visaugstākais, 3 – augsts, 4 – vidējs, 5 – zems; 6 – glaciokarsta ieplaka; 7 – ūdeņu noteces leja; 8 – ledāja kontakta nogāze; 9 – kēmu terases līmeņa augstums, m vjl.

Figure 4.3. Morphological features of the surface topography of the Veckalsnava kame terrace span along the left bank of the river Veseta (modified by author after Straume, 1979). Legend: 1 – hummocky moraine of the Vidzeme Upland; levels of kame terrace: 2 – highest, 3 – higher, 4 – medium, 5 – lower; 6 – glaciokarstic kettles; 7 – drainage channels; 8 – ice contact slopes; 9 – elevation points, m a.s.l.

Arī daudzām citām kēmu terasēm ir iespējams izšķirt vairākus terasveida līmeņus. Veiktā Cesvaines-Madonas kēmu terases posma profilēšana parādīja, ka šai kēmu terasei izsekojami 8-9 terasveida līmeņi. Augstuma starpība starp augstāko un zemāko kēmu terases līmeņi sasniedz 60-70 m. Savukārt, Veckalsnavas kēmu terases posmam pie Vesetas (4.3. attēls) izdalās četri terasveida līmeņi. Augstuma starpība starp augstāko un zemāko līmeņi ir tikai 20 m.

Cesvaines-Vesetas kēmu terases Veckalsnavas posma virsmas topogrāfija liecina, ka šīs teritorijas virsmas saposmējums radies galvenokārt glaciokarsta procesa rezultātā.

Salīdzinoši nelielā teritorijā (aptuveni platībā līdz 2 km²) ir konstatētas 98 glaciokarsta ieplakas, kurām piemērots toponīms „Vietalvas katli” (4.3. attēls). Ieplaku relatīvais dziļums sasniedz 30 m. To nogāžu krituma leņķis ir līdz 30°, kas ir tikai nedaudz mazāks nekā dabiskā nobiruma leņķis. Uz ieplaku nogāzēm vietām ir novērojams saposmojums, kas raksturīgs noslīdeņa mikroreljefam. Morfoloģiski labi ir identificējama pseidoterase un izspieduma valnis nogāzes pakājē (4.4. attēls).



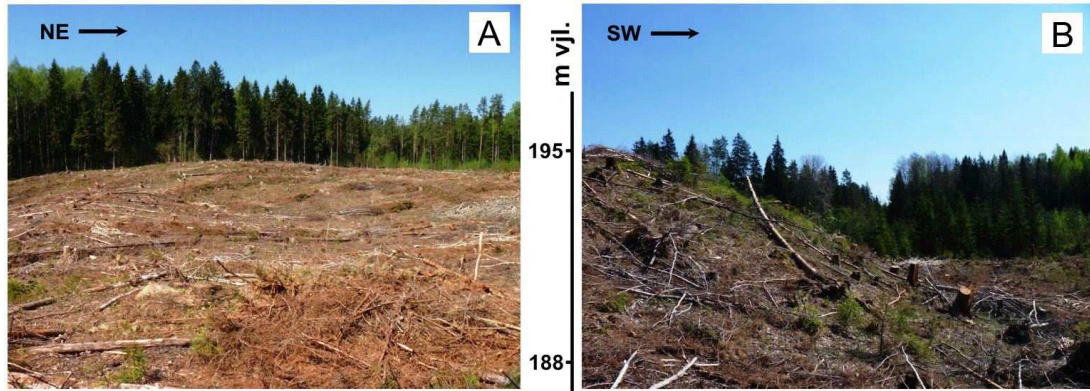
4.4. attēls. Glaciokarsta ieplaka ar noslīdenim līdzīgu morfoloģiju kēmu terasē pie Vesetas. A. Skats uz glaciokarsta ieplaku no ziemeļrietumu puses. B. Glaciokarsta ieplakas shematiskais zīmējums, kurā pārtrauktā līnija parāda iespējamo sākotnējo glaciokarsta ieplakas dienvidu nogāzes profilu, bet nepārtrauktā līnija – glaciokarsta ieplakas profilu mūsdienās. Ar ciparu I parādīts izspieduma valnis, II – noslīdeņa ķermenis.

Figure 4.4. Slope of the glaciokarst kettle near Veseta complicated by a landslide. A. The glaciokarst kettle from the northwest side. B. Schematic picture of the slope of the glaciokarst kettle. Dashed line shows original profile of glaciokarst kettle slope, continuous line – modern slope profile. Number I denotes the forebulge created by a landslide (II).

Savukārt, veicot pētījumus karjerā, kas atrodas Jāņukalna-Jaunkalsnavas ceļa R pusē iepretī Sila Matisēnu mājām, 1,3 km DA no Jāņukalna ciemata, tika konstatēts, ka šajā posmā Veckalsnavas kēmu terases virsma ir erozijas saposmota, bet karjera apkārtnē sīki paugurota. Augstākais virsas punkts atrodas ap 135 m vjl. Karjers atrodas kēmu terases augstākā līmeņa (130-135 m vjl.) erozijas paliksnī, kuru no visām pusēm norobežo zemākā līmeņa (110-115 m vjl.) erozijas un lēzenu glaciokarsta ieplaku saposmota virsma. Erozijas palikšņa garenass ir orientēta 65°-245° virzienā. Kēmu terases zemākais līmenis noslīdzas ar ledu kontakta nogāzi, kura vietām ir lēzena un lēveraini izlocīta. Ap 1,5 km A no karjera atrodas daļēji aprakts oss, un gar to kēmu terases virsa ir no 115 līdz 120 m vjl.

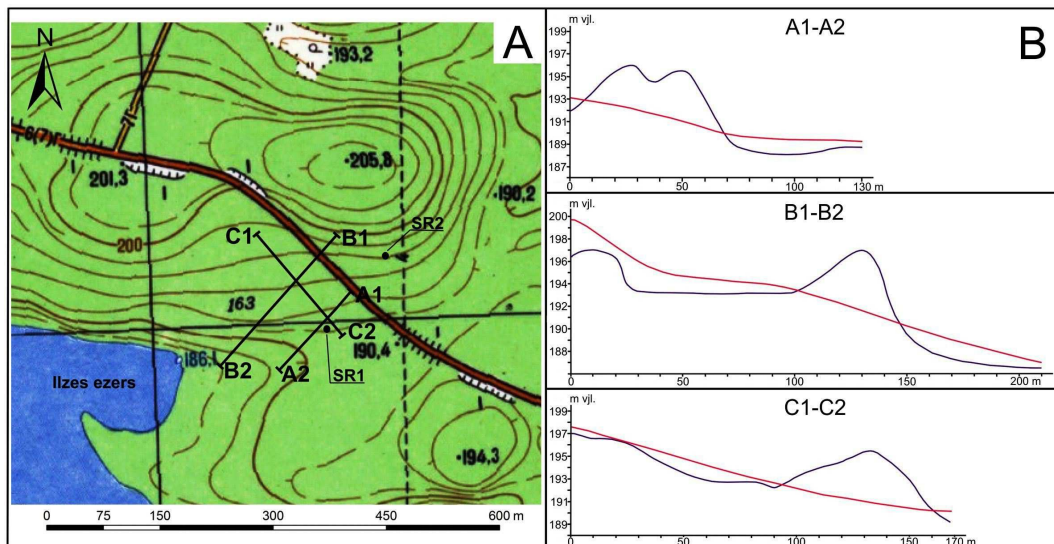
Vidzemes augstienes Tauresnes un Dzērbenes apkārtnē ir izplatītas subglaciālās iegultnes. Šos reljefa pazeminājumus leduslaikmeta beigu posmā aizpildīja aprimušais ledus, tāpēc bija labvēlīgi apstākļi, lai veidotos gar to nogāzēm un aprimušo ledu kēmu terases (Āboltiņš, Markots, 1998a).

Bānūžu-Lodes kēmu terase, kas atrodas Vidzemes augstienes centrālajā daļā, pieguļ subglaciālās iegultnes nogāzei, kas stiepjas gar Bānūžu un Ilzes ezeru krastiem (2.5. attēls). Tās augstākie virsas punkti sasniedz 209 m vjl., bet zemākie atrodas 190 m vjl. Šīs kēmu terases hipsometriskais augstums samazinās virzienā no ZR uz DA, un tas liecina par iespējamo ledāja kušanas ūdeņu straumju tecējumu DA virzienā, kas sakrīt ar subglaciālās iegultnes garenass orientāciju. Kēmu terases garums nedaudz pārsniedz 5 km, bet platākajā vietā tās platums ir aptuveni 1 km. Kēmu terases virsmai ir raksturīgs lēzeni viļņots vai sīkpaugurots saposmojums, ko radījušas ledājūdens straumes un glaciokarsta procesi (4.5 attēls). Kartogrāfiskā materiāla analīzes un profilēšanas dati liecina, ka kēmu terases veidojušās gar abām subglaciālās iegultnes nogāzēm. Vairāki un morfoloģiski izteiktāki terasveidīgi līmeņi ir gar subglaciālās iegultnes ZA nogāzi.



4.5. attēls. Bānūži-Lodes kēmu terases virsmas topogrāfija ziemeļaustrumos no Ilzes ezera. A. Glaciokarsta radītais saposmojums kēmu terases virsmā. B. Ļoti stāva ledus kontakta nogāze, ar krituma leņķi 28° .

Figure 4.5. The Bānūži-Lode kame terrace surface topography near the Lake Ilze. A. Glaciokarst kettle on the surface of the kame terrace. B. Steep ice contact slope with dip angle 28° .



4.6. attēls. Bānūži-Lodes kēmu terases virsas topogrāfija ziemeļaustrumos no Ilzes ezera. A. A1-A2, B1-B2 un C1-C2 profila līniju novietojums uz M 1:10 000 topogrāfiskās kartes fragmenta; SR1 un SR2 – skatrakumu novietojums. B. Konstruētās profila līnijas. Sarkanās līknes sastādītas pēc M 1:10 000 topogrāfiskās kartes datiem; Zilās līknes sastādītas pēc nivelēšanas datiem.

Figure 4.6. The Bānūži-Lode kame terrace surface topography north-east of the Lake Ilze. A. Location of cross profile lines A1-A2, B1-B2 and C1-C2, SR1 and SR2 – location of the test pits. B. Constructed topographical cross profiles. Red curves are constructed after large scale topographic map of scale 1:10 000. Blue curves are constructed after leveling data.

Veicot apvidus rekognoscēšanu ZA no Ilzes ezera, kuru M 1:10 000 topogrāfiskās kartes sastādīšanas laikā ir klājis mežs, tika konstatēta neatbilstība starp M 1:10 000 topogrāfiskajā kartē un dabā novērojamo kēmu terases virsmas raksturu. Kartē esošā teritorija atainota kā lēzena nogāze ar kritumu Ilzes ezera virzienā, bet dabā tika konstatēts, ka reljefa artikulācija ir ievērojami sarežģītāka (4.5. un 4.6. attēls) un to veido saposmota kēmu terase. Saposmojumu rada sīkpauguri un glaciokarsta ieplakas, bet Ilzes ezera

virzienā vērsta nogāze ir ievērojami stāvāka. Tāpēc, lai novērtētu lielmēroga topogrāfisko karšu reljefa informācijas ticamību, tika sagatavoti morfoloģiskie profili A1-A2, B1-B2 un C1-C2 izmantojot M 1:10 000 topogrāfisko karti. Pēc tam lauka pētījumos šo profilu vietās tika veikta nivelēšana, un iegūtie rezultāti tika savstarpēji salīdzināti (4.6. attēls). Nivelēšanas laikā iegūtie rezultāti liecina, ka lielmēroga topogrāfiskajā kartē kļūda sasniedz 6-7 m. Tādējādi, detalizēta kēmu terases virsas topogrāfijas izpēte norāda uz daudz sarežģītāku tās virsas morfoloģiju, kā arī par ledājkūšanas ūdeņu plūsmas erozijas un glaciokarsta procesu plašāku izplatību un lielāku nozīmi virsas saposmju veidošanā.

Tauriņa kēmu terase atrodas Taurenas pagasta teritorijā uz austrumiem no Tauriņa ezera augstumā no 195 m līdz 182 m vjl. Tās garums ir 5 km, bet platums mainās no 1500 m līdz 4000 m. Kēmu terases virsa pazeminās ziemeļaustrumu virzienā. Tas liecina, ka ledājūdeņu straumes plūdušas virzienā no DR uz ZA. Ūdens plūsmas virziens sakrīt ar ielejveida pazeminājuma orientāciju. Kēmu terases virsma ir nelīdzena, sīkpaugurota. Virsmas saposmju rada nelieli kēmu pauguri, kā arī sīku ūdensteču erozijas un, iespējams, glaciokarsta procesu radīti pazeminājumi.

Pīslas kēmu terase stiepjas gar Pīslas pazeminājuma ZR malu. Tās garums ir aptuveni 2,5 km, bet platums svārstās no 150 m līdz 400 m. Kēmu terases virsa pazeminās no 200 m vjl. DR līdz 193 m vjl. ZA. Šis krituma virziens sakrīt ar Pīslas pazeminājuma izstiepumu. Ledājūdeņu straumju dominējošais tecēšanas virziens iespējams bijis no DR uz ZA. Kēmu terases virsma ir nelīdzena, saposmota ar nelieliem kēmu pauguriem un pazeminājumiem, kas morfoloģiski līdzīgi glaciokarsta ieplakām. Vietām terases virsma ir sekundāri erodēta.

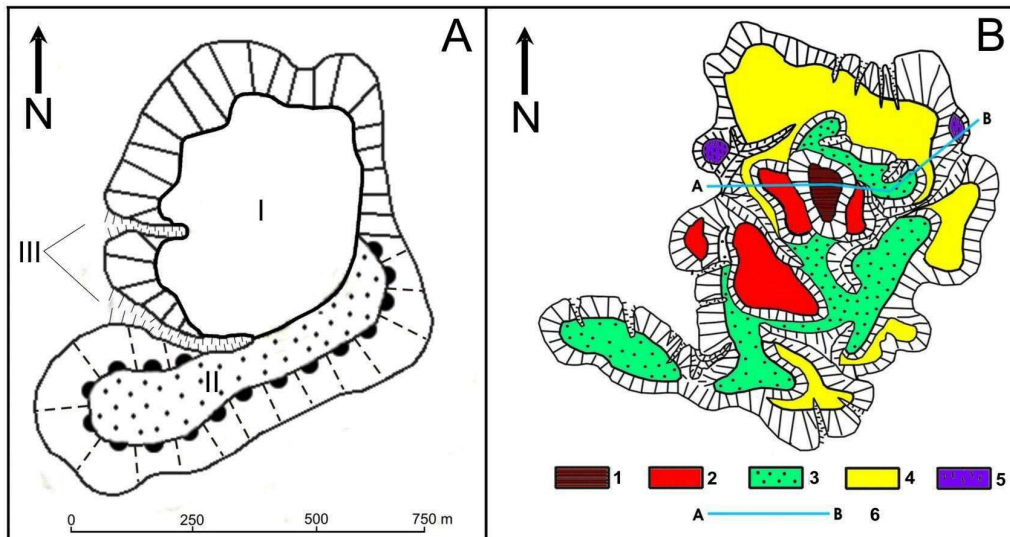
Amatas kēmu terase stiepjas gar Amatas pazeminājuma Z nogāzi un tās garums ir apmēram 2,8 km, bet platums sasniedz 800 m. Šīs kēmu terases virsa pazeminās no 150 m vjl. līdz 135 m vjl. virzienā no A uz R, un tas sakrīt ar pazeminājuma krituma virzienu. Tās virsmu var raksturot kā nelīdzenu, saposmotu ar neregulāriem pazeminājumiem un kēmu sīkpauguriem. Šāds virsmas saposmju iespējams ir radies glaciokarsta procesu ietekmē.

Cirstu kēmu terase stiepjas aptuveni 6,5 km garumā gar Ogres pazeminājuma Z nogāzi. Tās platums atsevišķās vietās sasniedz ap 2 km. Kēmu terases virsma ir stipri saposmota un nelīdzena. Atsevišķās vietās ledāja kontakta nogāzes tuvumā novērojami nelieli kēmu pauguri. Kēmu terasē ir izplatīti nelieli ovālas formas ezeri. To diametrs sasniedz 150 m. Šo mūsdienu ezeru ieplaku morfoloģija, visticamāk, liecina par to glaciokarsta izcelsmi. Kēmu terasei var izdalīt vairākus joslveidā izstieptus hipsometriskos līmeņus. Kēmu terases proksimālā daļa atrodas no 185 līdz 202 m vjl. Tās virsa pazeminās A virzienā. Kēmu terases vidusdaļa izvietojusies hipsometriski zemākā līmenī, tās absolūtais augstums mainās no 182 m līdz 193 m vjl. Šajā joslā bieži novērojami dažādi reljefa pazeminājumi (ieplakas, lēzeni reljefa pazeminājumi un ezeri). Kēmu terases daļā, kur virsas augstums ir 193 m vjl., ūdens līmenis ezeros ir aptuveni 188 m vjl. Kēmu terases ziemeļu joslā virsas absolūtais augstums sasniedz no 195 m līdz 202 m vjl. Visu triju hipsometrisko joslu virsmas pazemināšanās liecina, ka ledājūdeņu straumes plūdušas R virzienā.

Morfoloģiski savdabīgas ir kēmu terases gar lielpauguru – pirmmasīvpauguru, bet it īpaši gar plakanvirsas pauguru nogāzēm. Veicot kartogrāfiskā materiāla un plakanvirsas pauguru datubāzes (Markots, 2011) analīzi tika konstatēts, ka Vidzemes augstienē ir 63 plakanvirsas pauguri, kuriem ir izsekojami 2-3 terašu līmeņi, bet atsevišķiem pauguriem pat pieci terašu līmeņi (4.1. tabula). Šīs terases ievērojami atšķirās gar augstieņu un lineāro pazeminājumu nogāzēm izplatītajām joslveida kēmu terasēm. Pauguru nogāžu terases ir piegulditas glaciģēnā reljefa formas nogāzei kā nelieli segmenttipa veidojumi. Šo kēmu terašu līmeņu virsas hipsometriskais novietojums mainās no 165 līdz pat 298 m vjl.

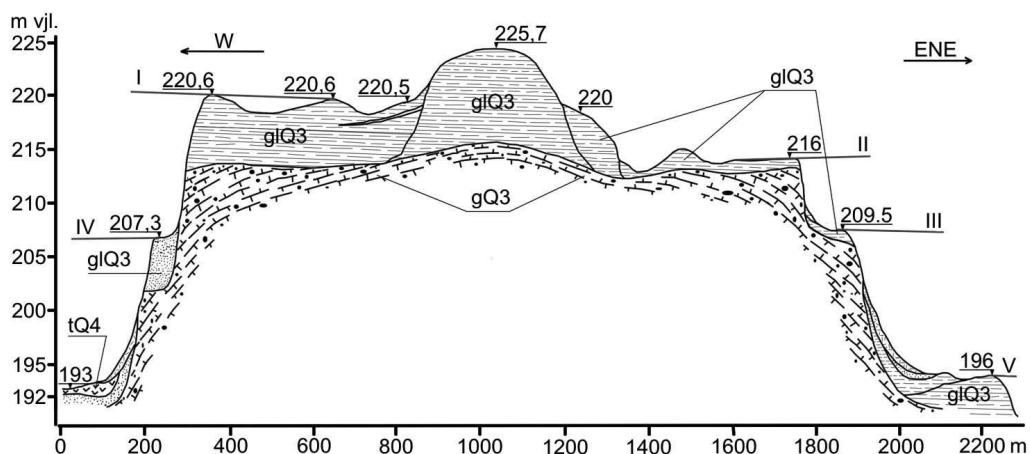
Piemēram, Kārļu kalna plakanvirsas paugura nogāzei (4.7.A attēls) pieguļ neliela kēmu terase, kuras garums sasniedz aptuveni 0,7 km, bet platums ir ap 0,2 km.

Vairāki terašu līmeņi konstatēti arī kēmu terasei, kas veidojusies gar Skujenes platopaugura nogāzēm (4.7. B attēls un 4.8. attēls). Analizējot ģeomorfoloģiskās kartes, ir konstatēti pieci terašu līmeņi, kas atrodas dažādā augstumā un aptver platopaugura virsotnes plakumu (Āboltiņš, Markots 1998b). Starpība starp zemāko un augstāko terases līmeni sasniedz 25 m (4.8. attēls).



4.7. attēls. A. Kārļu kalna ģeomorfoloģiskā shēma. Apzīmējumi: I – plakanvirsas paugurs; II – kēmu terase; III – gravas. B – Skujenes plakanvirsas paugura morfoloģiskā shēma (pārveidots no Āboltiņš, Markots, 1998b). Kēmu terases līmeņi: 1 – virsotnes plakuma līmenis; 2 – 220 m vjl.; 3 – 216 m vjl.; 4 – 209 m vjl.; 5 – 196 m vjl.; 6 – profila līnijas A-B novietojums.

Figure 4.7. A – Geomorphological sketch of the Kārļa plateau-like hill. Legend: I – plateau-like hill; II – kame terrace; III – gullies. B – Skujene plateau-like hill morphological sketch (modified by author after Āboltiņš, Markots, 1998b). Legend: Hypsometric levels of kame terrace: 1 – the topmost part; 2 – 220 m; 3 – 216 m; 4 – 209 m; 5 – 196 m; 6 – location of profile line A-B.



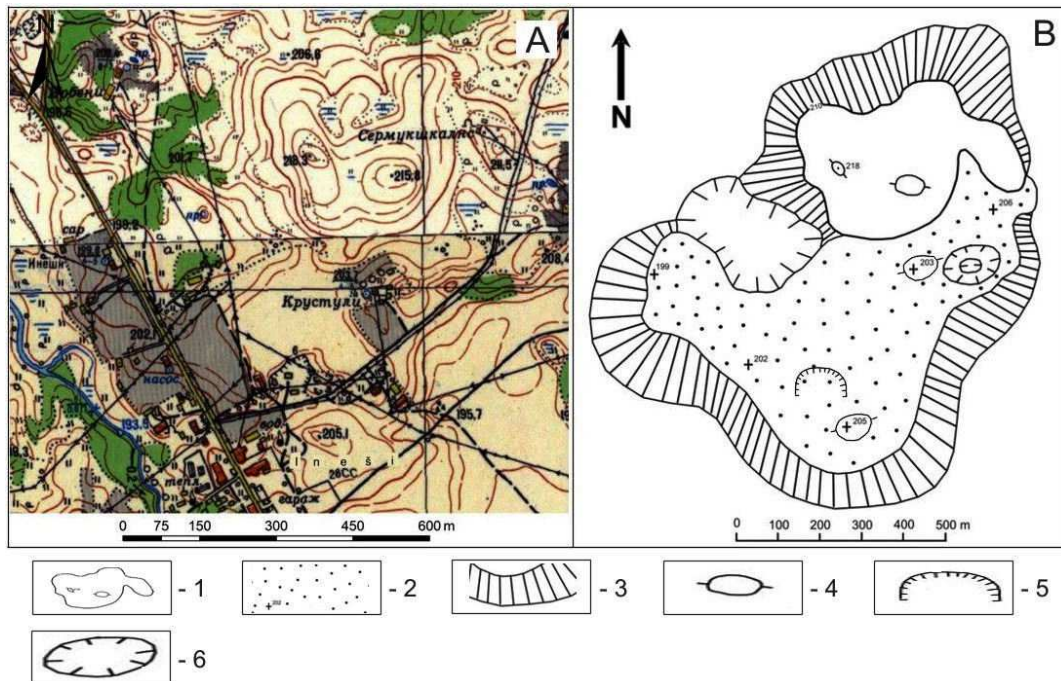
4.8. attēls. Skujenes platopaugura ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskais griezumā pa profila līniju A-B ar tam pieguļošās kēmu terases līmeņiem (no Āboltiņš, Markots, 1998b, ar autora papildinājumiem). Kēmu terases līmeņi: I – 220,6 m; II – 216 m; III – 209,5 m; IV – 207,3

m; V – 196 m. Apzīmējumi: gQ3 – glaciģēnie nogulumu; glQ3 – glaciolimniskie nogulumu; tQ4 – purva nogulumu. Profila līnijas A-B novietojumu skatīt 4.7.B attēlā.

Figure 4.8. The Skujene plateau-like hill geological-geomorphological section along profile line A-B with emphasize on kame terrace levels (modified by author after Āboltiņš, Markots, 1998b). Level of kame terrace: I – 220,6 m; II – 216 m; III – 209,5 m; IV – 207,3 m; V – 196 m. Legend: gQ3 – till deposits; glQ3 – glaciolacustrine deposits; tQ4 – marsh sediments. See Figure 4.7.B for location of the profile line A-B.

Gan pie Kārļa kalna plakanvirsas paugura, gan arī gar Skujenes plakanvirsas paugura attīstības gaitā nozīmīga loma ir gravu erozijas procesiem, kas ievērojami izmainījuši arī plakanvirsas pauguriem pieguldīto kēmu terašu sākotnējo morfoloģiju. Bieži vien šīs gravas iezīmē kēmu terases glaciofluviālo nogulumu un plakanvirsas pauguru veidojošo ūdensmazcaurlaidīgo nogulumu litiskās atšķirības (4.7. attēls).

Salīdzinājumā ar ielejveida pazeminājumos novietotajām kēmu terasēm, plakanvirsas pauguriem pieguldītās kēmu terases atrodas hipsometriski augstākos līmeņos. Kārļa kalna kēmu terases virsas hipsometriskais augstums mainās no 225 m līdz 196 m vjl., bet Skujenes plakanvirsas pauguram pieguldītās kēmu terases augstākais līmenis sasniedz 220 m vjl. Kārļa kalna kēmu terases virsas kritums sakrīt ar kēmu terases garenass virzienu un liecina, ka ledājkūšanas ūdeņu straumes plūdušas virzienā no DR uz ZA.



4.9. attēls. Inešu kēmu terases virsas topogrāfija (A) un ģeomorfoloģiskā shēma (B). Apzīmējumi: 1 – pirmmasīvpaugurs; 2 – kēmu terases plakums; 3 – ledus kontakta nogāzes; 4 – sīkpāuguri; 5 – grants-smiltis ieguves karjers; 6 – glaciokarsta ieplakas.

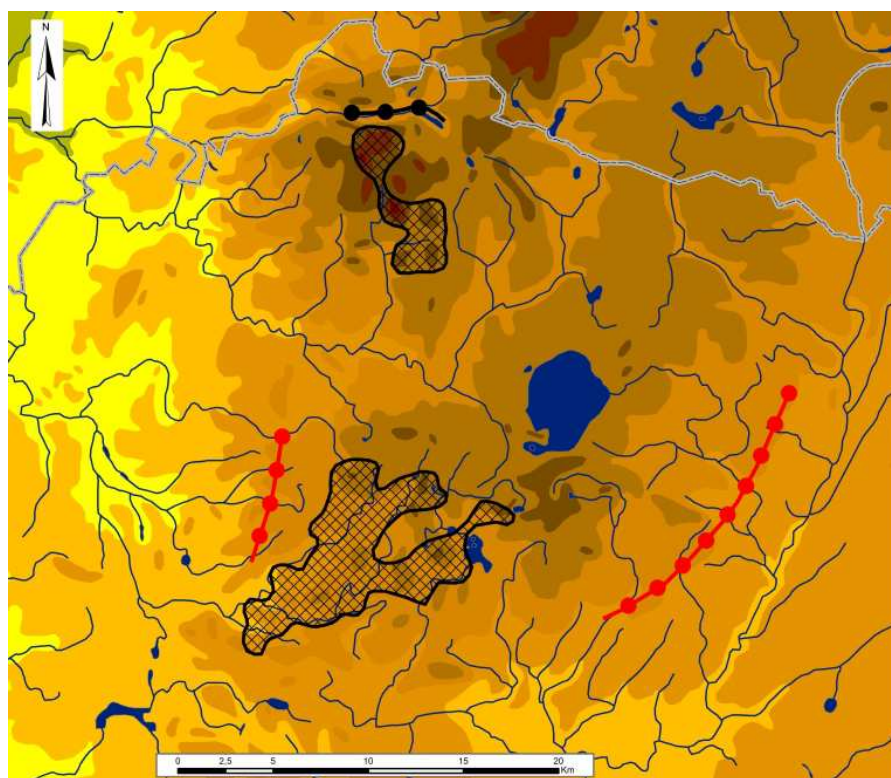
Figure 4.9. Surface topography (A) and geomorphological sketch (B) of the Ineši kame terrace. Legend: 1 – primary hill massif; 2 – kame terrace surface; 3 – ice contact slopes; 4 – small hills; 5 – gravel-sand pit; 6 – glaciokarst kettles.

Uz austrumiem no Inešu ezera gar morēnas paugurmasīva (218 m vjl.) dienvidu nogāzi ir izveidojusies neliela segmenttipa kēmu terase. Inešu kēmu terases virsas absolūtais augstums mainās no 199 m līdz 206 m vjl., tas līdzinās Bānūžu-Lodes kēmu terases hipsometriskajam novietojumam. Kēmu terases garums ir aptuveni 705 m, bet platums sasniedz 250 m (4.9. attēls).

Šīs kēmu terases virsa pazeminās virzienā no R uz A, un tas sakrīt ar kēmu terases izstiepumu. Kēmu terases virsmas austrumu daļā atrodas neliela slēgta ieplaka, bet ziemeļrietumu daļā – atvērta ieplaka, kuras diametrs sasniedz gandrīz 200 m. Abu veidojumu novietojums un morfoloģiskās īpatnības norāda, ka tie ir radušies glaciokarsta rezultātā.

4.1.2. Kēmu terašu izplatība un morfoloģija Alūksnes augstienē

Alūksnes augstienes kēmu terases (4.10. attēls) stiepjas proksimālā virzienā no zemledāja izcelsmes reljefa formām, kuras veidojušās pirms Kaldabruņas deglaciācijas fāzes un proksimālā virzienā no Gulbenes fāzes ledāja marginālajiem veidojumiem. Tāpēc tās, visticamāk, sāka veidoties jau Kaldabruņas fāzes deglaciācijas laikā, bet to formēšanās augstienes malas joslā acīmredzot noslēdzās Gulbenes fāzes daglaciācijas laikā.



Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



Kēmu terases / Kame terraces

- gar starplobu izometrisko augstieņu nogāzēm / along ice contact slopes of the interlobate insular uplands
- gar subglaciālo vāgu un tuneļieļu nogāzēm / along the slope tunnel walley
- gar plakanvirsas pauguru nogāzēm / along slopes of the plateau-like hills

4.10. attēls. Kēmu terašu izplatība Alūksnes augstienē un to novietojums attiecībā pret citām ledāja mezoreljefa formām. Kartes sagatavošanā izmantoti autora, GIS Latvija 3.0 un plakanvirsas pauguru (Markots, 2011) datubāzes dati.

Figure 4.10. Distribution of the kame terraces in the Alūksne Upland and their location in respect to other glacial mesoscale landforms. Data derived from author's and GIS Latvia 3.0 databases, and database of the plateau-like hills compiled by Markots (2011).

Agrākajos gados veiktie pētījumi (Āboltiņš et al., 1976) atklāj kēmu terašu ļoti ierobežotu izplatību Silaktu un Kernetu-Peļļu apkārtnē. Tomēr kēmu terases ir sastopamas arī citās vietās. Par to liecina A. Markota izveidotās plakanvirsas pauguru datubāzes datu analīzes rezultāti un 2011. gada decembrī veiktie lauka pētījumi Vētraines, Bejas un Ponkulenes apkārtnē (Dauškans, Zelčs, 2012a, 2012b).

Plašākā kēmu terase Alūksnes augstienē stiepjas gar Malienas pauguraines ledāja marginālo veidojumu proksimālo nogāzi Vētraines, Bejas un Ponkulenes apkārtnē. Tā līdz šim tika uzskatīta par glaciofluviālo līdzenumu (Vanaga, 1970; Āboltiņš et al., 1976; Juškevičs, Skrebels, 2002). Tās garums sasniedz ap 15 km.

Alūksnes augstienes Z daļā atrodas Kernetu-Peļļu subglaciālās iegultnes, kurām var izšķirt divus atšķirīgus virzienus – austrumu-rietumu un atzaru uz ziemeļiem pie Kernetiem. Subglaciālo iegultņu garums sasniedz 15 km, bet platums ir 150–250 m, vietām pat 500 m. O. P. Āboltiņš ar līdzautoriem (Āboltiņš et al., 1976) norāda, ka šo subglaciālo iegultņu nogāzes ir nelīdzenas un bieži vien terasētas.

4.2. tabula. Terasētie plakanvirsas pauguri Alūksnes augstienē.*

Table 4.2. Terraced plateau-like hills of the Alūksne Upland.*

N. p. k.	Paugura nosaukums	Koordinātas		Absolūtais augstums m vjl.	Terašu skaits	Terašu līmeņu novietojums m vjl.
		Z pl. (°)	A gar. (°)			
Icēniešu areāls						
1.	Dēliņkalns	57,5435	26,9477	272	2	250 / 235
2.	Icēniešu kalns	57,5394	26,9727	231	3	220 / 215 / 210
3.	Talešu kalns	57,5201	26,9523	220	2	205 / 195
4.	Saules kalns	57,5688	26,9294	267	2	255 / 230
5.	Skultanu kalns	57,5781	26,9399	241	3	230 / 225 / 215
Strautiņu areāls						
6.	<i>Nav nosaukuma</i>	57,4104	26,9361	205	2	203 / 194
7.	Cepļa kalns	57,4220	26,8997	205	3	203 / 196 / 185
8.	Puntužu kalns	57,3935	26,8974	195	3	193 / 190 / 181
9.	Strautiņu kalns	57,3956	26,8782	187	2	180 / 176
10.	Vella kalns	57,3781	26,9796	202	2	200 / 182

* Tabula sastādīta, izmantojot datus no plakanvirsas pauguru datubāzes (Markots, 2011).

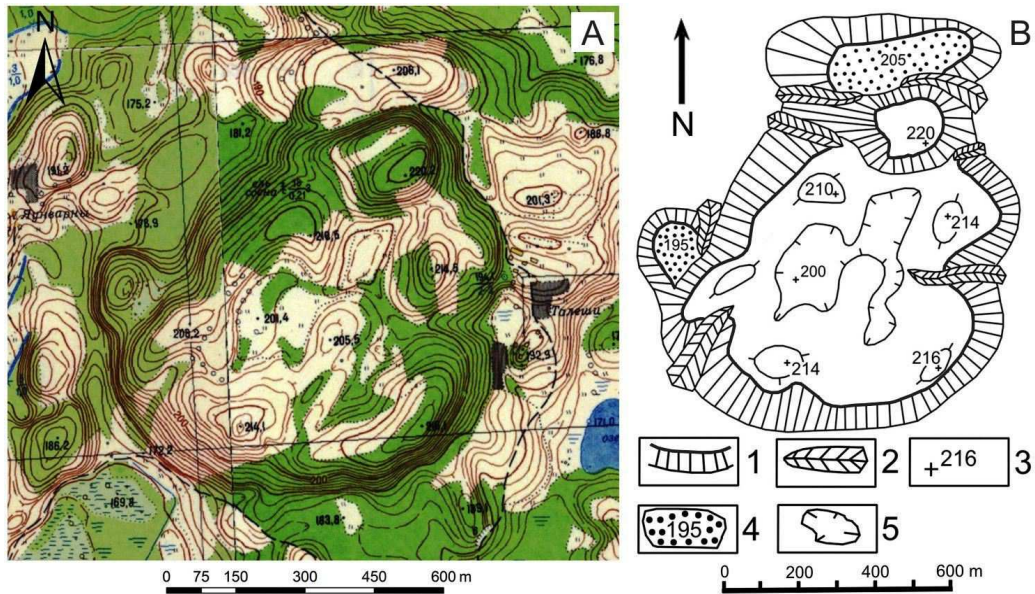
* Data derived from A. Markots, 2011.

Citas nozīmīgas kēmu terašu izplatības vietas saistītas ar plakanvirsas pauguriem, kuri Alūksnes augstienē grupējas divos areālos (Markots, 2011). Pēc A. Markota datiem (ibid.) un kartogrāfiskā materiāla analīzes rezultātiem Icēniešu areālā ir konstatēti septiņi plakanvirsas pauguri, kam iespējams izdalīt līdz trīs terašu līmeņus. Strautiņu areālā no 17 plakanvirsas pauguriem vismaz trešdaļai ir izteikti vairāki terašu līmeņi (4.2. tabula).

Plakanvirsas pauguru virsas plakumi atrodas no 154 m līdz 272 m vjl. (Markots, 2011). Veicot kartogrāfiskā materiāla un A. Markota izstrādāto plakanvirsas pauguru datubāzes (Markots, 2011) detālu analīzi, tika konstatēts, ka Icēniešu un Strautiņu areālos ir 24 plakanvirsas pauguri, kam morfoloģiski ir izteikts viens vai vairāki glaciolimnisko kēmu terašu līmeņi. No tiem 10 pauguriem ir izsekojami divi vai trīs terašu līmeņi (4.2. tabula). Saules kalna kēmu terases augstākais līmenis sasniedz 255 m vjl. Savukārt, Palžu kalna kēmu terase atrodas 146 m vjl. Plakanvirsas pauguru kēmu terašu hipsometriskā novietojuma starpība Alūksnes augstienē sasniedz 109 m. Lielākā starpība starp augstāko un zemāko terases līmeni ir fiksēta Saules kalnā – tā sasniedz 25 m (4.2. tabula).

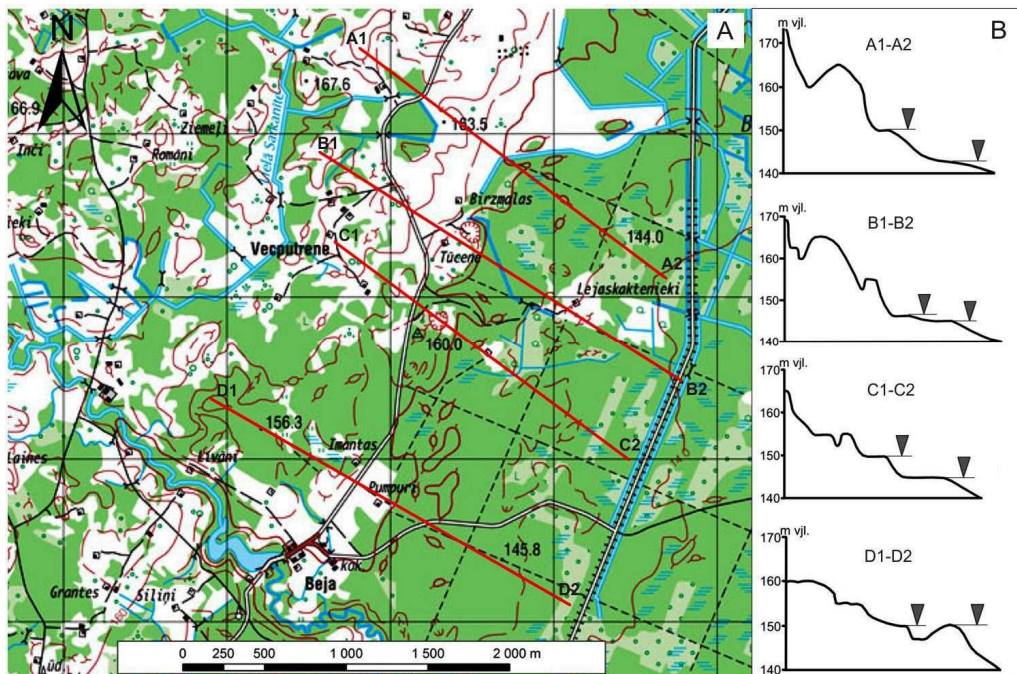
Veicot kartogrāfiskā materiāla analīzi, tika konstatēts, ka Talešu plakanvirsas pauguram, kura virsas plakums atrodas 220 m vjl., ir iespējams izdalīt divus terasveida līmeņus – augstāko ap 205 m vjl., un zemāko ap 195 m vjl. (4.11. attēls). Plakanvirsas

paugura vidienē novērojams pazeminājums, kas veidojies glaciokarsta ietekmē. Savukārt paugura nogāzes ir stipri saposmotas gravu erozijas rezultātā.



4.11. attēls. Talešu plakānvirsas paugura virsas topogrāfija (A) un ģeomorfoloģiskā shēma (B). Apzīmējumi: 1 – ledāja kontakta nogāzes; 2 – gravas; 3 – augstums m vjl.; 4 – kēmu terases līmeņi un to augstums m vjl.; 5 – glaciokarsta ieklaka.

Figure 4.11. Surface topography (A) and geomorphological sketch (B) of the Talešu plateau-like hill. Legend: 1 – ice contact slopes; 2 – gullies; 3 – elevation, m a.s.l.; 4 – kame terraces and their levels, m a.s.l.; 5 – kettle holes.

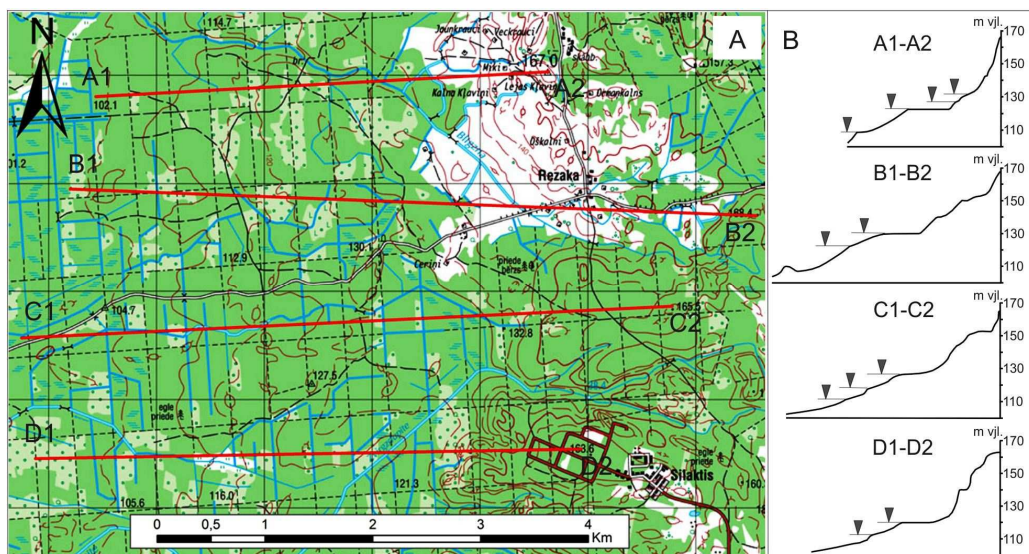


4.12. attēls. Bejas kēmu terases virsmas hipsometrijas salīdzinājums pa morfoloģiskā profila līnijām posmā starp Vētraīni un Beju. A. Morfoloģisko šķērsprofilu vietas. B. Kēmu terases līmeņu absolūtā augstuma izmaiņas pa morfoloģiskajiem profiliem.

Figure 4.12. Morphological cross profiles for the Beja kame terrace span between villages Vētraīne and Beja. A. Location of the morphological cross profiles. B. Variations of elevation along morphological cross profile lines.

Tāpat kā Vidzemes augstienē, arī Alūksnes augstienē kēmu terases ir saistītas ar ģenētiski dažādām ledāja reljefa formu nogāzēm. Kā jau iepriekš minēts, lielākā no Alūksnes augstienes kēmu terasēm stiepjas gar Malienas pauguraines dienvidu nogāzi Vētraines, Bejas un Ponkulenes apkārtnē (turpmāk Bejas kēmu terase). Kēmu terases kopējais garums ir ap 15 km, bet platums mainās no 0,5 km līdz 1 km. Kēmu terases virsma ir nelīdzena, sīkpauguraina un saposmota ar glaciokarsta ieplakām. Austrumos no Bejas ciemata kēmu terases pirmais posms noslēdzas ar deltas veida paplašinājumu. Mēroga 1:10000 topogrāfiskās kartes analīzes rezultāti liecina, ka kēmu terases virsas hipsometriskais augstums samazinās DR virzienā. Posmā starp Vētraini un Beju, kēmu terases virsas augstākie punkti ir ap 150-155 m vjl., bet zemākie ap 145 m vjl. Šī posma profilēšana parādīja, ka šai kēmu terasei var konstatēt ne vairāk par diviem terašu līmeņiem. Augstuma starpība starp augstāko un zemāko kēmu terases līmeni ir ap 5-7 m (4.12. attēls).

Otra lielākā kēmu terase Alūksnes augstienē ir Silaktu kēmu terase, kas atrodas uz D no Rēzakas (Rēzaķiem) līdz Zeltiņiem. Tā ir veidojusies joslā starp Alūksnes augstienes rietumu nogāzi un Vidusgaujas ledus loba malu, un tās garums sasniedz 7,5 km. Šīs kēmu terases platums vietām sasniedz 2,5 km. Augstākais kēmu terases līmenis novērojams Sloku apkārtnē – ap 130 m vjl. Zemākie līmeņi ir pie Zeltiņiem un atrodas ap 110 m vjl. Tādējādi augstumu starpība starp augstāko un zemāko kēmu terases virsas līmeni ir ap 20 m. Silaktu kēmu terases virsa pakāpeniski pazeminās virzienā no ZR uz DA. Kēmu terasi saposmo daudzas ūdensteces un pazeminājumi. Pazeminājumu diametrs sasniedz 100 m. Bez tam kēmu terases virsma pārsvarā ir diezgan nelīdzena, saposmota ar kēmu sīkpauguriem (4.13. attēls).



4.13. attēls. Silaktu kēmu terases hipsometriskais salīdzinājums pa morfoloģiskā profila līnijām. A. Kēmu terases morfoloģisko šķērsprofilu vietas. B. Kēmu terases līmeņu absolūtā augstuma izmaiņas pa morfoloģisko šķērsprofilu līnijām. Indeksi pie morfometriskajiem profiliem parāda to atrašanās vietu kartē.

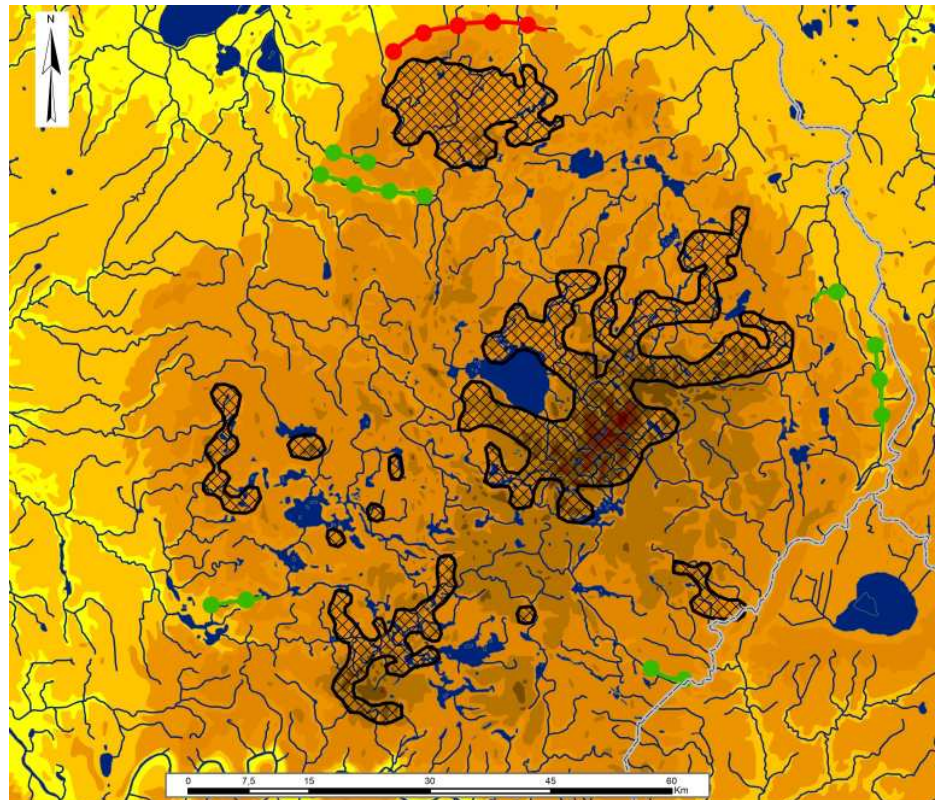
Figure 4.13. Morphological cross profiles for the Silaktis kame terrace span. A. Location of morphological cross profiles. B. Variations of elevation along morphological cross profile lines. Indexes on the morphometric cross profiles of kame terrace denote their location on the map.

Kā jau iepriekš tika minēts, O. P. Āboltiņš ar līdzautoriem (Āboltiņš et al., 1976) norāda, ka Kornetu-Peļļu subglaciālās iegultnes Z nogāzes bieži vien ir terasētas. Veiktā M 1:10 000 topogrāfisko karšu analīze liecina, ka gar subglaciālas iegultnes Z nogāzi ir

iespējams izdalīt terasveida joslas. Atsevišķu terasveida joslu garums sasniedz ap 300 m, bet platums ap 150 m. Kēmu terases virsas augstums mainās no 175 m līdz 180 m vjl. Kēmu terases virsma ir nelīdzena. To nosaka reljefa pazeminājumu mija ar nelieliem kēmu tipa pauguriem, kuri ir lokalizēti tiešā subglaciālās iegultnes tuvumā.

4.1.3. Kēmu terašu izplatība un morfoloģija Latgales augstienē




Latgales augstienē kēmu terases līdz šim bija fiksētas tikai divās vietās (Meirons, 1975). Iespējams, tas izskaidrojams ar to, ka nav veikti detāli šo augstieņu glaciomorfoloģiskie pētījumi. Kā jau šī darba pirmajā nodaļā minēts, agrākajos gados nozīmīgākie kēmu terašu pētījumi ir veikti gar Latgales augstienes ziemeļrietumu nogāzi starp Strūžāniem un Rogovku (Meirons, 1975).



Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



Kēmu terases / Kame terraces

-  gar starplobu izometrisko augstieņu nogāzēm / along ice contact slopes of the interlobate insular uplands
-  gar ielejveida pazeminājumu nogāzēm / along the slopes of the walley
-  gar plakanvirsas pauguru nogāzēm / along slopes of the plateau-like hills

4.14. attēls. Kēmu terašu izplatība Latgales augstienē un to novietojums saistībā ar citām ledāja mezoreljeфа formām. Kartes sagatavošanā izmantoti autora, GIS Latvija 3.0 un plakanvirsas pauguru datubāzes dati (Markots, 2011).

Figure 4.14. Distribution of the kame terraces in Latgale Upland and their location in relation to other glacial mesoscale landforms. Data derived from author's and GIS Latvia 3.0 databases, and database of plateau-like hills compiled by Markots (2011).

Ledāja reljefa formu lauka pētījumi un kartogrāfiskā materiāla analīze liecina, ka Latgales augstienē ir pastāvējuši pietiekami labvēlīgi apstākļi, lai vismaz Kaldabruņas un Gulbenes deglaciācijas fāzēs kēmu terases varētu veidoties arī vēl citās vietās. Lauka pētījumos apsekojot mūsdienu zemes virsmas morfoloģiju un pētot ledāja veidoto reljefa formu iekšējo uzbūvi, tika konstatēts, ka kēmu terases ir izplatītas arī Latgales augstienes austrumu daļas perifēriālajā zonā Istras, Zilupes un Asūnīcas pazeminājumu malās (4.14. attēls). Savukārt kēmu terases netika konstatētas gar lielāko subglaciālo iegultņu nogāzēm, kuras stiepjas gar Garā, Okras, Dubuļu un Geraņimovas-Ilzas ezeru krastiem.

Latgales augstienes lielākā un nozīmīgākā kēmu terase stiepjas gar Burzavas pauguraines ziemeļrietumu nogāzi Nautrēnu pagastā starp Rancāniem un Strūžāniem. Ģenētiski tā ir ledāja malas kontakta nogāze (Meirons, 1975). Gluži tāpat kā Cesvaines-Vesetas kēmu terase, arī šī kēmu terase veidojusies ciešā saistībā ar Lubāna ledus loba deglaciāciju (Dauškans, Zelčs, 2012a, 2012b).

Jau kartogrāfisko materiālu analīzes gaitā tika pieļauta iespēja, ka kēmu terases ir izplatītas arī gar Rēzeknes, Maltas un Dubnas pazeminājumu nogāzēm. Šajos apgabalos plaši izplatīti glaciofluviālas izcelsmes nogulumi (Juškevičs et al., 1981; Meirons, 2004). Arī mūsdienu reljefa virsas hipsometriskais novietojums un morfoloģiskās īpatnības liecina par kēmu terašu iespējamo izplatību šajos apvidos.

Latgales augstienē plaši ir izplatīti plakanvirsas pauguri, kuru nogāzes bieži vien apliec kēmu terases. Pēc A. Markota (2011) pētījumiem, plakanvirsas pauguri grupējas piecos – Burzavas, Rāznas-Pildas, Osvas, Aulejas un Gailīšu – izplatības areālos. Ārpus šiem areāliem sastopami vēl pieci plakanvirsas pauguri (ibid.). Pēc A. Markota (2011) datiem un šī darba autora veiktās kartogrāfiskā materiāla analīzes, tika noskaidrots, ka Latgales augstienē ir 185 plakanvirsas pauguri, kuru nogāzes bieži vien ir terasētas (4.3. tabula). Piemēram, plakanvirsas pauguram, kas atrodas uz D no Feimaņu ezera, ir konstatēti pat trīs terašu līmeņi.

4.3. tabula. Terasētie plakanvirsas pauguri Latgales augstienē.*

Table 4.3. Terraced plateau-like hills of the Latgale Upland.*

N. p. k.	Paugura nosaukums	Koordinātas		Absolūtais augstums m vjl.	Terašu skaits	Terašu līmeņu novietojums m vjl.
		Z pl. (°)	A gar. (°)			
Burzavas areāls						
1.	Piļcines kalns	56,6687	27,2843	181	2	175 / 170
2.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,6417	27,2932	166	2	165 / 163
3.	Miuriniķu kalns	56,6635	27,3538	182	2	177 / 164
4.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,6537	27,4567	167	2	165 / 150
5.	Tumužu kalns	56,5966	27,3938	214	3	212 / 200 / 182
6.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,5786	27,3276	181	3	215 / 210
7.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,6157	27,4588	165	2	163 / 156
8.	Mediņmuižas kalns	56,6019	27,5148	155	3	152 / 145 / 143
Gailīšu areāls						
9.	Ostrovu kalns	56,3142	26,8821	172	2	170 / 165
10.	Švalbu kalns	56,2542	26,8370	193	2	188 / 175
11.	Zeilas kalns	56,2206	26,8355	176	2	165 / 162
12.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,1952	26,8645	173		168 / 158
Osvas areāls						
13.	Zezuļeva kalns	56,0686	27,8061	186	2	180 / 175
14.	Lazdukalns	56,0548	27,8237	186	2	180 / 170
Aulejas areāls						
15.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,1219	27,2829	197	2	195 / 180
16.	Trizoru kalns	56,1034	27,2850	190	2	185 / 175
17.	Azargolu kalns	56,0488	27,2564	186	2	185 / 175

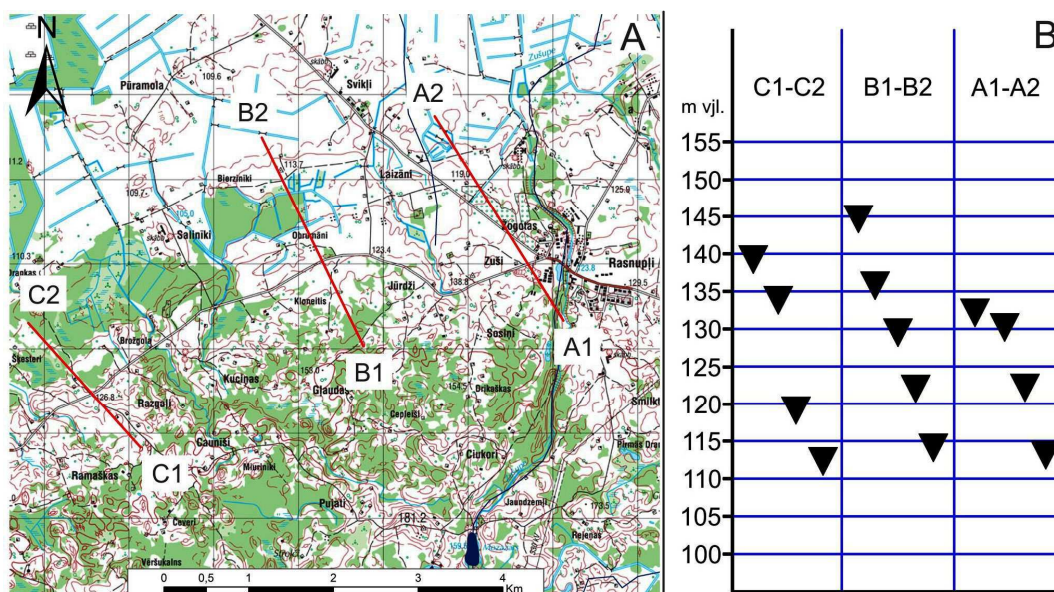
4.3. tabulas turpinājums
Table 4.3. continuation

N. p. k.	Paugura nosaukums	Koordinātas		Absolutais augstums m vjl.	Terašu skaits	Terašu līmeņu novietojums m vjl.
		Z pl. (°)	A gar. (°)			
18.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,0064	27,1885	199	2	195 / 185
19.	<i>Nav nosaukuma</i>	55,9966	27,0784	231	2	220 / 210
20.	<i>Nav nosaukuma</i>	55,9685	27,1007	226	3	220 / 210 / 195
21.	Valaiņu kalns	55,9580	27,1530	221	2	215 / 210
Rāznas-Pildas areāls						
22.	Ģertanu kalns	56,4625	27,8701	184	2	182 / 177
23.	Rudovkas kalns	56,3321	27,9335	207	2	205 / 195
24.	Pentjušu kalns	56,3280	27,8875	225	2	215 / 205
25.	Osvovas kalns	56,3298	27,8677	210	2	205 / 190
26.	Opšu kalns	56,3179	27,8532	217	2	210 / 205
27.	Brodaižas kalns	56,3238	27,7637	216	2	210 / 205
28.	Starinas kalns	56,3259	27,7150	227	3	220 / 215 / 205
29.	Gorku kalns	56,4338	27,6554	179	2	175 / 160
30.	Skarbovkas kalns	56,3250	27,5760	204	2	200 / 193
31.	Tarandas kalns	56,3253	27,6494	211	2	205 / 195
32.	Sauleskalns	56,2987	27,6113	246	3	240 / 225 / 210
33.	Dzierkaļu kalns	56,2737	27,6822	238	2	230 / 220
34.	Labunšķinas kalns	56,2544	27,7081	211	3	208 / 195 / 184
35.	Glaudiņu kalns	56,2573	27,6318	267	3	260 / 250 / 245
36.	Dubuļu kalns	56,2676	27,5951	274	3	260 / 250 / 245
37.	Sinaižu kalns	56,2537	27,5649	237	3	215 / 205 / 195
38.	Eisaku kalns	56,2295	27,6758	208	2	205 / 200
39.	Vaišļu kalns	56,2374	27,6588	236	2	235 / 220
40.	Kmpiņu kalns	56,2183	27,6126	247	3	230 / 228 / 220
41.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,2207	27,5297	250	3	240 235 / 220
42.	Dabulu kalns	56,2490	27,4913	217	2	210 / 202
43.	Andzeļu kalns	56,1734	27,5652	210	3	207 / 200 / 188
44.	Ievukalns	56,2206	27,4699	208	3	202 / 192 / ???
45.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,1939	27,4531	202	3	190 / 180 / ???
46.	Milkas kalns	56,2140	27,3961	198	2	184 / 175
47.	Lipušku kalns	56,2767	27,4494	205	3	200 / 195 / 180
48.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,2792	27,4275	203	2	200 / 194
49.	Mākoņkalns	56,2790	27,4108	248	3	240 / 220 / 208
50.	<i>Nav nosaukuma</i>	56,2835	27,3823	202	2	198 / 192
51.	Utānu kalns	56,2783	27,3475	183	2	180 / 172
Plakanvirsmas pauguri, kas neietilpst areālu robežās						
52.	Najautu kalns	56,2595	27,0239	215	3	200 / 190 / 180

* Tabula sastādīta, izmantojot datus no plakanvirsmas pauguru datubāzes (Markots, 2011).

* Data derived from A. Markots, 2011.

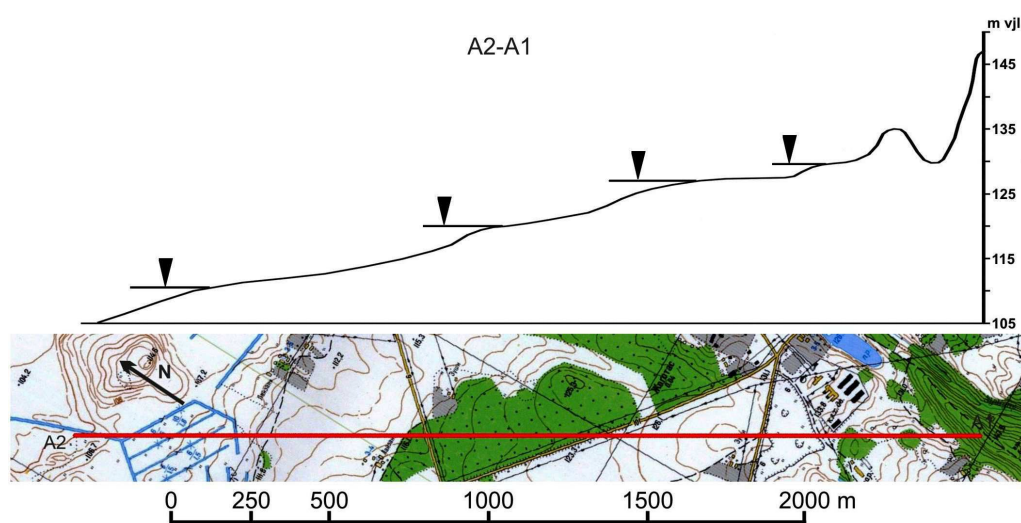
Garākā un platākā kēmu terase, turpmāk tekstā Rogovkas kēmu terase, Latgales augstienes teritorijā stiepjas gar tās ZR nogāzes A posmu, starp Rancānu un Strūžānu ciemu. Kēmu terases garums sasniedz ap 15 km, bet platums ir no 0,5 līdz 2 km. Rogovkas kēmu terasei ir izteikti vairāki terasveida līmeņi. Augstākais līmenis iezīmējas ap 140 m vjl., bet zemākie līmeņi ir ap 110 m vjl. (4.15. attēls). Šīs kēmu terases virsa pakāpeniski pazeminās DR virzienā. Tas liecina, ka ledājūdeņu straumes tecējušas no ZA vai A uz DR vai arī R. Tas kopumā sakrīt ar augstienes ledus kontakta nogāzes vērsumu. Kēmu terases virsmu stipri saposmojušas nelielas ūdensteces un lēzeni reljefa pazeminājumi, kas iespējams veidojušies izkūstot apraktajiem vai daļēji apraktajiem ledus blāķiem. Kēmu terases augstākajā līmenī tika konstatēti daļēji aprakti morēnas sīkpauguri un ledāja pārveidota dolomīta atrauņa veidots paugurs.



4.15. attēls. Rogovkas kēmu terases morfoloģiskā profila līnijas posmā no Rasnupļu līdz Šķesteru ciemiem. A. Kēmu terases morfoloģisko šķērsprofilu vietas. B. Kēmu terases līmeņu absolūtā augstuma izmaiņas pa morfoloģisko šķērsprofilu līnijām. Indeksi grafikā B norāda šķērsprofilu vietas A attēlā.

Figure 4.15. Morphological cross profiles for the Rogovka kame terrace span between Rasnupļi and Šķesteri villages. A. Location of morphological cross profiles. B. Variations of elevation along morphological cross profile lines (columns) and in the direction of meltwater streams (rows). Indexes on the graph indicate location of the cross profile lines on the map.

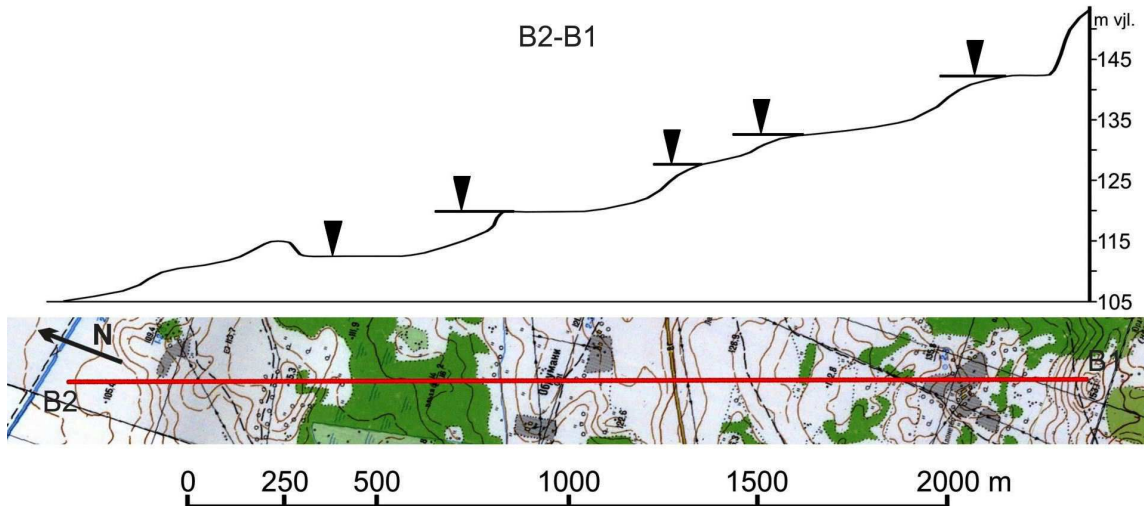
Rogovkas kēmu terases morfoloģiskajā profilā A1-A2 (4.15.B un 4.16. attēls) ir iespējams izdalīt četrus terasveida līmeņus. Augstākais terasveida līmenis ir ap 130 m vjl., bet zemākais atrodas ap 110 m vjl. Augstuma starpība starp augstāko un zemāko kēmu terases līmeni šajā profilā sasniedz gandrīz 20 m. Samazinoties kēmu terases līmeņu hipsometriskajam novietojumam, terasveida plakuma platība palielinās (4.16. attēls).



4.16. attēls. Rogovkas kēmu terases morfoloģiskā šķērsprofilu līnija A1-A2. Šķērsprofilu novietojumu skatīt 4.15. attēlā.

Figure 4.16. Morphological cross profile A1-A2 of the Rogovka kame terrace. See Figure 4.15. for location of the profile line.

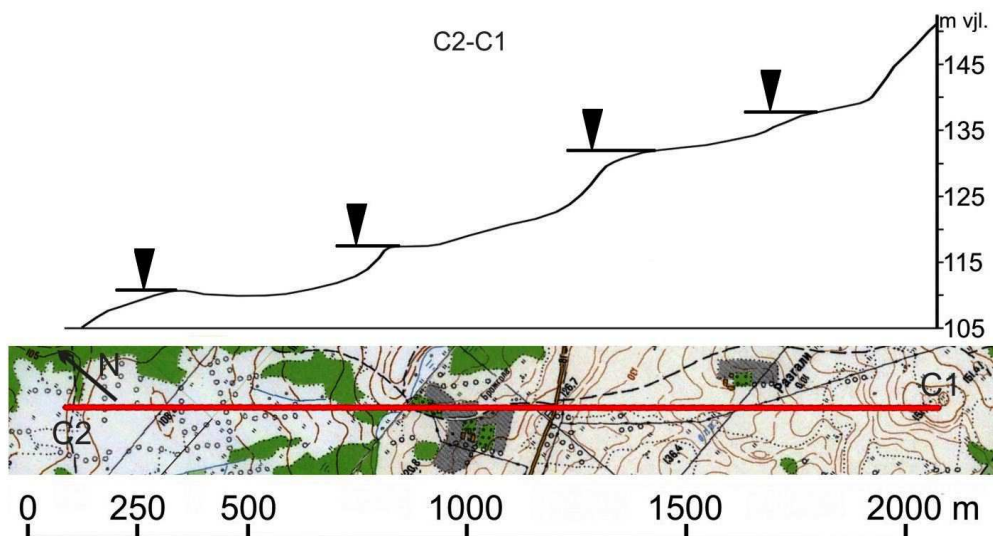
Savukārt, Rogovkas kēmu terases morfoloģiskajā profilā B1-B2 (4.15.B un 4.17. attēls) iespējams nošķirt piecus terasveida līmeņus. Augstākais terasveida līmenis ir ap 143 m vjl., bet zemāko iezīmē 112 m horizontālā. Augstuma starpība starp augstāko un zemāko kēmu terases līmeni šajā profilā ir apmēram 31 m. Profila līnija hipsometriski zemākajā kēmu terases daļā šķērso kēmu sīkpauguru, kas ir 2,5 m augsts un atrodas 115,3 m vjl.



4.17. attēls. Rogovkas kēmu terases morfoloģiskā šķēršprofila līnija B1-B2. Šķēršprofilu novietojumu skatīt 4.15. attēlā.

Figure 4.17. Morphological cross profile B1-B2 of the Rogovka kame terrace. See Figure 4.15. for location of the profile line.

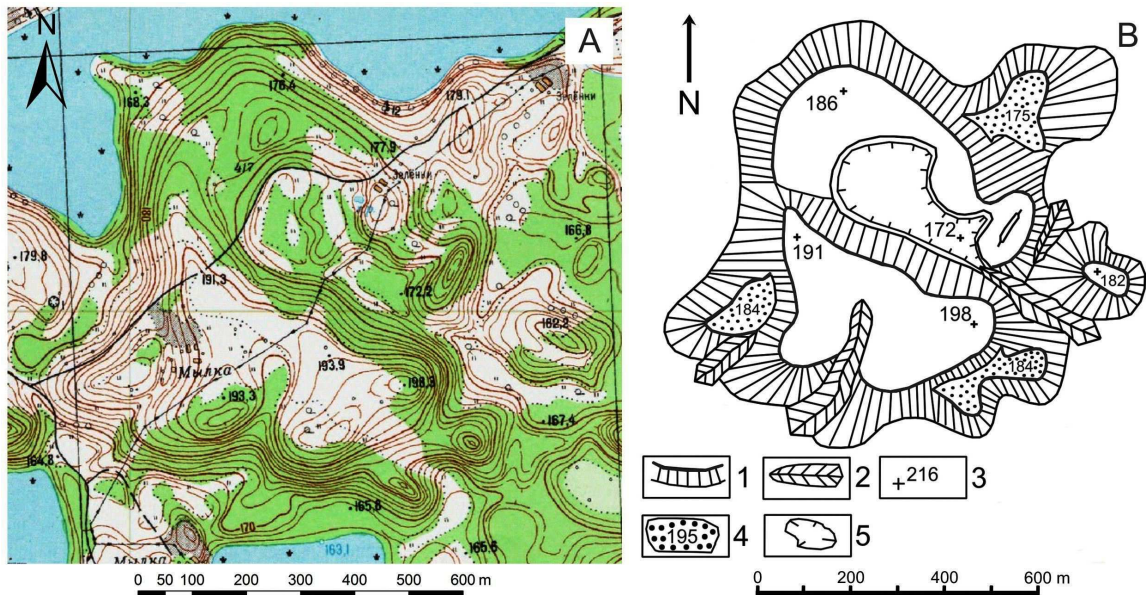
Rogovkas kēmu terases morfoloģiskajā profilā C1-C2 (4.15.B un 4.18. attēls) iespējams izdalīt četrus terasveida līmeņus. Augstākais līmenis ir ap 137 m vjl., bet zemākais sasniedz apmēram 110 m vjl. Augstuma starpība starp augstāko un zemāko kēmu terases līmeni šajā profilā ir ap 27 m.



4.18. attēls. Rogovkas kēmu terases morfoloģiskā šķēršprofila līnija C1-C2. Šķēršprofilu novietojumu skatīt 4.15. attēlā.

Figure 4.18. Morphological cross profile C1-C2 of the Rogovka kame terrace. See Figure 4.15. for location of the profile line.

Latgales augstienes teritorijā plakanvirsas pauguri ir tipiskas reljefa formas (Meirons, 1976; Straume, 1979; Āboltiņš, 1989; Markots, 2011). Šo pauguru nogāzes bieži vien ir terasētas. Atsevišķiem plakanvirsas pauguriem ir izteikti pat trīs terasveida līmeņi (Markots, 2011), kurus var uzskatīt par glaciolimniskas izcelsmes kēmu terasēm. Izmantojot kartogrāfisko materiālu un A. Markota (2011) izstrādāto plakanvirsas pauguru datubāzi, tika konstatēts, ka Latgales augstienē ir 52 plakanvirsas pauguri, kam iespējams izdalīt vismaz divus terašu līmeņus (4.3. tabula).



4.19. attēls. Milkas plakanvirsas paugura virsmas topogrāfija (A) un ģeomorfoloģiskā shēma (B). 1 – ledāja kontakta nogāzes; 2 – gravas; 3 – augstums m vjl.; 4 – kēmu terases līmeņi un to augstums m vjl.; 5 – glaciokarsta ieplaka.

Figure 4.19. Surface topography (A) and geomorphological sketch (B) of the Milkas plateau-like hill. Legend: 1 – ice contact slopes; 2 – gullies; 3 – elevation, m a.s.l.; 4 – kame terraces and their levels elevation, m a.s.l.; 5 – kettle holes.

Plakanvirsas pauguru virsas atrodas no 144 m līdz 274 m vjl. Dubuļu un Glaudiņu kalna kēmu terases augstākais līmenis sasniedz 260 m vjl., savukārt Inčuku kalna vienīgā kēmu terase atrodas 144 m vjl. Plakanvirsas pauguru kēmu terašu hipsometriskā novietojuma starpība Latgales augstienē sasniedz 116 m. Lielākā starpība starp augstāko un zemāko terases līmeni ir fiksēta Tumužu kalnam un tā sasniedz 33 m (4.2. tabula).

Piemēram, uz Milkas plakanvirsas paugura (4.19. attēls) nogāzēm ir izsekojamas trīs segmentveida kēmu terases. Pie DR un DA nogāzēm pieguldīto kēmu terašu virsa atrodas ap 184 m vjl. Turpretim paugura ZA nogāzei pieguļošās kēmu terases virsa ir ap 175 m vjl. Starpība starp virsu līmeņiem ir 9 m.

Kēmu terases ir izplatītas arī Latgales augstienes austrumu daļas periferiālajā zonā gar Istras, Zilupes un Asūnīcas pazeminājumu nogāzēm. Istras upes labajā krastā ap 1 km R no Zilupes tika fiksēta neliela kēmu terase, kuras virsa pazeminās DA virzienā no 120 m vjl. līdz 115 m vjl. Tās garums ir ap 1,1 km, bet platums platākajā vietā sasniedz 500 m. Kēmu terases virsma ir nelīdzena, saposmota ar glaciokarsta ieplakām līdzīgiem pazeminājumiem, kuri piešķir terases virsmai sīkpaugurotu saposmojumu.

Savukārt, veicot pētījumus posmā no Terehovas līdz Šuškovai gar Zilupes pazeminājuma abām nogāzēm, tika konstatēti terasveidīgi veidojumi. Kopējais kēmu terases garums ir ap 12 km, bet lielākais platums sasniedz 450 m. Šīs kēmu terases virsa pazeminās Z virzienā no 130 m līdz 120 m vjl. Kēmu terases virsma ir nelīdzena,

sīkpauguraina, ir arī novērojami nelieli pazeminājumi, kas iespējams veidojušies glaciokarsta procesu ietekmē.

Asūnīcas kēmu terases stiepjas gar Asūnīcas pazeminājuma Z nogāzi ap 1,1 km DA no Pļesņevas. Tās garums ir ap 1,2 km, bet platākā vieta sasniedz 250 m. Kēmu terases garenass, kas vērsta A-R virzienā, sakrīt ar pazeminājuma vērsumu šajā posmā. Tā pazeminās A virzienā no 145 m līdz 140 m vjl., un tā ir saposmota ar kēmu sīkpauguriem. Atsevišķu sīkpauguru relatīvais augstums sasniedz 3-5 m. Dažās vietās novērojami nelieli pazeminājumi, kas morfoloģiski atgādina glaciokarsta ieplakas.

Savukārt teritorijā gar lielāko subglaciālo iegultņu (Garos, Okras, Dubuļu un Geraņimovas-Ilzas ezeriem) nogāzēm kēmu terases netika konstatētas. Vidzemes un Alūksnes augstienēs bieži vien gar šo reljefa formu nogāzēm veidojas joslveida kēmu terases (piemēram, Bānūžu-Lodes kēmu terase).

4.2. Kēmu terašu iekšējā uzbūve un nogulumu vecums

Lauka pētījumos iegūtie dati liecina, ka kēmu terašu iekšējā uzbūve Latvijā ir daudz sarežģītāka un daudzveidīgāka, nekā tas agrāk tradicionāli tika uzskatīts (Danilāns 1973; Meirons 1975; Straume 1979). Pastāvēja vispārināts viedoklis, ka kēmu terases sastāv no glaciofluviāliem nogulumiem, kurus veido ledājūdeņu no ledāja virsas noskalotais atlūzu materiāls vai pārskalota dažāda vecuma morēna, bet atsevišķos gadījumos – arī pārgulsnēti dažādas izcelsmes nogulumi un pirmskvartāra iežu atlūzas. Līdz ar to šo nogulumu rupjatlūzu frakciju petrogrāfiskais sastāvs ir līdzīgs morēnas nogulumiem, bet atsevišķos gadījumos var stipri variēt (Danilāns, 1973). Kēmu terašu granulometriskajā sastāvā dominē rupjatlūzu frakcijas – oļi, grants, rupjgraudaina un vidējgraudaina smilts, vietām ar sīku laukakmeņu piemaisījumu (Meirons, 1975). Kēmu terases veidojošiem nogulumiem ir raksturīgs dažāda veida kārtojums – slīpslāņojums, kūļveida, slīpslāņoti viļņotais, lēzeni paralēlais un apliecošais slāņojums. Slāņojuma raksturu nosaka ledājūdeņu straumju īpašības – plūsmas ātrums un intensitāte, un piesātinājums ar drupu materiālu, kā arī citi lokāla rakstura apstākļi (Āboltiņš, Markots 1998; Meirons 1975).

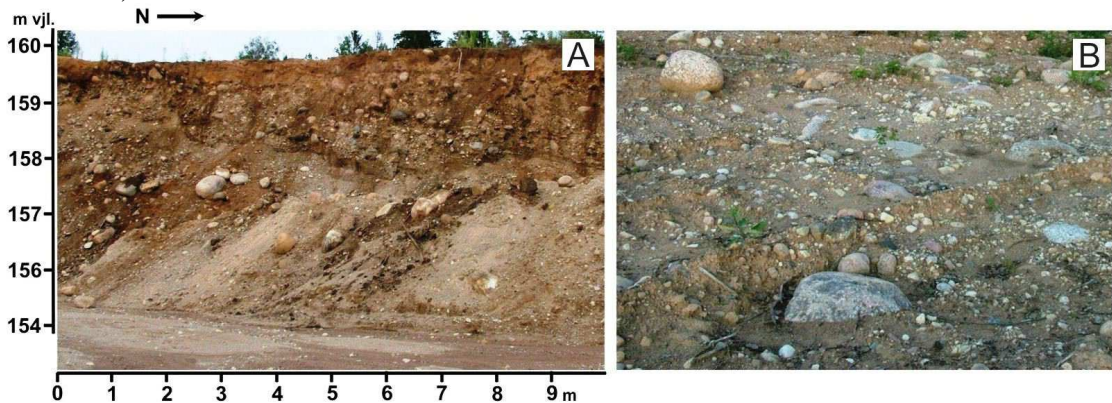
Pētījums Lietuvā (Bitinas et al., 2004) pierāda, ka kēmu terases var veidot arī glaciolimniskie nogulumi, kuri sastāv no smalkgraudainas smilts, aleirītiskas smilts, aleirīta, kā arī no mālainiem nogulumiem – mālaina materiāla starpkārtām, ieslēgumiem un pat slokšņu māla. Taču parasti uzskata, ka kēmu terases veidojošie nogulumi ir nogulsnēti ledāja deglaciācijas laikā.

Kēmu terases veidojošo nogulumu saguluma apstākļus ietekmē vairāki faktori – nogulumu granulometriskais un litiskais sastāvs, ledājūdeņu straumju intensitāte un virziena maiņas, nogulumu atūdeņošanās un noblīvēšanās procesi (Lider, 1986), ledus kušanas intensitāte un ar to saistītā ledāja atkāpšanās dinamika (Eberhards, 1977), kā arī dažādi citi procesi, piemēram, glaciokarsts (Flint, 1964).

Kēmu terašu morfoloģiskā, iekšējās uzbūves un veidošanās apstākļu dažādība liek uzskatīt, ka šīs reljefa formas veidojušie nogulumi, iespējams, ievērojami atšķiras pēc vecuma. To apstiprina kēmu terases veidojošo nogulumu datēšana ar OSL metodi. Ne vienmēr ar vienu nogulumu datēšanas metodi ir iespējams iegūt pietiekami drošus pierādījumus par nogulumu sedimentācijas laiku. Nereti ar vienu metodi iegūto datējumu sērija sniedz datus, kas ir ne tikai savstarpēji pretrunīgi, bet arī pretrunā ar paleoģeogrāfiskiem secinājumiem, kuri iegūti, izmantojot citas metodes (Raukas et al., 2004). Tāpēc paralēli OSL datēšanas rezultātiem ir izmantoti datējumi, kuri iegūti pētāmajā teritorijā ar ¹⁰Be metodi (Rinterknecht et al., 2006; Zelčs et al., 2011b). Protams, ka ar dažādam datēšanas metodēm iegūto rezultātu salīdzināšana ir problemātiska (Walker, 2005), taču šo rezultātu aptuvena sakritība apstiprina iegūto datu ticamību.

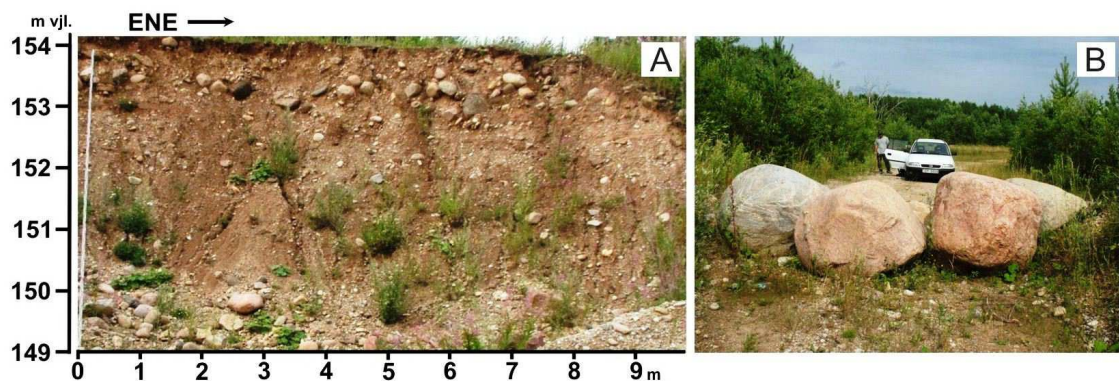
4.2.1. Vidzemes augstienes kēmu terašu iekšējā uzbūve

Iegūtie rezultāti par kēmu terases iekšējo uzbūvi ir balstīti uz strukturģeoloģiskiem un tekstūru pētījumiem karjeru atsegumos un uz ģeoloģisko urbumu datiem. Cesvaines-Vesetas kēmu terases Cesvaines-Aronas posmu veidojošo nogulumu pētījumi tika veikti Bikšēres apkārtnē (Bikšēres ziemeļu, Bikšēres un Bikšēres-Rūpnieku karjerā), Sarkaņu, Smeceres sila un Lejaskļaviņu karjea atsegumos (1. un 2. pielikums). Iegūtie rezultāti liecina, ka kēmu terases nogulumu granulometriskais sastāvs, saguluma apstākļi un tekstūra dažādos terases posmos un līmeņos ievērojami atšķiras. Cesvaines-Vesetas kēmu terases posmā no Cesvaines līdz Aronas upei hipsometriski augstākajos līmeņos, Smeceres sila karjerā (~160 m vjl.) un Bikšēres ziemeļu karjerā (~155 m vjl.) griezumos tika konstatēta ievērojama laukakmeņu koncentrācija un pat bruģis (4.20. un 4.21. attēls).



4.20. attēls. Cesvaines-Vesetas kēmu terases hipsometriski augstāko līmeņa daļu iekšējā uzbūve Smeceres sila karjerā. A. Sīkakmeņu ($\text{Ø}100\text{-}1000\text{ mm}$) un oļu ($\text{Ø}10\text{-}100\text{ mm}$) koncentrācija glaciofluviālo nogulumu slāņkopas augšējā daļā. B. Laukakmeņu bruģis blakus Smeceres sila karjeram.

Figure 4.20. Internal composition of the highest terrace-like levels of the Cesvaine-Vietalva kame terrace in the outcrop at the Smeceres sils gravel pit. A. Cobbles ($\text{Ø}100\text{-}1000\text{ mm}$) and pebbles ($\text{Ø}10\text{-}100\text{ mm}$) concentration on the top of glaciofluvial deposits. B. A bolder pavement in the surroundings of the Smeceres sils gravel pit.



4.21. attēls. Cesvaines-Vesetas kēmu terases hipsometriski augstāko līmeņa daļu iekšējā uzbūve Bikšēres Ziemeļu karjerā. A. Sīkakmeņu ($\text{Ø}100\text{-}1000\text{ mm}$) un oļu ($\text{Ø}10\text{-}100\text{ mm}$) koncentrācija glaciofluviālo nogulumu slāņkopas augšējā daļā. B. Laukakmeņu krāvumi Bikšēres ziemeļu karjerā.

Figure 4.21. Internal composition of the highest terrace-like levels of the Cesvaine-Vietalva kame terrace at the Bikšēres North pit. A. Cobbles ($\text{Ø}100\text{-}1000\text{ mm}$) and pebbles ($\text{Ø}10\text{-}100\text{ mm}$) concentration on the uppermost part of glaciofluvial sequence. B. Boulders in the Bikšēres North pit.

Glaciofluviālo nogulumu slāņkopas biežums Biksēres Ziemeļu karjerā (1. un 2. pielikums) ir no 6 līdz 7 m. Karjerā sastopami laukakmeņi (4.21. attēls), kuru garums sniedzās no 1,2 līdz 1,5 m. Savukārt zem laukakmeņu bruģa atrodas granulometriski smalkāki nogulumi – smilts, grants un oļi, vietām arī aleirītisks un mālains materiāls vai arī pārskalotas morēnas joslas, kas izķīlējas nelielā attālumā, bet labāk saglabājušās zem laukakmeņiem.

Aptuveni 6 km uz DR no Biksēres ziemeļu karjera un 300 m uz Z no Sarkanu ciemata atrodas Sarkanu karjers (1. un 2. pielikums), kurā derīgo izrakteņu ieguve ir pārtraukta, bet grants-smilts materiāla ieguves laikā laukakmeņi savākti mākslīgā veidojumā un liecina par laukakmeņu ievērojamu koncentrāciju atseguma griezuma augšdaļā. Laukakmeņu garenass sasniedz 1-1,5 m (4.22. attēls). Kartogrāfiskā materiāla analīze liecina, ka laukakmeņu un oļu slānī kēmu terases virsma karjera robežās ir no 145 m līdz 160 m vjl.



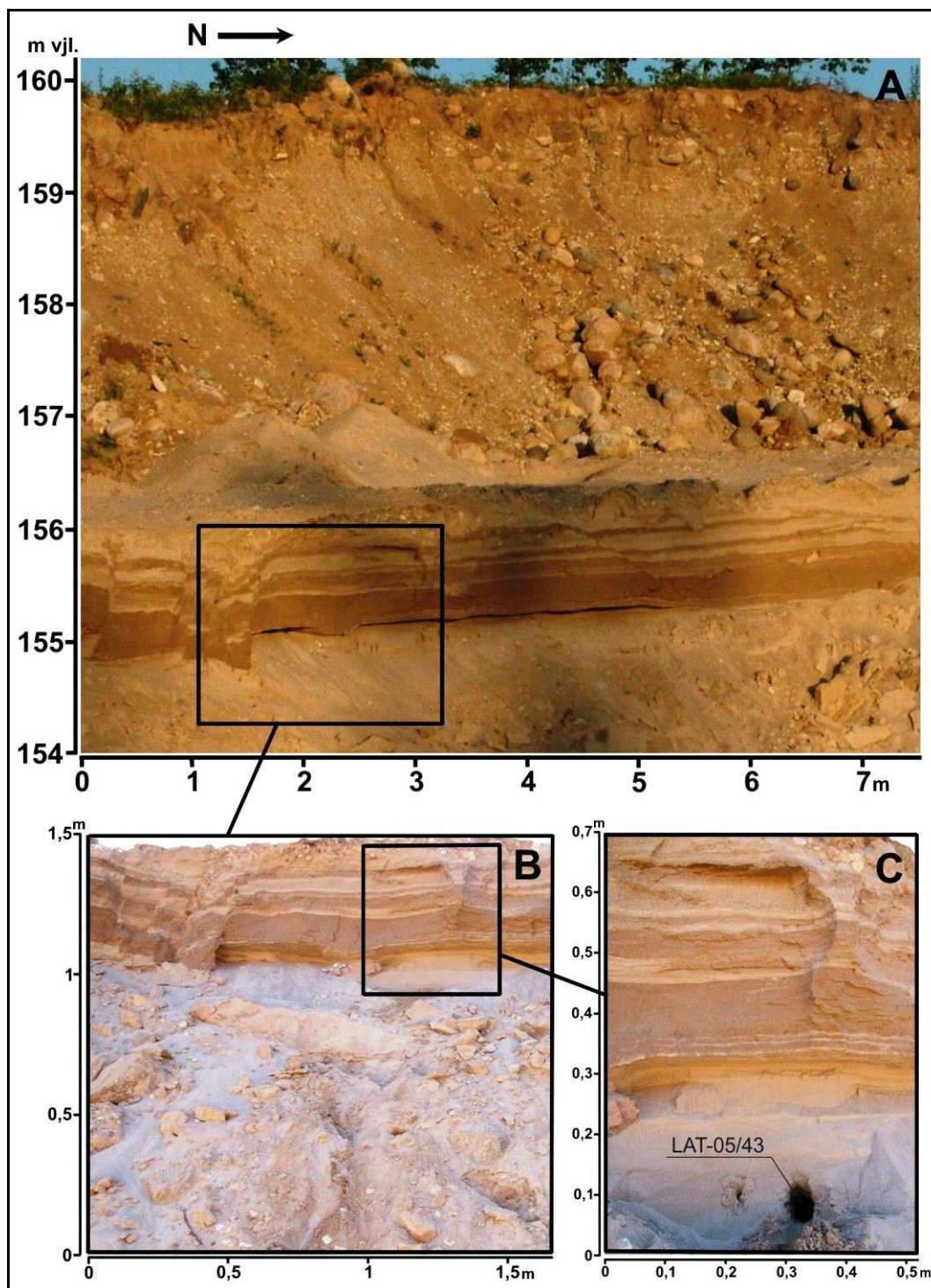
4.22. attēls. Savāktu laukakmeņu sakopojums Sarkanu karjerā pēc grants un smilts materiāla ieguves.

Figure 4.22. Boulders remaining after extraction of gravel and sand material in the Sarkanu pit.

Vietām uz terases virsas ir novērojami izkliedēti lieli laukakmeņi. Daži no tiem, piemēram, Ivānu Velnakmens ($56^{\circ}54'22''N$, $26^{\circ}17'20''E$), sasniedz dižakmens izmērus, tas atrodas 158 m vjl.

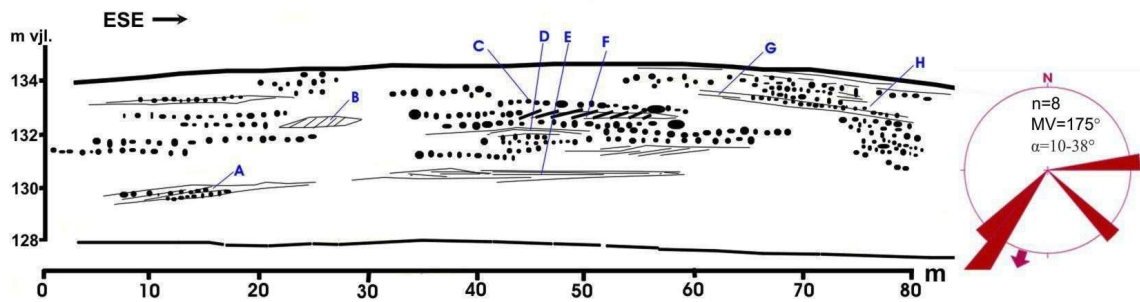
Smeceris sila karjerā (1. un 2. pielikums) glaciofluviālo nogulumu slāņkopas biežums ir robežās no 8 m līdz 10 m. Slāņkopas virskārtu veido laukakmeņu koncentrācija, kura vietām atgādina bruģi. Zem tiem seko granulometriski smalkāki nogulumi, kuru sastāvā dominē oļi, grants un rupjgraudaina smilts, kā arī novērojamas pārskalotas morēnas joslas. Šīs slāņkopas kopējais biežums ir no 4 līdz 5 m (4.23. attēls). Zemāk seko aptuveni no 0,5 līdz 1 m bieža glaciolimniskas izcelsmes nogulumu slāņkopa. To veido aleirītiska smilts, vietām arī mālainas smalkgraudainas smilts slāņu mija ar vidējgraudainas un smalkgraudainas smilts kārtām (4.23. attēls). Savukārt zem glaciolimniskajiem nogulumiem tika fiksēta vidējgraudaina un rupjgraudaina smilts ar smalkas grants graudiņu piemaisījumu (4.23. attēls). Šī slāņa biežums ir no 3 līdz 4 m.

Kēmu terases Cesvaines-Madonas posma hipsometriski zemākajos līmeņos, sākot ar 130–135 m, reljefa formas iekšējā uzbūve ievērojami atšķiras. Salīdzinājumā ar iepriekš raksturoto Biksēres Ziemeļu karjera, Biksēres karjera un Biksēres Rūpnieku karjera atsegumos laukakmeņu koncentrācija nav novērojama. Nogulumus veido oļi, grants un smilts materiāls ar atsevišķiem izkliedētiem sīkiem laukakmeņiem.



4.23. attēls. Cesvaines-Vesetas kēmu terases hipsometriski augstāko līmeņu daļu iekšējā uzbūve Smeceres sila karjerā. A. Atseguma kopskats. B. Atseguma fragments – atseguma hipsometriski zemākā daļa, kuru veido smalkāki nogulumi. C. Atseguma fragments, kur redzama robeža starp smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts slāni un mālaina aleirīta slāni. Ar indeksu LAT-05/43 ir norādīta OSL datējuma vieta.

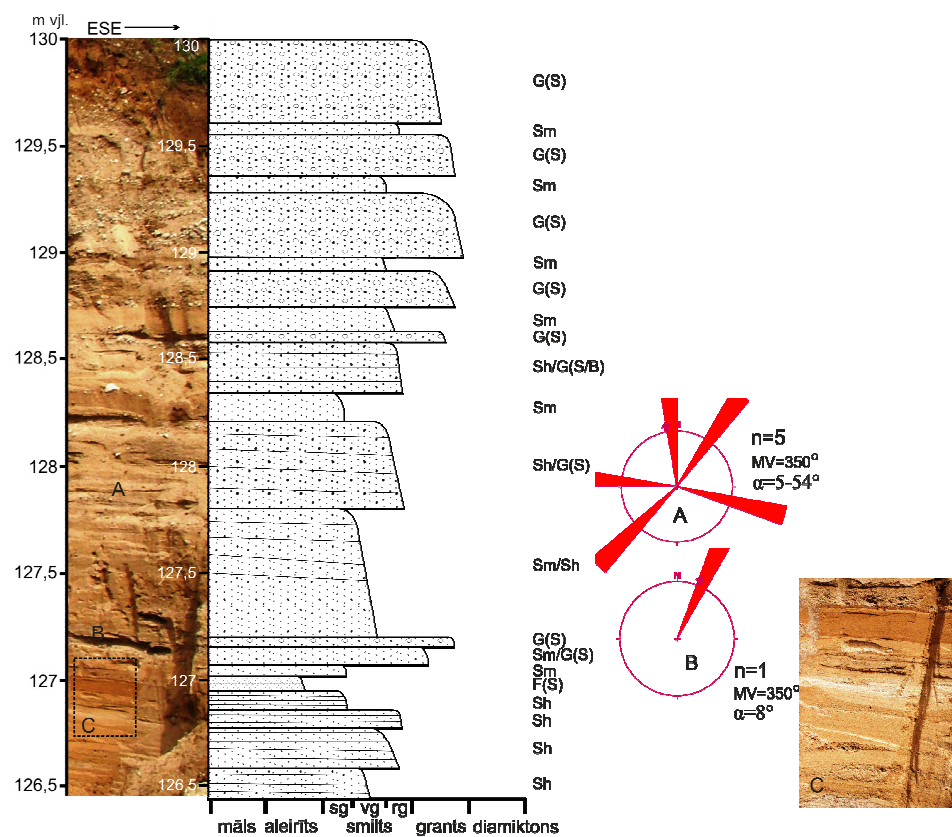
Figure 4.23. Internal composition of the highest terrace-like level of the Cesvaine-Vietalva kame terrace at the Smeceres sils gravel pit. A. An overview of the gravel pit. B. A fragment the lowest part of the pit. Showing fine grained presumably glaciolacustrine sediments. C. A fragment the fine sand contact with silt and clay. LAT-05/43 – sampling site for OSL dating.



4.24. attēls. Biksēres smilts-grants karjera atseguma zīmējums ar slīpslāņoto sēriju mērījumu vietām un mērījumu rezultātu diagramma. Diagrammas apzīmējumus skat. 5. pielikumā.

Figure 4.24. Sketch of the Biksēre sand and gravel pit with measuring sites of the cross-bedded series and diagram of the measurement results. Legend for diagram see in Appendix No. 5.

Biksēres karjera atsegumā (1. un 2. pielikums), kas atrodas ap 70 m uz D no Biksēres ūdenstilpnes, kēmu terases virsa ir 134 m vjl. Veikto slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultātu dominējošais krituma virziens ir no 211° līdz 224° (4.24. attēls). Izdalās arī virzieni, kas vērsti šķērseniski dominējošajam slīpslāņoto sēriju virzienam (84° un 130°) Mērījumu rezultāti liecina, ka ledāja kušanas ūdeņu straumju dominējošais virziens ir bijis no ZA uz DR, kas sakrīt ar kēmu terases posma orientāciju un ledāja kontakta nogāzes vērsumu. Sekundārie šķērseniskie virzieni liecina par ledājūdeņu straumju furkāciju un turbulento raksturu, kā arī par iespējamu sanesē materiāla pieplūdi no ledāja un ārpusledāja teritorijas.



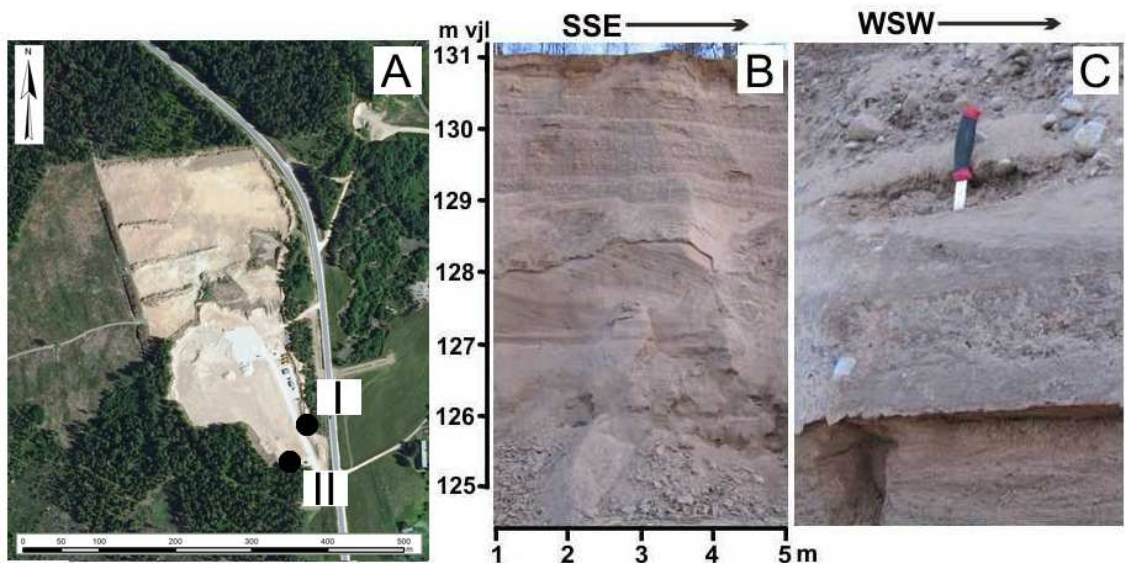
4.25. attēls. Biksēres Rūpnieku karjera ziemeļaustrumu sienas atseguma glaciofluviālo nogulumu saguluma apstākļi. A. Slīpslāņoto sēriju mērījumu vieta un iegūto rezultātu atainojums diagrammā. B. Nogulumu slāņu kontakta mērījumu vieta un mērījumu rezultātu

atinojums sektordiagrammā. C. Granulometriski smalkāko nogulumu saguluma apstākļi. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

Figure 4.25. Internal structure of Cesvaine-Veseta kame terrace. A. Measuring sites of the cross-bedded series and diagram of measurement results. B. Measuring site of the bedding contacts of sediments at the Bikšēre Rūpnieki outcrop and diagram of the measurement results. C. The fragment of the pit with fine sediments. Lithofacial codes and legend for diagrams see in Appendix No. 5.

Bikšēres Rūpnieku karjera atsegumā (4.25. attēls), kas atrodas ap 0,5 km uz DA no Bikšēres, kēmu terases virsa atrodas ap 130 m vjl. Tur tika konstatēti salīdzinoši smalkāka granulometriskā sastāva nogulumi – aleirīts, dažādgraudaina smilts, grants un oļi, kā arī plāni olīvzaļgana māla starpslāņīši un mālaina materiāla ieslēgumi. Karjera sienā atsegtais slānis ir paralēli slīpslāņots. Slīpslāņoto sēriju kritums vērsti nogāzes virzienā. Vietām novērojamas vertikālas plaisas. Nogulumu slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultāti 1,2 m attālumā no griezuma pamatnes ievērojami atšķiras. Tas liecina, ka ledājkūšanas ūdeņu straumes nav bijušas pastāvīgas – tās mainījušas tecējuma virzienus. Atsegumā ir novērojamas horizontālas plaisas, kas rada nelielus traucējumus nogulumu sākotnējā sagulumā.

Cesvaines-Vesetas kēmu terases Veckalsnavas posma iekšējā uzbūve tika pētīta Lejaskļaviņu karjera atsegumos, kas atrodas Mārcienas-Sauleskalna ceļa R pusē, ap 200 m uz ZR no Kalna Patmalnieku mājām, Jāņukalna karjerā, kas ierīkots 1,3 km uz DA no Jāņukalna, un Vesetas karjera atsegumos (1. un 2. pielikums).

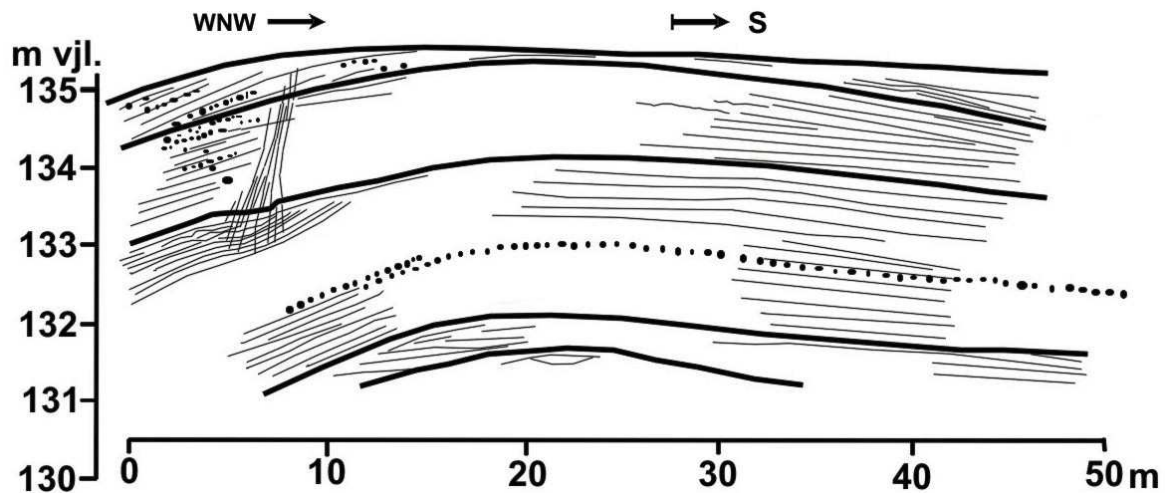


4.26. attēls. Cesvaines-Vesetas kēmu terases Veckalsnavas posma iekšējās uzbūves īpatnības. A – Lejaskļaviņu karjera novietojums. B – Glaciofluviālo nogulumu saguluma apstākļi Lejaskļaviņu karjera A sienā. C – Lejaskļaviņu karjera D sienas atseguma fragments. Naža garums 20 cm.

Figure 4.26. Internal structure of the Cesvaine-Veseta kame terrace. A – Location of Lejaskļaviņu sand-gravel pit. B – Composition of glaciofluvial sediments of the E wall of Lejaskļaviņu outcrop. C – The fragment of S wall of the pit. The knife length is 20 cm.

Lejaskļaviņu karjerā (4.26. attēls) tika pētīti glaciofluviālie nogulumi, kuri pēc granulometrijas atbilst dažādas graudainības smilts, grants un oļu frakcijām. Karjera D sienas atsegtajā daļā ap 4 m no karjera pamatnes novērojams 20-30 cm biezs diamiktona slānis (4.26. C attēls), kas pārsedz 15 cm biezu rupjgraudainas un vidējgraudanas smilts

slāni, zem kura paguļ no 3,5 līdz 3,8 m biezs grants un dažāda izmēra oļu slānis ar sīkiem laukakmeņiem. Diamiktona slāni pārsedz oļainas grants slānis. Tam uzguļ dažādgraudainas smilts un grants slāņu mija. Karjera sienā atsegtajam slānim raksturīgs paralēls un slīps slāņojums (4.26. B attēls). Vietām novērojama starpslāņu izķīlēšanās. Veiktie nogulumu slīpslāņoto sēriju un slāņojuma kontaktu mērījumi norāda, ka slīpslāņoto sēriju krituma azimuts mainās no 180° līdz 210°. Tas liecina par ledājūdeņu straumju tecējumu D un DR virzienā. Slīpslāņoto sēriju krituma leņķi ir robežās no 14° līdz 26°. Veckalsnavas kēmu terases virsas hipsometriskais novietojums Jāņukalna apkaimē mainās no 110 līdz 135 m vjl. Karjera sienā atsegtajam slānim raksturīgs paralēls slāņojums, bet nogāzes tuvumā vērojams kritums tās virzienā (4.27. attēls).



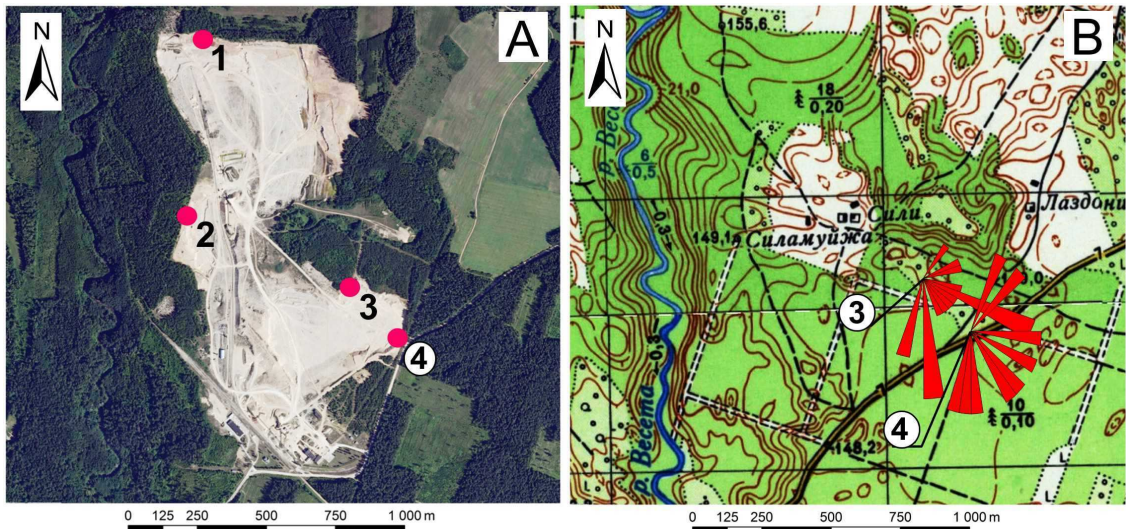
4.27. attēls. Cesvaines-Vesetas kēmu terases Veckalsnavas posma iekšējā uzbūve karjerā 1,3 km uz dienvidaustrumiem no Jāņukalna ciemata.

Figure 4.27. Internal structure of the Jaunkalsnava span of the kame terrace in the sand pit 1.3 km SE of the Jāņukalns willage.

Vaļņa kodolu veido balta smalkgraudaina smilts ar tecējuma ripsnājuma tekstūru. To pārsedz vidējgraudaina, lēzeni sīki slīpslāņota smilts. Tecējuma ripsnājuma sēriju šuvju kritums vērsts dažādos virzienos. Lēzeni sīki slīpslāņoto vidējgraudaino smilti pārsedz vidējgraudainas un smalkgraudainas smilts slānīšu mija. Smalkgraudainās smilts starpkārtiņas ir 2-5 cm biezas, un tajās novērojams tecējuma ripsnājums. Augšējo griezumā daļu veido sīki slāņota vidējgraudainas un rupjgraudainas smilts kārtiņu mija ar grants starpkārtām ar retiem oļiem. Smiltī ir novērojamas ar trīsvērtīgo dzelzs oksīdu sacementētas un paralēli slāņojumam stieptas josliņas, kas konstatējamās līdz 0,8 m dziļumam un atrodas cita no citas 5-8 cm attālumā. Visa kēmu terases erozijas palikšni veidojošā slāņkopa ir lēzeni izliekta (4.27. attēls), tā atrodas 130-135 m vjl. līmeņa. Atseguma ZR nogāzē slāņkopas uzbūvi papildus sarežģī mikrokroka (šarnīra vērsums 40°, krituma leņķis 12°), kā arī kāpļveida mikronomatu sērija (normālā summārā pārvietojuma amplitūda ir 10-12 cm), to kritums caurmērā ir 300° virzienā ar leņķi 60-65°. DA nogāzē izdarītais mērījums uzrāda krituma azimutu 122° un krituma leņķi 62°. Līdz ar to var secināt, ka lēzenas krokas veida izliekums ir radies, vai nu materiālam nevienmērīgi noblīvējoties atūdeņošanās un noblīvēšanās procesā, vai arī glaciokarsta, vai nelielas amplitūdas nogulumu slīdēšanas ietekmē.

Vietalvas karjers atrodas 2 km uz austrumiem no Vietalvas un atspoguļo Cesvaines-Vesetas kēmu terases Veckalsnavas posma uzbūvi tā paplašinātajā daļā (4.28. attēls). Kēmu terases virsa atrodas 147 m vjl. dienvidu daļā un 158 m vjl. ziemeļu daļā. Kēmu terases virsmu var raksturot kā sīkpauguraini saposmotu, vietām ar nelielām un

lēzenām glaciokarsta ieplakām. Kritums vērsts D virzienā. Glaciofluviālo nogulumu slāņa biezums pārsniedz 10 m, un to veido oļi, grants un dažādas graudainības smilts, vietām konstatēti arī atsevišķi laukakmeņi. Kopumā dominē oļainas grants slāņu mija ar grantainas smilts vai dažādgraudainas smilts materiālu (4.29. attēls).

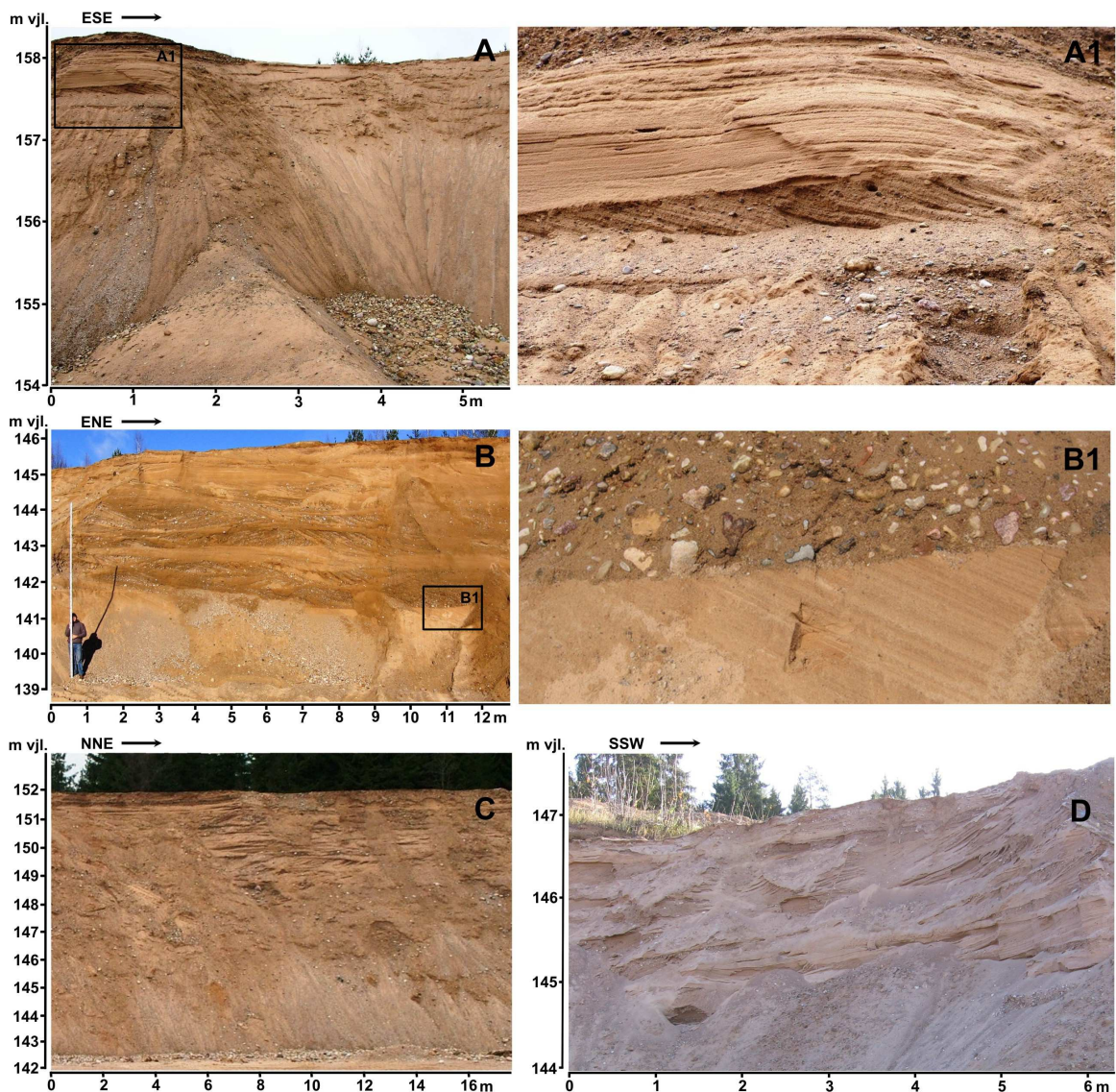


4.28. attēls. Cesvaines-Vesetas kēmu terases Veckalsnavas posma Vietalvas smilts-grants karjera novietojums un apkārtnes topogrāfija. A. Pētījumu vietas: 1. Z sienas atsegums; 2. R sienas atsegums; 3. Z sienas atsegums karjera DA daļā; 4. D sienas atsegums karjera DA daļā. B. Vietalvas karjera nogulumu slīpslāņoto sēriju un slāņu kontaktu mērījumu diagrammas: 3. karjera DA daļas Z sienas atsegumā veikto mērījumu rezultātu sektordiagramma ($n = 15$; $MV = 136^\circ$; $\alpha = 12-24^\circ$); 4. karjera DA daļas D sienas atsegumā veikto mērījumu rezultātu diagramma ($n = 9$; $MV = 123^\circ$; $\alpha = 4-25^\circ$). Diagrammu apzīmējumus skat. 5. pielikumā.

Figure 4.28. Vietalva sand-gravel pit of the Veckalsnava span of the Cesvaine-Veseta kame terrace location and surrounding topography. A. Sites of the studied sections of the Vietalva sand-gravel pit: 1. N site; 2. W site; 3. N site in the SE part of the outcrop; 4. S site in the SE part of the outcrop. B. Vietalva pit measuring sites and diagrams: 3. SW part of the outcrop of the N face ($n = 15$; $MV = 136^\circ$; $\alpha = 12-24^\circ$); 4. SW part of the outcrop of the S face ($n = 9$; $MV = 123^\circ$; $\alpha = 4-25^\circ$). Legend for diagrams see in Appendix No. 5.

Karjera Z daļā, kur kēmu terases virsa atrodas ap 158 m vjl., novērojams lēzeni izliekts plakanparalēlais slāņojums un diagonālais slīpslāņojums. Glaciofluviālos nogulumus veido dažāda rupjuma smilts slāņi. Vietām ir sastopami arī aleirīta un rupjgraudainas smilts, un grants slāņi ar oļiem (4.29. A un A1 attēls).

Karjera DA daļā kēmu terases virsa atrodas 146-147 m vjl. Šajā daļā iekšējās uzbūves pētījumi tika veikti Z un D atsegumos. Abos atsegumos, līdzīgi kā karjera Z daļā, arī novērojams plakanparalēlais slāņojums un diagonālais slīpslāņojums (4.29. B, B1 un C attēls). Nogulumu granulometriskais sastāvs variē no smalkgraudainas smilts līdz oļiem. Z atsegumā slīpslāņoto sēriju mērījumi uzrāda dominējošo krituma azimutu robežās no 112° līdz 194° un krituma leņķi no 12° līdz 24° (4.28. B3 attēls). D atsegumā, kas atrodas ap 250 m DA no Z atseguma, slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultāti ir līdzīgi iepriekš minētajiem – dominējošais krituma azimuts ir no 115° līdz 195° un krituma leņķis no 12° līdz 24° (4.28. B4 attēls). Kopumā mērījumu rezultāti sakrīt ar kēmu terases virsas krituma virzienu.

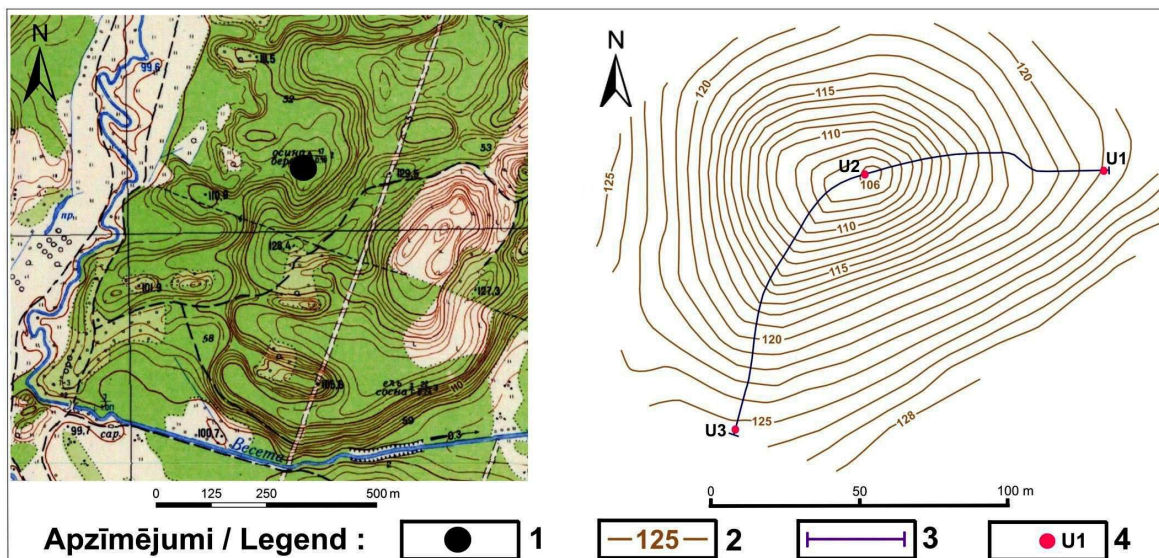


4.29. attēls. Cesvaines–Vesetas kēmu terases Veckalsnavas posma iekšējā uzbūve Vietalvas smilts-grants karjerā. A. Vietalvas karjera Z atseguma kopskats. A1. Glaciofluviālo nogulumu saguluma plakanparalēlais slāņojums un diagonālais slīpslāņojums. B. Vietalvas karjera DA daļas Z sienas atseguma kopskats. B1. Glaciofluviālo nogulumu diagonālais slīpslāņojums (zemāk) un dažādas graudainības smilts, grants un oļu slānis (augstāk). C. Vietalvas karjera R sienas atsegums. D. Vietalvas karjera DA daļas D sienas atsegums.

Figure 4.29. Internal structure of the Veckalsnava span of the Cesvaine-Veseta kame terrace at the Vietalva sand-gravel pit. A. An overview of composition of the N wall of the pit. A1. A fragment of the N wall, flat parallel and diagonal cross bedding of glaciofluvial sediments. B. An overview of composition in SE part of the N wall of the pit. B1. Flat erosional contact of the sandy material and gravel pebbles. C. An overview of the compositions of the W wall of the pit. D. An overview of the compositions of the S wall of the pit.

Karjera vidusdaļā, kur kēmu terases virsa ir ap 152 m vjl., glaciofluviālo nogulumu slāņa biezums pārsniedz 10 m (4.29. B attēls). Karjera R atsegumā nogulumus veido dažāda rupjuma smilts un oļainas grants slāņu mija, kā arī reti, sīki akmeņi (100-250 mm). Novērojams plakanparalēlais un diagonālais slāņojums, kā arī atsevišķās vietās tika

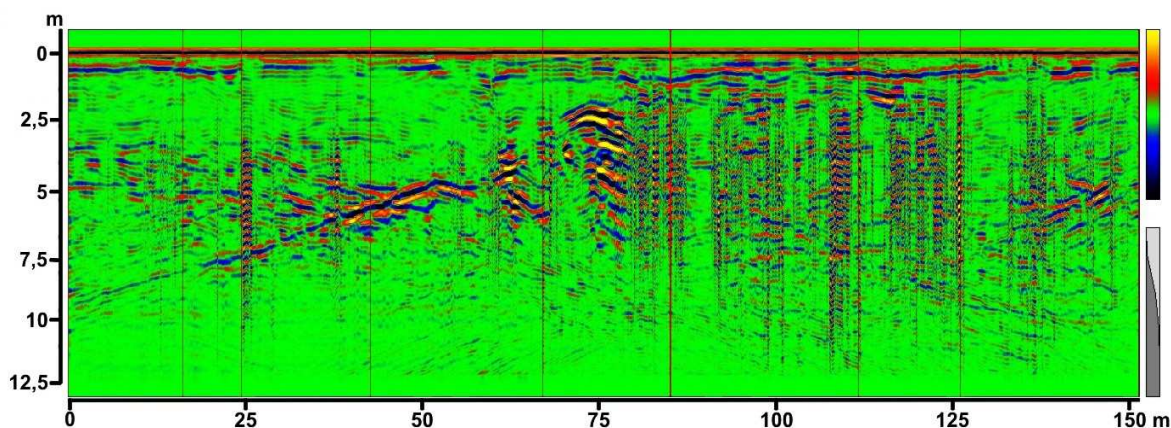
konstatētas nogulumu slīdējuma pazīmes, kā arī vertikālas un diagonālas plaisas. Šo deformāciju izcelsme, iespējams, ir saistīta ar glaciokarsta, kā arī nogulumu noblīvēšanās un atūdeņošanās procesiem.



4.30. attēls. Detāli pētītā glaciokarsta ieplaka un tās topogrāfija. Apzīmējumi: 1. glaciokarsta ieplakas atrašanās vieta; 2. horizontāles (m vjl.); 3. RLZ profila līnija; 4. ģeoloģisko urbumu vietas un to numuri.

Figure 4.30. Location and topography of the glaciokarst kettle studied in details. Legend: 1. Location of the glaciokarst kettle; 2. Contour lines (m asl.); 3. GPR profile line; 4. Location of the test boreholes and their number.

Dienvidrietumos no Vietalvas karjera sākas teritorija, kuru stipri saposmojušas glaciokarsta ieplakas. Lai izzinātu kēmu terases iekšējās uzbūves īpatnības, tajā tika veikta radiolokācijas profilēšana. Lai veiktu radiolokācijas profila ģeoloģisko interpretāciju, uz profila līnijas ar rokas urbi tika izdarīti ģeoloģiskie urbumi (4.30. attēls).



4.31. attēls. Glaciokarsta ieplakas radiolokācijas profilēšanas laikā iegūto datu vizualizācija (Vlads, 2011). Profila novietojumu skatīt 4.22. attēlā.

Figure 4.31. Geological profile of glaciokarst kettle after the radar method results (Vlads, 2011). See Figure 4.30. for location of GPR profile line.

Grunts skenēšana ar ģeoradaru tika veikta divās glaciokarsta ieplakās. Pēc iegūto datu apstrādes tika konstatēts, ka līdz 6 m dziļumam nav fiksētas būtiskas glaciofluviālo nogulumu granulometriskā sastāva atšķirības (4.31. attēls). Savukārt aptuveni 6 m dziļumā

abās glaciokarsta ieplakās tika konstatēta izteikta robeža, kas varētu norādīt uz nogulumu granulometriskā sastāva izmaiņām vai nozīmīgām nogulumu saguluma apstākļu izmaiņām. Tā kā šajā teritorijā ir augsts bezspiediena pazemes ūdeņu līmenis un izteikta oļu un laukakmeņu klātbūtne, ģeoloģiskos urbumus ar rokas urbi neizdevās izurbt dziļāk par 4 m, līdz ar to nebija iespējams precīzi noskaidrot konstatētās robežas izcelsmi.

4.4. tabula. Glaciokarsta ieplakā veikto ģeoloģisko urbumu apraksts.*
Table 4.4. Description of the sediments from boreholes of the glaciokarst kettle.*

Urbuma Nr.	Koordinātas		Novietojums m vjl.	Dziļums m	Litoloģiskais apraksts
	Z pl. (°)	A gar. (°)			
U1	56.7014	25.7878	121	0 – 0,07	augšne
				0,07 – 0,70	smilts
				0,70 – 1,20	grantaina smilts ar oļiem
				~1,20	oļu slānis (oļu diametrs ~ 2 cm)
				1,20 – 1,30	grantaina smilts ar oļiem
				1,30 – 4,00	grantaina smilts ar reti oļiem
U2	56.7015	25.7873	106	0 – 0,20	augšne
				0,20 – 1,00	kūdra
				1,00 – 1,80	grantaina smilts ar oļiem
U3	56.7014	25.7869	126	0 – 0,20	augšne
				0,20 – 1,00	smilts
				1,00 – 1,30	grantaina smilts ar oļiem

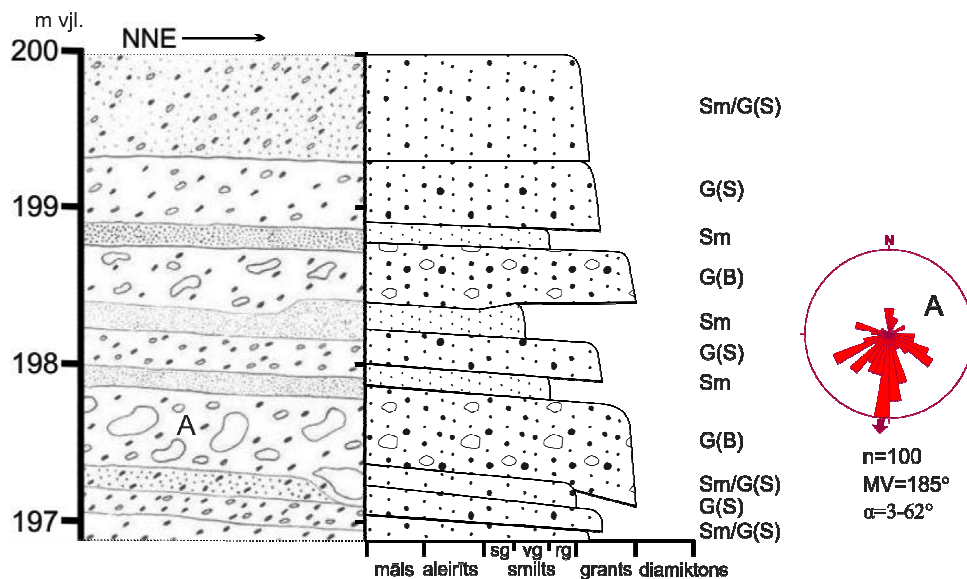
* Tabula sastādīta, izmantojot A. Vlada (Vlads, 2011) datus.

* Data derived from A. Vlads, 2011.

Glaciokarsta ieplakas hipsometriski augstākajās vietās veiktajos urbumos (U1 un U3) zem augsnes horizonta paguļ ap 60-80 cm biezs smilts slānis (4.4. tabula). Zem smilts slāņa izurbtais materiāls raksturojams kā grantaina smilts ar reti oļiem. Pieaugot dziļumam no zemes virsas, glaciofluviālajos nogulumos pieaug oļu īpatsvars. Urbumā U1 dziļumā ap 1,2 m no zemes virsas konstatēts oļu (~20 mm) slānis. Dziļāk, līdz pat 4 m dziļumam (urbums U1), citas būtiskas izmaiņas nogulumu sastāva netika konstatētas. Savukārt urbumā U2, kas tika veikts glaciokarsta ieplakas zemākajā daļā zem augsnes horizonta, paguļ ap 80 cm biezs kūdras slānis. Šajā urbumā netika konstatēts smilts slānis, kas tika novērots glaciokarsta ieplakas hipsometriski augstākajā daļā. Zem kūdras slāņa esošos nogulumus var raksturot kā grantainu smilti ar oļiem (4.4. tabula). Kūdras slāni pārsedzošie nogulumi acīmredzot ir koluviālas izcelsmes.

Bānūžu-Lodes kēmu terase stiepjas gar subglaciālās iegultnes nogāzi, unn tās iekšējā uzbūve tika pētīta divos karjeros. Ņemot vērā to, ka šī kēmu terase aizņem diezgan plašu teritoriju un atsegumi ir pieejami tikai divās vietās, lai iegūtu vairāk informācijas, tika veikta ģeoloģiskā urbšana ar rokas urbi un izmantota RLZ metode.

Pirmais no karjeriem atrodas Bānūžu ezera ZA krastā, ap 700 m uz DA no Stūriņu mājām. Kēmu terases plakums atrodas ap 200 m vjl. Nogulumu sastāvs mainās no vidējgraudainas smilts līdz pat sīkiem laukakmeņiem, kuru garenasis sasniedz 0,4 m. Raksturīgs plakanparalēlais slāņojums. Nogulumu slāņu biezums mainās no 0,15 līdz 0,8 m (4.32. attēls). Aplūkojot litofāciju diagrammu, var izdalīt vairākus straumes ātruma maksimumus un minimumus, kas liecina par nogulumu sedimentācijas sezonālo raksturu. Karjera atseguma ZA sienā veiktie oļu linearitātes mērījumi glaciofluviālajos nogulumos norāda, ka oļu garenasu dominējošais virziens ZA-DR ir perpendikulārs ledāja kontakta nogāzei (4.32. attēls).



4.32. attēls. Bānūžu-Lodes kēmu terases iekšējās uzbūves īpatnības Bānūžu karjera atsegumā. A. Oļu garenasu linearitātes mērījumu vietas rezultātu atainojums diagrammā. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammai skat. 5. pielikumā.

Figure 4.32. Internal structure of Bānūži-Lode kame terrace of Bānūži outcrop. A. Measuring site and diagram of macrofabric. Lithofacial codes and legend for diagram see in Appendix No. 5.

Slāņkopu kontaktu mērījumi Bānūžu karjera Z sienā parāda, ka kontaktu plaknes krituma leņķa azimuts mainās no 310° līdz 2°, bet krituma leņķis ir no 8° līdz 18°. Kontakti pārsvarā ir lēzeni, zem rupjā materiāla novērojamas erozijas pazīmes.

Savukārt ģeoloģiskās urbšanas laikā iegūtie rezultāti liecina, ka nogulumu sastāvs, attālinoties no ledāja kontakta nogāzes, kļūst ievērojami smalkāks. Veiktajā urbumā, kas atrodas ap 200 m Z virzienā no Bānūžu karjera, tika konstatēts, ka dažādas graudainības smilts slāņi mijas ar grants slāņiem, kā arī aleirīta un pat aleirītiska māla starpslāņiem. Tas norāda uz to, ka tālāk no aprimušā ledus ledāja kušanas straumes bijušas lēnākas vai pat īslaicīgi pastāvējuši mierīga ūdens apstākļi.

4.5. tabula. Bānūžu-Lodes kēmu terasē veikto ģeoloģisko urbumu apraksts.

Table 4.5. Description of the sediments from boreholes of the Bānūži-Lode kame terrace.

Urbuma Nr.	Koordinātas		Novietojums m vjl.	Dziļums m	Litoloģiskais apraksts
	Z pl. (°)	A gar. (°)			
U4	57.8249	25.3739	198	0,00-0,20	rupjgraudaina smilts ar oļiem un granti, izklīdētu organiku
				0,20-0,32	rupjgraudaina smilts, oļi, grants; pelēcīgi dzeltēna līdz gaiši brūna ar organiku
				0,32-0,64	grantaina smilts ar oļiem
				0,64-1,10	grants un oļi; gaiši brūna
				1,10-1,40	rupjgraudaina smilts; gaiši dzeltēna
				1,40-1,52	oļaina grantaina smilts, gaiši dzeltēna
				1,52-2,00	brūns, blīvs, trekns māls
				2,00-2,02	gaiši brūns aleirīta starpslānis
2,02-2,22	brūns, blīvs māls, kārtains 0,5-2 mm, nelielas aleirīta daļiņas				

4.5. tabulas turpinājums
Table 4.5. continuation

				2,22-2,35	māla brūna kārtiņa (biezāka) mijas ar līdz 2 cm biežām gaišbrūna, sīkslāņota aleirīta 0,5-1 mm kārtiņām.
				2,35-2,60	māls, brūns
				2,60-2,68	oļi, smalkgraudaina smilts, dzeltenbrūna
				2,68-2,83	oļi, smalkgraudaina smilts, dzeltenbrūna, ar 1-2 cm aleirīta starpkārtām
				2,83-3,10	smalkgraudaina un vidējgraudaina smilts, dzeltena
				3,10-3,50	aleirītiska smilts, dzeltenbrūna
				3,50-3,74	gaiši brūns aleirīts (2-2,5 cm kārtiņas mainās ar aleirītiskas smilts 2-2,5 cm kārtiņām)
				3,74-3,88	aleirītisks māls ar calcīta konkrēciju
				3,88-3,96	vidējgraudaina smilts, gaiši rozā
				3,96-4,04	smalkgraudaina smilts, gaišbrūna vai pat gaišioranža

Ģeoloģiskais urbums U4, kas veikts kēmu terases vidusdaļā, pie Ilzes ezera, ap 150 m uz DA no Lodesskolas mājām, parādīja, ka zem glaciofluviāliem nogulumiem atrodas glaciolimniskas izcelsmes nogulumi – blīvs, brūns bezakmens māls, kas sākas apmēram 1,5 m dziļumā. Tas norāda, ka sākotnējā attīstības stadijā nogulumi uzkrājušies pieledāja baseina apstākļos, bet pēc tam sprostezera ūdeņiem notekot, virs glaciolimniskajiem nogulumiem uzkrājās glaciofluviālie nogulumi (4.5. tabula).

Bānūžu-Lodes kēmu terases uzbūves noskaidrošanai sīkpaugurotajā terases daļā, Ilzes ezera Z krastā, 1 km attālumā no LU lauka stacionāra „Lodesmuiža”, tika izvēlēta teritorija, kurā trijās profila līnijās tika veikti astoņi ģeoloģiskie urbumi ar rokas urbi un 28 ar grunts zondi, kā arī tika izveidoti divi skatrakumi (4.6. attēls).

Profila līnijas A1-A2 garums ir 130 m (4.6. attēls). Tajā tika veikti trīs ģeoloģiskie urbumi un astoņi zondējumi. Profila līnija šķērso sīkpaugura virsotni ap 196 m vjl. un ieslīpi arī ledāja kontakta nogāzi, līdz tā subglaciālās iegultnes virzienā sasniedz profila hipsometriski zemāko daļu, kas ir ap 188 m vjl. Profila hipsometriski augstākajā daļā kēmu terases nogulumu virsējo slāni veido aptuveni 1 m biezs dažādgraudainas smilts slānis ar sīkiem oļiem. Šī slāņa biezums ledāja kontakta nogāzes piekāvē samazinās līdz 10 cm. Zem tā seko smalkgraudaina mālaina smilts. Tās biezums samazinās ezera virzienā, kur tas pāriet dažādgraudainas smilts materiālā. Tālāk līdz pat 4,4 m dziļumam no zemes virsas tika konstatēta smalka aleirītiska smilts, kas, iespējams, uzkrājusies vāji caurtekoša ledājkušanas ūdeņu baseina apstākļos. Profila hipsometriski zemāko daļu veido plāns, ap 30-50 cm, dažādgraudainas smilts slānis. Zem tā iegul dažādgraudaina smilts ar oļiem.

Skatrakumā SR1 (4.6. attēls), kas tika izrakts kēmu terases virsmā ap 195 m vjl., pirms ledāja kontakta nogāzes, tika konstatēti četri atšķirīgi nogulumu slāņi. Augšējo slāni veido vidēji graudaina smilts ar sīkiem oļiem. Zem tās ir māla lēca. To iespējams korelēt ar urbumos fiksēto smalkgraudainas mālainas smilts slāni. Zem māla lēcas seko smalka smilts, bagāta ar vizlas daļiņām, bet dziļāk smalkgraudaina aleirītiska smilts ar sekundāras izcelsmes dzelzs savienojumu josliņām, kas iespējams fiksē kādreizējo bezspiediena pazemes ūdeņu līmeni vai ieskalošanās horizontu. Skatrakuma pamatnē veiktajā zondējumā izurbtais materiāls būtiski neatšķirās no pārsedzošajiem nogulumiem. Skatrakumā konstatēto slāņu noslāņojuma virsmu mērījumi liecina, ka šo virsmu kritums vērsts pieguļošās ieplakas virzienā, bet krituma azimuts mainās plašā diapazonā no 168° līdz 275° un krituma leņķis ir no 16° līdz 32°.

Profila līnija B1-B2 ir visgarākā (4.6. attēls), un tā stiepjas paralēli A1-A2 profila līnijai. B1-B2 profila līnijas garums ir 210 m, un tā sākas 196 m vjl., kas atbilst kēmu terases caurmēra augstākajam līmenim Ilzes ezera Z krastā. Turpinājumā profila līnija šķērso ap 4 m dziļu pazeminājumu, pēc tam pacēlumu, kas sasniedz ap 197 m vjl. Tālāk tā turpinās pa kēmu terases ledus kontakta nogāzi subglaciālās iegultnes virzienā. Šajā profilā veikti četri urbumi un 11 zondējumi. Profila ZA daļā kēmu terases augšējo nogulumu slāni veido aptuveni 2 m bieza dažādgraudaina smilts, zem kuras iegul grants un oļu slānis. Aptuveni 4 m dziļumā tika atrasti morēnas nogulumi. Reljefa pazeminājumā, kas atrodas profila vidusdaļā, konstatēta vidējgraudaina smilts. Virs tās, 25 m attālumā no profila sākuma visā pazeminājumā parādās 0,5 m biezs grants slānis ar oļiem. Reljefa mikropacēlumā, kas atrodas profila DR daļā, tika fiksēts aptuveni 1,5 m biezs vidējgraudainas smilts slānis, zem kura atrodas morēnas nogulumi. Iespējamo ledus kontakta nogāzi veido plāns vidējgraudainas smilts slānis, kas izķīlējas pazeminājuma virzienā. Profila līnijas DR daļā, subglaciālās iegultnes virzienā, tika fiksēta smalkgraudaina smilts un aleirīts, kas, iespējams, ir izgulsnējusies baseinā.

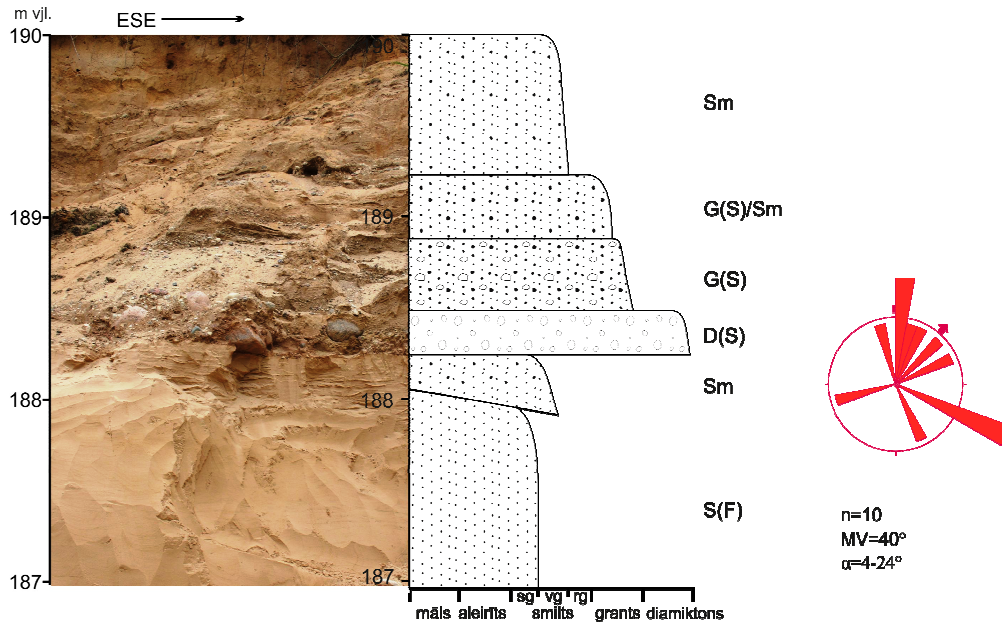
Profila līnija C1-C2 stiepjas perpendikulāri profila līnijām A1-A2 un B1-B2 (4.6. attēls). Tās garums ir 170 m. Profila līnija šķērso glaciokarsta ieplaku. Tās zemākā daļa atrodas nedaudz virs 192 m vjl., bet augstākais posms noslēdzas 197 m vjl. Šajā profilā virsējo nogulumu slāni veido dažāda granulometriskā sastāva smilts ar grants un oļu piejaukumu, profila DA daļā tā kļūst smalkgraudaināka. Atsevišķās vietās konstatēti smalkgraudainas smilts ieslēgumi. Dziļāk iegul grants ar oļiem, kas profila glacioieplakas virzienā izķīlējas un 20-25 m attālumā nav izsekojama. Šajā posmā attiecīgā dziļumā no zemes virsas tika konstatēta smalkgraudaina aleirītiska smilts ar māla piejaukumu. Profila ZR daļā 2,5-3 m dziļumā no zemes virsas zem oļainās grants tika konstatēti morēnas nogulumi. Savukārt profila DA daļā kēmu terases nogāzi līdz 0,8 m dziļumam veido dažādgraudaina smilts. Dziļāk iegulst smalkgraudaina smilts ar māla piejaukumu un grants graudiem. Tā atgādina diamiktonu, kas veidojies, pārskalojot morēnu vai supraglaciālajam materiālam noslīdot pa ledus nogāzi.

Skatrumā SR2 (4.6. attēls), kura dziļums ir 1,85 m, virsējo slāni līdz 0,9 m dziļumam no zemes virsas veido rupjgraudaina un vidējgraudaina smilts. Zem tās atrodas smalkgraudaina smilts ar dzels oksīda starpkārtnām un retiem sīkiem oļiem. Skatruma pamatnē veiktajā zondējumā ar grunts zondi tika konstatēts, ka nogulumu sastāvs līdz 2,35 m dziļumam no zemes virsas kļūst nedaudz rupjāks un ka to veido grants ar sīkiem oļiem. Dziļumā līdz 3,15 m no zemes virsas iegul dažādgraudaina smilts ar oļiem.

Otrs karjers (turpmāk Lodesmuižas karjers), kurā tika veikti pētījumi, atrodas ap 300 m uz Z no LU lauka stacionāra „Lodesmuiža”. Kēmu terases virsa hipsometriski atrodas 10 m zemāk salīdzinājumā ar kēmu terases virsu pie Bānūžu karjera. Kēmu terases nogulumus veido smalkāks materiāls. Bānūžu-Lodes kēmu terases zemākajā līmenī atseguma pamatni veido smalkgraudaina aleirītiska smilts, kuru sedz smilšaini nogulumi. Augstāk atrodas aptuveni 20-25 cm biezs glaciālā diamiktona slānis, kam uzguļ ap 3 m biezs grants un rupjgraudainas smilts slāņi. Nogulumiem raksturīgs plakani paralēlais slāņojums un slīpslāņojums. Vietām redzamas nelielas amplitūdas (līdz 20 cm) nomati (4.33. attēls).

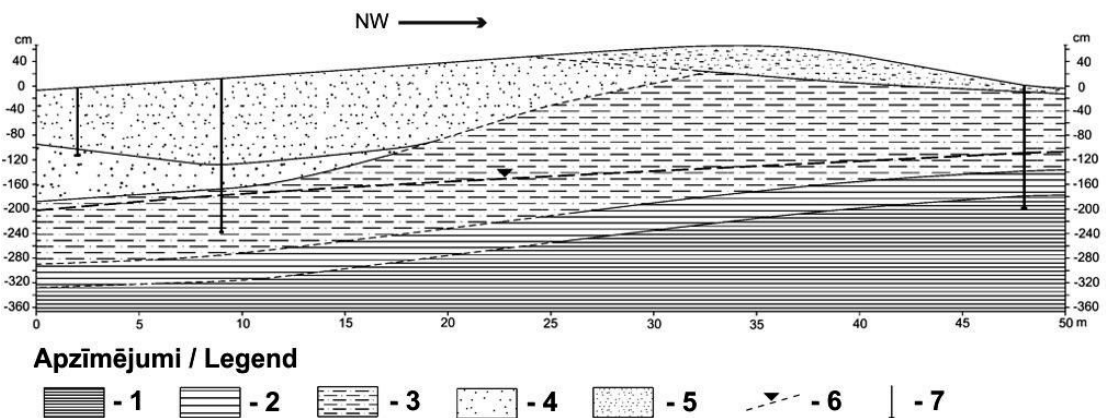
Iespējams, ka sākotnēji šajā kēmu terases vietā bijis neliels pieledāja baseins ar nelielu caurteci. Par to liecina aleirītiskas smilts nogulumi. Pārsedzošais diamiktona slānis, iespējams, ir veidojies morēnai noslīdot no ledāja virsmas. Pēc tam, ledāja kušanas ūdeņu straumēm kļūstot spēcīgākām, ir nogulsnēta grants un oļi. Kēmu terases veidošanās noslēguma fāzē ledāja kušanas ūdeņu straumes ātrums ir samazinājies un augšējā atseguma daļā uzkrājās smalkāki nogulumi.

Lodesmuižas karjera atsegumā veiktie slīpslāņoto sēriju mērījumi liecina, ka ledājūdeņu straumes pārsvarā tecējušas DA virzienā (4.33. attēls). Savukārt nogulumu slāņu kontaktu mērījumi norāda lielas atšķirības no 74° līdz 245°. Iespējams, ka tos ietekmējušas dažāda rakstura deformācijas – glaciokarsta procesi, nogulumu slīdēšanas, noblīvēšanās un atūdeņošanās procesi. Par to liecina atsegumā novērotās vertikālās un diagonālās plaisas un saguluma slāņu slīdējuma pazīmes.



4.33. attēls. Bānužu-Lodes kēmu terases iekšējās uzbūves īpatnības Lodesmuižas karjera atsegumā un slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultātu atainojums diagrammā. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammai skat. 5. pielikumā.

Figure 4.33. Internal composition of the Bānuži-Lode kame terrace at the Lodesmuiža pit and diagram of cross-bedded series. Lithofacial codes and legend for diagram see in Appendix No. 5.

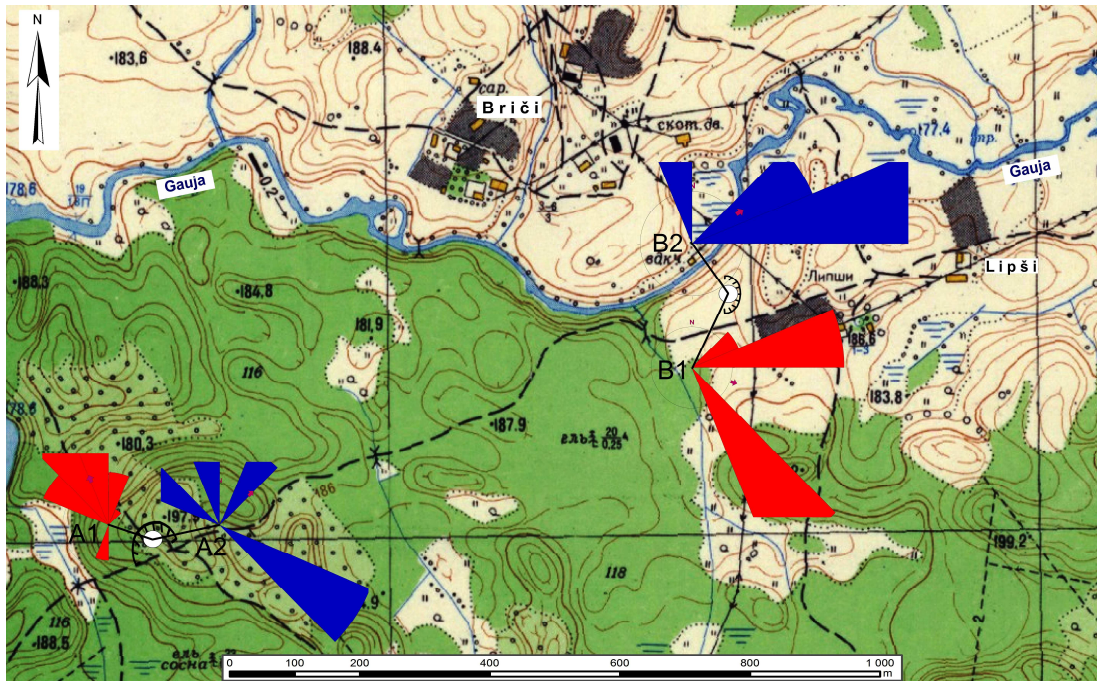


4.34. attēls. Bānužu-Lodes kēmu terases ģeoloģiskais griezum, kas sastādīts pēc ģeoloģisko urbumu un radiolokācijas datiem (pēc Karušs, Segliņš, 2012). 1 – trekns māls; 2 – māls; 3 – smilšains aleirīts; 4 – smilšaina grants; 5 – smalkgraudaina aleirītiska smilts; 6 – gruntsūdens līmenis (19.06.2009); 7 – ģeoloģisko urbumu vietas.

Figure 4.34. Geological cross-profile of Banūži-Lode kame terrace of Lodesmuižas pit. Modified from GPR sounding and test boreholes data (after Karušs, Segliņš, 2012). 1 – rich clay; 2 – clay; 3 – sandy silt; 4 – sandy gravel; 5 – fine-grained sand with silty; 6 – groundwater level (19.06.2009); 7 – test boreholes.

Lodesmuižas karjerā pētījumus ar RLZ metodi ir veicis J. Karušs un V. Segliņš (Karušs, Segliņš, 2012). Karjera pamatnē tika veikti ģeoloģiskie urbumi un no katra nogulumu slāņa tika ievākti nogulumu paraugi, lai noteiktu to granulometrisko sastāvu un mitruma daudzumu, kas ir nozīmīgs faktors radiolokācijas laikā iegūto datu analīzē un interpretācijā. Iegūtā griezuma ZR augšdaļā tika konstatēta aleirītiska, mitra, sarkanbrūna smilts un šī slāņa biezums nepārsniedz 0,3 m (4.34. attēls). Pārējo griezuma augšdaļu veido smalkgraudainas sarkanbrūnas smilšainas grants slānis, kas satur oļus, kuru diametrs ir mazāks par 4 cm. Šī slāņa biezums sasniedz 1,2 m. Zem šī slāņa griezuma DA daļā paguļ ap 1 m biezs smilšainas grants slānis sarkanbrūnā krāsā, tas izkļūst ZR virzienā. Zem grantainajiem nogulumiem visa griezuma garumā ir izsekojams smilšaina aleirīta slānis, kas caurmērā ir 1 m biezs. Dziļāk paguļ ap 0,4 m biezs sarkanbrūna māla ar aleirīta piejaukumu slānis, zem kura visā griezuma garumā ieguļ trekni violeti māli. Dziļāk veiktā radiolokācijas skenēšana līdz 5 m dziļumam neuzrādīja būtiskas glacioakvālo nogulumu granulometriskā sastāva izmaiņas (4.34. attēls).

Iekšējās uzbūves īpatnības kēmu terasēm, kuras stiepjas gar ielejveida pazeminājumu nogāzēm, tika pētītas gar Augšgaujas pazeminājuma nogāzēm, Pīslas pazeminājumā un pie Amatciema.



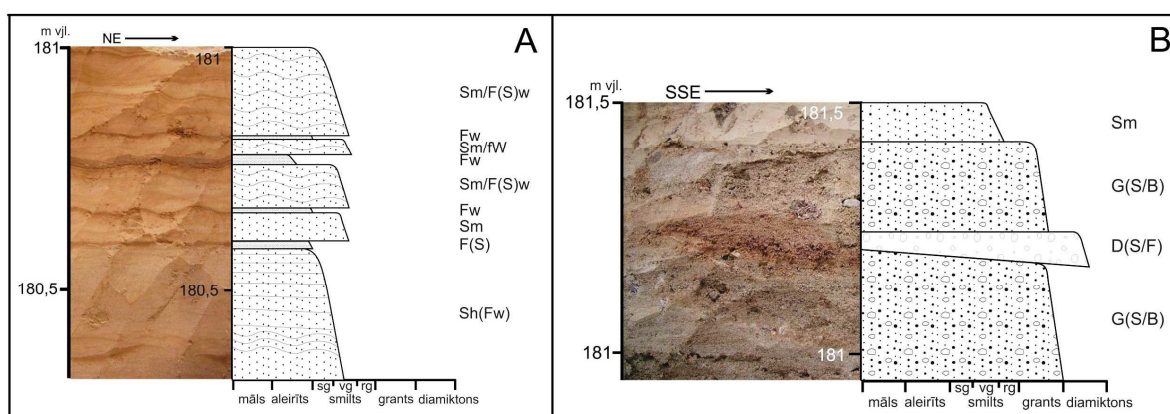
4.35. attēls. Tauriņa kēmu terases topogrāfija un Nadziņu (A) un Lipšu (B) karjera atrašanās vietas. Sektordiagrammas A1 ($n = 26$; $MV = 338^\circ$; $\alpha = 2-34^\circ$) un B1 ($n = 5$; $MV = 42^\circ$; $\alpha = 9-24^\circ$) parāda slīpslāņoto sēriju krituma azimutus, A2 ($n = 5$; $MV = 40^\circ$; $\alpha = 9-24^\circ$) un B2 ($n = 8$; $MV = 44^\circ$; $\alpha = 9-29^\circ$) slāņojuma kontaktu krituma azimutus. M 1:10 000 topogrāfiskās kartes kartogrāfiska pamatne. Intervāls starp pamathorizontālēm 2 m. Apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

Figure 4.35. Surface topography of the Tauriņš kame terrace with respect to location of the Nadziņu (A) and Lipšu (B) sand pits. Diagrams show measurement results of cross bedded series (A1. $n = 4$; $MV = 350^\circ$; $\alpha = 4-16^\circ$; B1. $n = 5$; $MV = 42^\circ$; $\alpha = 9-24^\circ$;) and bedding planes (A2. $n = 5$; $MV = 40^\circ$; $\alpha = 9-24^\circ$; B2. $n = 8$; $MV = 44^\circ$; $\alpha = 9-29^\circ$). Topography map of scale 1:10 000 is used as a base map. Countor interval 2 m. Legend for diagrams see in Appendix No. 5.

Tauriņa kēmu terase stiepjas gar Gaujas labo krastu, A no Tauriņa ezera. Tās uzbūve tika pētīta divos karjeru atsegumos, kuru atrašanās vieta ir parādīta 4.35. attēlā. Tie atrodas 2,2 km un 3,4 km uz A no Taurenas ciema. Kēmu terases virsa Nadziņu karjera apkaimē atrodas ap 186 m vjl. Atsegtā slāņa hipsometriski augstākajā daļā raksturīgs plakani paralēlais slāņojums. Slāņojumu veido dažādgraudaina smilts ar aleirīta un oļainas grants kārtiņu miju. Atseguma pamatu veido smalkāki nogulumu, kurus pārsvarā pārstāv smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts slāņu mija ar aleirīta un aleirītiskas smilts slānīšu miju (4.36. A attēls). Nogulumos vērojamas pārrāvuma deformācijas. Vairāk izteiktā nomata vērsums ir 16°, krituma azimuts 286°, bet krituma leņķis 51°. Nogulumu slānī, ko veido dažādgraudaina smilts ar granti un oļiem, raksturīgs slīpslāņojums. Pieaugot attālumam no pamatnes, slīpslāņoto sēriju krituma leņķis samazinās un mainās arī krituma azimuts. Ap 6 m no pamatnes slīpslāņoto sēriju krituma azimuts ir 350°, bet krituma leņķis 16°. Nedaudz augstāk, ap 7,3 m no pamatnes, mērījumu rezultāti ievērojami mainās – krituma azimuts ir 234°, bet krituma leņķis 7°. Savukārt ap 0,5 m augstāk veiktais slīpslāņotās sērijas mērījums liecina, ka ledājūdeņu straumju virziens un intensitāte ievērojami mainījies salīdzinājumā ar zemāk veikto mērījumu – krituma azimuts ir 68°, krituma leņķis 4°.

Kēmu terases virsa Lipšu karjera apkaimē atrodas 182 m vjl. Lipšu karjerā dominē lēzeni paralēlais slāņojums un slīpslāņojums. Salīdzinājumā ar Nadziņu karjeru materiāls ir nedaudz rupjgraudaināks. Tā griezumā izdalās vidējgraudainas un rupjgraudainas smiltis un oļainas grants materiāls. Sastopami arī atsevišķi sīki laukakmeņi, kas šajos nogulumos acīmredzot izvietoti nejauši, izkūstot no peldoša ledus gabaliem vai noslīdot pa ledus nogāzi. Atseguma vidusdaļā tika konstatēts diamiktona lēcveida ieslēgums (4.36. B. attēls), ko veido aleirītisks materiāls ar oļiem. Tāpat kā Nadziņu karjerā, arī Lipšu karjerā ir vērojamas nelielas nomattipa deformācijas.

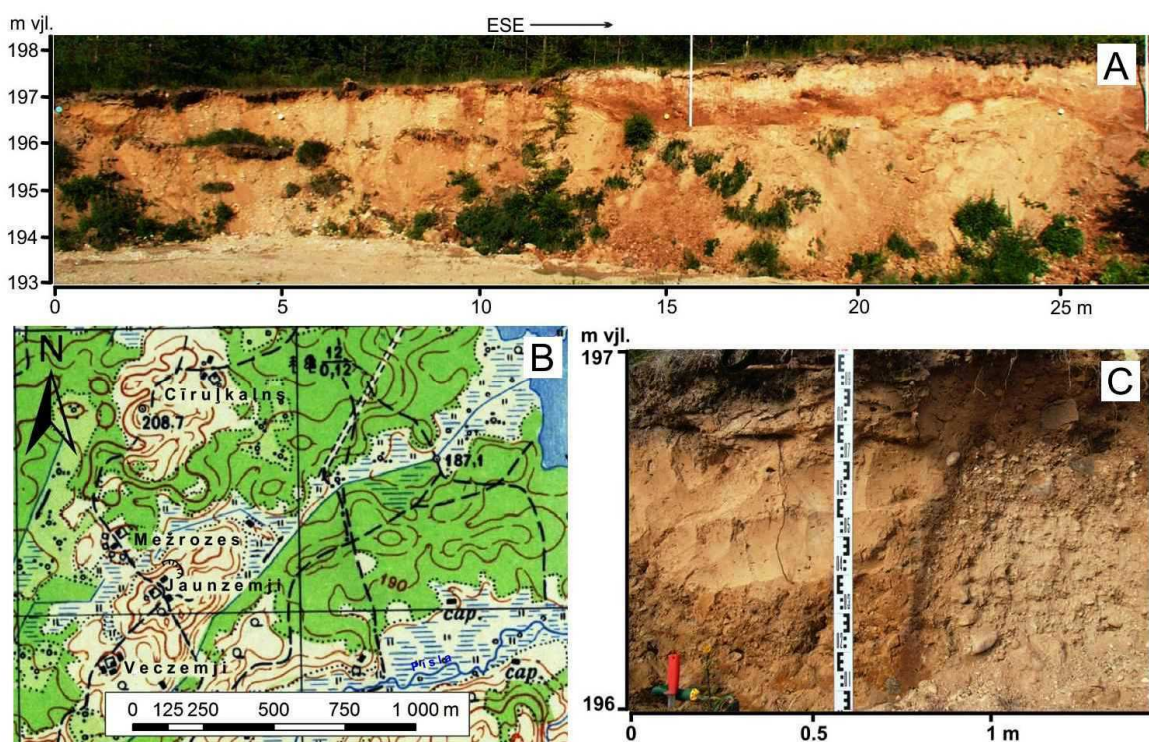
Nadziņu un Lipšu atsegumā veikto slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultātos konstatējamās ievērojamās atšķirības liecina (4.35. attēls), ka ledājūdeņu straumēm ir bijis turbulents raksturs. Nadziņu karjerā veiktie slīpslāņoto sēriju mērījumi liecina, ka ledājūdeņu straumju dominējošais virziens bijis Z, savukārt Lipšu karjerā – DA. Savukārt nogulumu slāņojuma kontaktu krituma azimuta virziens abos karjeros ir ZA.



4.36. attēls. Tauriņa kēmu terases iekšējās uzbūve īpatnības. A – glaciofluviālo nogulumu (dažādas graudainības smilts) saguluma apstākļi Nadziņu karjera atsegumā. B – Lipšu karjera atseguma fragments ar diamiktona ieslēgumu. Litofāciju kodus skat. 5. pielikumā.
 Figure 4.36. Composition of the Tauriņš kame terrace. A – Glaciofluvial deposits (various grained sand) in the outcrop of the Nadziņi pit. B – detail of the outcrop of the Lipši pit with diamicton clast in the sand. Lithofacial codes see in Appendix No. 5.

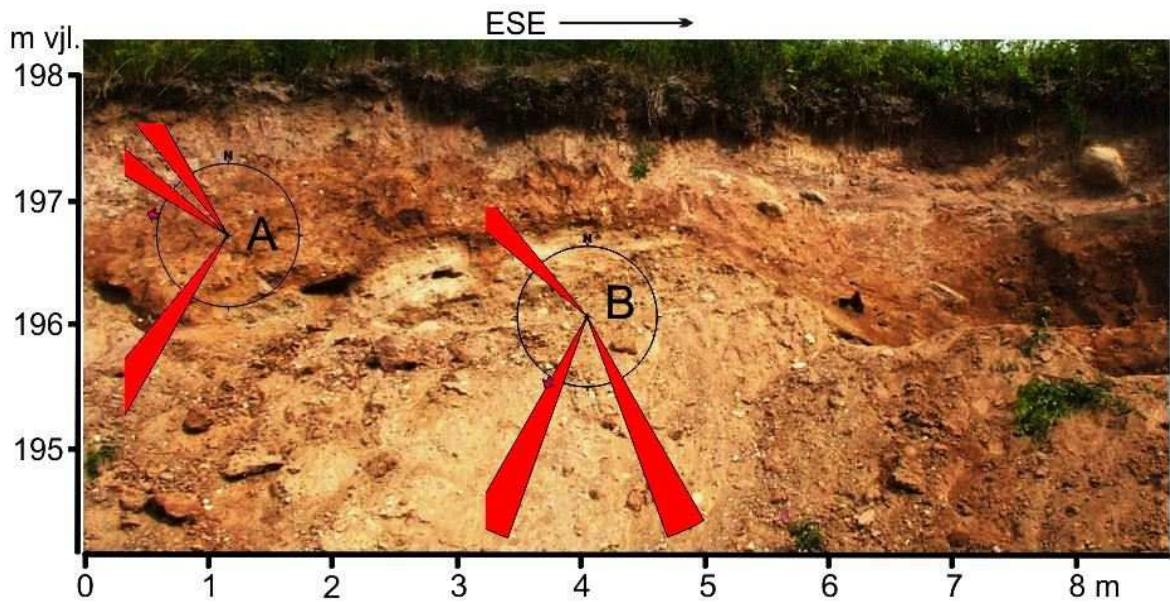
Glaciofluviālo nogulumu josla, kas stiepjas gar Pīslas pazeminājuma R krastu, morfoloģiski atgādina kēmu terasi un atrodas 198 m vjl. Iekšējās uzbūves pētījumi tika veikti karjerā blakus bijušajām Jaunzemju mājām (4.37. attēls).

Atseguma posmā no 0 līdz 10 m glaciofluviālie nogulumi atsedzas uzreiz zem augsnes horizonta, bet posmā no 10 līdz 28 m tos pārklāj smilšainas, akmeņainas brūnas morēnas nogulumi. Pēc A. Dreimaņa (Dreimanis, 1989) sniegtā morēnas fāciju apraksta, tā ir klasificējama kā bazālā morēna, kaut gan tās virsējā daļa ir pārveidota un satur plūsmas un izskalojuma pazīmes. Glaciofluviālo nogulumu granulometriskais sastāvs mainās no smalkgraudainas smilts ar aleirīta piejaukumu līdz pat sīkiem laukakmeņiem, kuru diametrs sasniedz 0,4 m. Glaciofluviālajos nogulumos novērojams slīpslāņojums un saguluma deformācijas.



4.37. attēls. Pīslas kēmu terases iekšējās uzbūves īpatnības. A. Pīslas kēmu terases atseguma kopskats. B. Jaunzemju karjera novietojums un apkārtnes topogrāfija. C. Pīslas kēmu terases atseguma fragments posmā no 0,8 līdz 2 m, tajā novērojams rupjgraudaina materiāla un smilts izskalojuma kontakts, kas aizpildīts ar dažādgraudainu smilts materiālu. Figure 4.37. Composition of the Pīsla kame terrace. A. An overview of composition of the Pīsla kame terrace. B. Location and surface topography of the Jaunzemji pit. C. A fragment of Pīsla kame terrace in part from 0.8 till 2 m, where is grained material and sand washout contact.

Karjera lielākajā daļā zem bazālās morēnas izsekojami glaciotektoniski deformēti glaciofluviālie nogulumi. Labāk izteikta glaciotektoniskā kroka konstatēta atseguma posmā no 22 m līdz 28 m. Sakarā ar krokveida deformāciju nogulumu slāņojuma kontaktu mērījumu rezultāti ir ļoti atšķirīgi, un to var izskaidrot ar sākotnējo nogulumu saguluma traucējumiem. Deformētajos glaciofluviālajos nogulumos, kas veido krokas kodolu, ir novērojams slīpslāņojums (4.38. attēls).



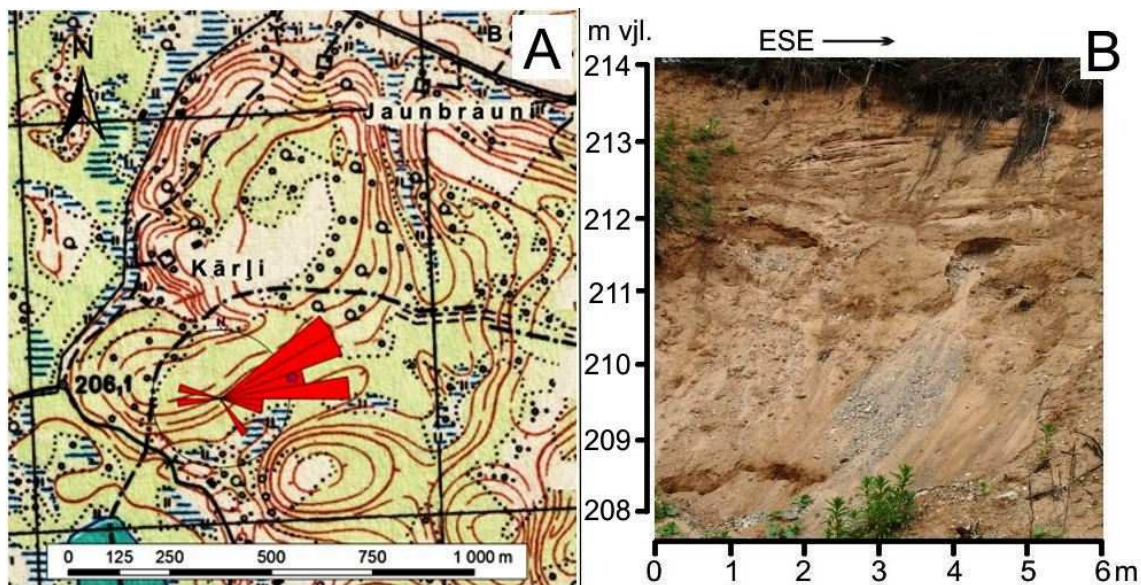
4.38. attēls. Krokoti ledāja nogulumu Pīslas kēmu terases atsegumā. A. Krokas elementu („spārnu”) mērījumu rezultātu atainojums sektordiagrammā. B. Glaciofluviālo nogulumu slāņu kontaktu mērījumu rezultātu atainojums sektordiagrammā ($n=3$; $MV=205^\circ$; $\alpha=16-35^\circ$). Apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

Figure 4.38. Folded diamicton and underlying sediments in the Pīsla outcrop. A. The diagram showing measurement results of folded structure. B. The diagram showing measurement results of bedding planes in glaciofluvial deposits ($n=3$; $MV=205^\circ$; $\alpha=16-35^\circ$). Legend for diagrams see in Appendix No. 5.

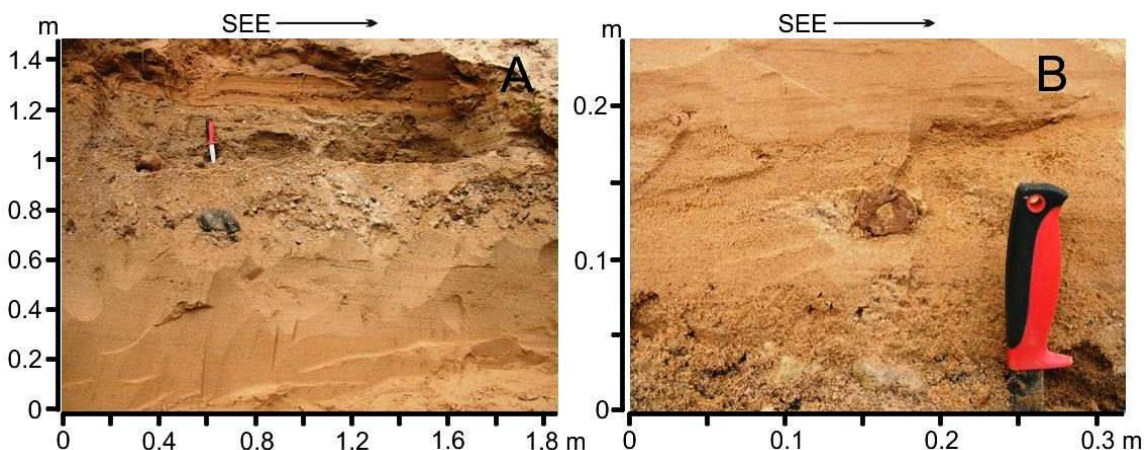
Gar Amatas pazeminājuma malām stiepas glaciofluviālo nogulumu veidotas terasveida reljefa formas. Amatas kēmu terases iekšējā uzbūve tika pētīta Amatas karjerā, kas atrodas ap 200 m Z no Amatas ciemata. Kēmu terases virsa paceļas ap 156 m vjl. Kēmu terases pamatnes daļu veido slīpslāņota smalkgraudaina un vidējgraudaina smilts, kuru pārklāj apmēram 0,7 m biezs grants, oļu un sīku laukakmeņu slānis. To pārsedz granulometriski smalkāki nogulumu – dažādgraudaina smilts ar granti. Šos nogulumus klāj granulometriski rupjāki nogulumu – grants, oļi un sīki laukakmeņi. Virzienā uz augšu novērojama slāņu biezuma samazināšanās tendence. Tas, iespējams, ir izskaidrojams ar ledājūdeņu nestā materiāla apjoma samazināšanos un apsūkšanu.

Segmentveida kēmu terašu iekšējā uzbūve tika pētīta Kārļu kalna karjera atsegumā, Inešu karjerā un Skujenes apkārtnē. Kārļu kalna kēmu terase pieguļ Kārļu kalna D nogāzei un atrodas ap 450 m uz D no bijušajām Kārļu mājām (4.39. attēls). Kēmu terases atrodas ap 220 m vjl.

Kārļu kalna kēmu terases karjerā atsegtajam slānim raksturīgs plakani paralēlais slāņojums (4.40. attēls). Tas nedaudz pārveidots dažādu deformāciju rezultātā. Atsevišķu slāņu kontakti ir viļņoti. Slāņu kontaktu krituma azimuts mainās plašā diapazonā – no 52° līdz pat 316° , krituma leņķis ir no 10° līdz 20° . Nogulumu granulometriskais sastāvs atsegumā ir mainīgs. Pārsvarā izplatīti smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts slāņi, kas mijas ar oļainas grants starpkārtām, bet aleirīta starpslānīši – ar grants un rupjgraudainas smilts slāņiem un diamiktona slāni. Konstatēti arī atsevišķi sīki laukakmeņi. Atsegumā novērojams nomats, kura kritums ir RZR virzienā, bet krituma leņķis – 46° . Aptuveni 10 cm augstāk ir vēl viens nomats ar krituma leņķi 52° RDR virzienā.



4.39. attēls. A. Kārļu kalna kēmu terases topogrāfija un slāņkopu kontaktu mērījumu rezultātu apkopojums ($n = 13$; $MV = 78^\circ$; $\alpha = 2-20^\circ$). B. Kēmu terases atsegums. Apzīmējumus diagrammai skat. 5. pielikumā.
 Figure 4.39. A. The Kārļu hill kame terrace topography and diagrams of measurement results of the bedding planes ($n = 13$; $MV = 78^\circ$; $\alpha = 2-20^\circ$). B. The outcrop of the kame terrace sediments. Legend for diagram see in Appendix No. 5.



4.40. attēls. Kēmu terases uzbūves īpatnības Kārļu kalna karjera atsegumā. A. Dažādgraudaina smilts un oļainas grants slāņu mija, vietām arī ar aleirītiskas smilts starpkārtiņām. B. Grants un smilts slāņu kontakts ar diamiktona „oļa” ieslēgumu smilts slānī.
 Figure 4.40. Details of composition of the Kārļu kalns kame terrace in the sand pit. A. Various grained sand and pebbly gravel with silt intercalations. B. Bedding contact of gravel and sand layers with diamicton clast in the sand layer.

Inešu karjers, kur tika veikti Inešu kēmu terases iekšējās uzbūves pētījumi, atrodas ap 500 m uz Z no Vecpiebalgas pilsmuižas (4.9. attēls, 1. un 2. pielikums). Inešu kēmu terasi veido dažāda granulometriskā sastāva glaciofluviālie nogulumi. Dažādgraudainas smilts slāņi mijas ar smilšainas grants slāņiem, kuros bieži sastopami dažāda izmēra oļi un sīki laukakmeņi. Slāņkopu granulometriskā dažādība liecina par ledājkūšanas ūdeņu straumju intensitātes ievērojamo mainību, kas varētu būt izskaidrojams ar sezonālītāti un pētāmās teritorijas tiešu tuvumu Ineša ieplakai, kurā, iespējams, atradās Ineša ledāja

mikromēle. Par to liecina arī atseguma augšējo nogulumu slāni veidojošā materiāla granulometriskais sastāvs – sīki laukakmeņi, kuru diametrs ir līdz 30-50 cm. Iespējams, šis materiāls noslīdējis no ledāja un pēc tam to pārskalojuši ledājkušanas ūdeņi. Par to liecina ablācijas morēna, kas konstatēta karjera DA daļā.



4.41. attēls. Inešu kēmu terases glaciofluviālo nogulumu saguluma apstākļi un grantaino starpslāņu izķīlēšanās.

Figure 4.41. Composition of the glaciofluvial sequence of the Ineši kame terrace with thinning-out of gravel beds.

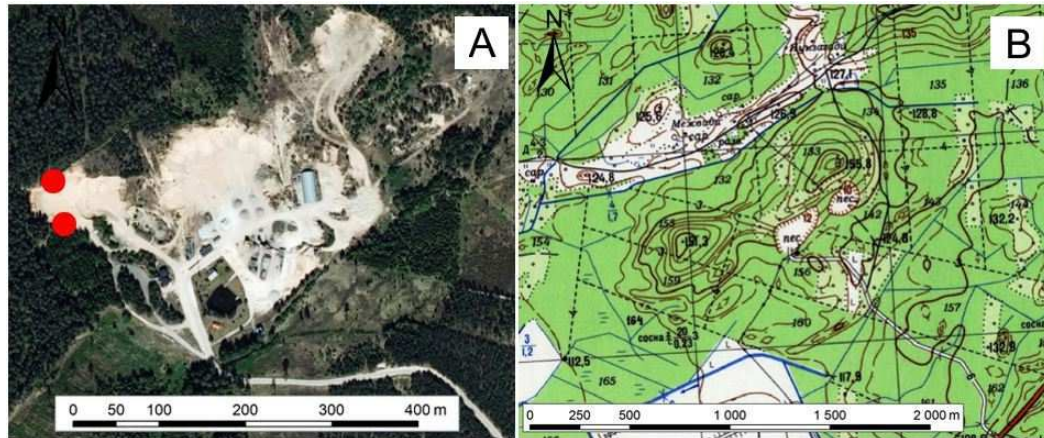
Slīpslāņoto sēriju mērījumi Inešu karjera atsegumā norāda, ka ledājkušanas ūdeņu tecēšanas dominējošais virziens ir mainījies no 236° līdz 270° . Tas kopumā sakrīt ar kēmu terases garenass vērsumu. Slīpslāņoto sēriju krituma leņķis ir $20-21^\circ$. Kā to norāda Pisarska-Jamrozi (Pisarska-Jamrozy et al., 2010), šads krituma leņķis parasti rodas apstākļos, kad ledājūdeņi veido šauru sazarotu plūsmu sistēmu. Slāņu kontaktvirsmu krituma azimuts pārsvarā ir no 260° līdz 270° , atsevišķi mērījumi uzrādīja 330° un 360° . Kontaktvirsmu krituma leņķis ir robežās no 16° līdz 24° . Atsegtajā nogulumu slānī tika novērota rupjāka granulometriskā sastāva nogulumu izķīlēšanās smalkākos nogulumos (4.41. attēls). Tas iespējams izskaidrojams ar ledājūdeņu straumes stipruma ritmiskām izmaiņām.

Savukārt gar Skujenes platopaugura nogāzēm, kas ir tipisks terasētais plakanvirsas paugurs (Markots, Āboltiņš, 1999), ir izveidojušies vairāki glaciolimnisku nogulumu kēmu terašu līmeņi. Kēmu terases veido smilts, aleirīta un māla nogulumu mainīga biezuma slāņi.

4.2.2. Alūksnes augstienes kēmu terašu iekšējā uzbūve

Alūksnes augstienē kēmu terašu iekšējās uzbūves pētījumi tika veikti Zeltiņu-Rezakas un Vētraines-Bejas-Annas apkārtnē. Tika apsekoti seši smilts-grants ieguves karjeri, no tiem struktūrģeoloģiskie pētījumi tika veikti Zagādu, Tūcenes un Ponkulenes karjeru atsegumos (skat. 1. un 3. pielikumu).

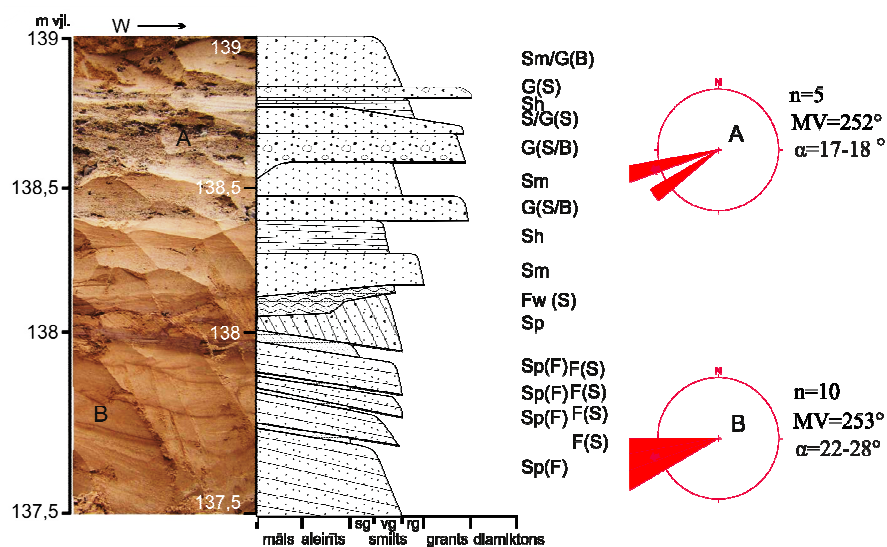
Zagādu smilts-grants ieguves karjers bija arī vienīgā vieta, kur tika pētīta Silaktu kēmu terases iekšējā uzbūve. Zagādu karjers ir ierīkots kēmu pauguru nogāzēs, kas atrodas uz D no Silaktu kēmu terases. Tomēr šo kēmu pauguru novietojums dod pamatu uzskatīt, ka šie pauguri veidojušies vienā laikā ar Silaktu kēmu terasi un nogulumu sedimentācija, iespējams, notikusi līdzīgos apstākļos. Zagādu karjers atrodas ap 3 km uz Z no Zeltiņiem. Pētījumi tika veikti karjera ZR stūrī (4.42. attēls).



4.42. attēls. Struktūrģeoloģisko pētījumu vietas Zagādu karjerā (A) un pieguļošās Silaktu kēmu terases topografija (B).

Figure 4.42. Location of study sites in the Zagādu sand-gravel pit (A) and topography of surrounding kame terrace (B).

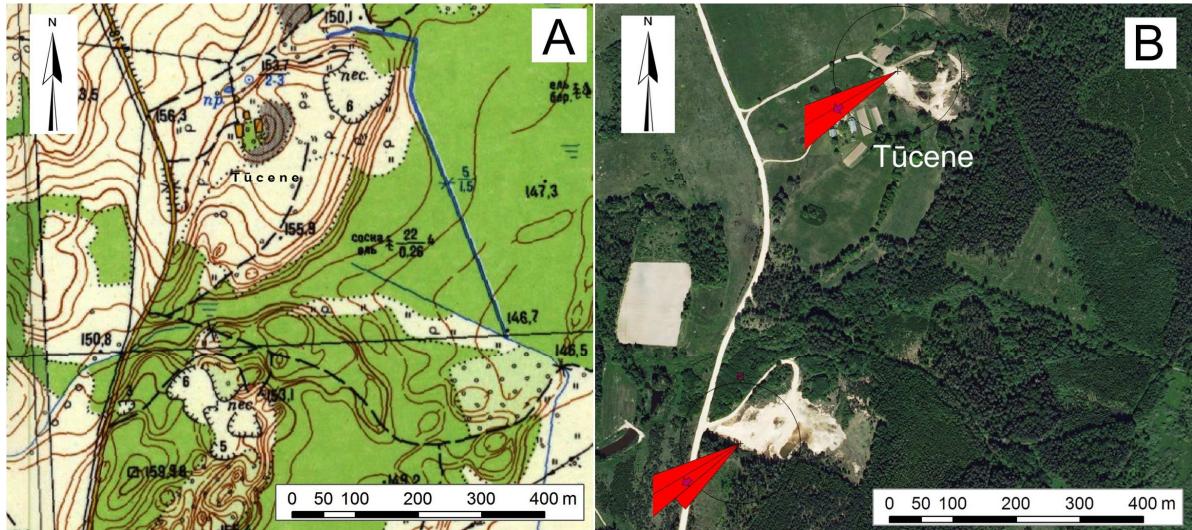
Karjera ZR stūrī D sienas atsegumā atklātā slāņa pamatni veido smalkgraudaina un vidējgraudaina lēzeni slīpslāņota smilts ar grantainas smilts 2-4 mm biezu kārtiņu miju. Šos nogulumus pārsedz granulometriski smalkāks materiāls, kas sastāv no lēzeni slīpslāņotas smalkgraudainas, aleirītiskas, retāk vidējgraudainas smilts. Šī slāņa vidusdaļā novērojams tecējuma ripsnājums. Augstāk nogulumi kļūst smalkgraudaināki, bet tuvāk zemes virsai – atkal rupjāki. Atsegumā novērojama lēzeni slīpslāņotas aleirītiskas smilts un dažādgraudainas smilts slāņu mija, tos vietām pārklāj plānas aleirīta kārtiņas (4.43. attēls). Virs šiem nogulumiem seko paralēli slāņota grants ar dažādgraudainas smilts piejaukumu, lēzeni paralēli slāņota vidējgraudaina smilts ar rupjgraudainas smilts un grants piejaukumu, kā arī slīpslāņotas oļainas grants slāņu un grantainas smilts starpkārtu mija. Atsegtajā slānī novērojams nomats. Veiktie slīpslāņoto sēriju mērījumi norāda, ka ledājūdeņu straumju dominējošais virziens ir bijis uz DR vai pat RDR (4.43. attēls).



4.43. attēls. Glaciofluviālo nogulumu saguluma īpatnības Zagādu karjera atsegumā. A un B diagrammas atspoguļo nogulumu slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultātus. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

Figure 4.43. Lithofacies of glaciofluvial sediments in the Zagadu pit. A and B diagrams show measurement results of cross bedded series. Lithofacial codes and legend for diagram see in Appendix No. 5.

Karjera Z sienas atsegumā glaciofluviālo nogulumu saguluma apstākļi un granulometriskais sastāvs ir līdzīgs D sienas atsegumam. Vektie slīpslāņoto sēriju mērījumi arī liecina par ledājūdeņu straumju tecēšanu DR virzienā. Atšķirībā no D sienas atseguma glaciofluviālos nogulumus sedz diamiktona slānis ar lēcveidīgiem smilšaina materiāla ieslēgumiem.



4.44. attēls. A. Bejas kēmu terases topogrāfija Tūcenes apkārtnē. B. Bejas kēmu terases pētījumu vietu novietojums Tūcenes apkārtnē un nogulumu slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultātu diagramma. Ziemeļu karjerā: $n = 5$; $MV = 138^\circ$; $\alpha = 19-22^\circ$; Dienvidu karjerā: $n = 5$; $MV = 134^\circ$; $\alpha = 17-23^\circ$. Apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

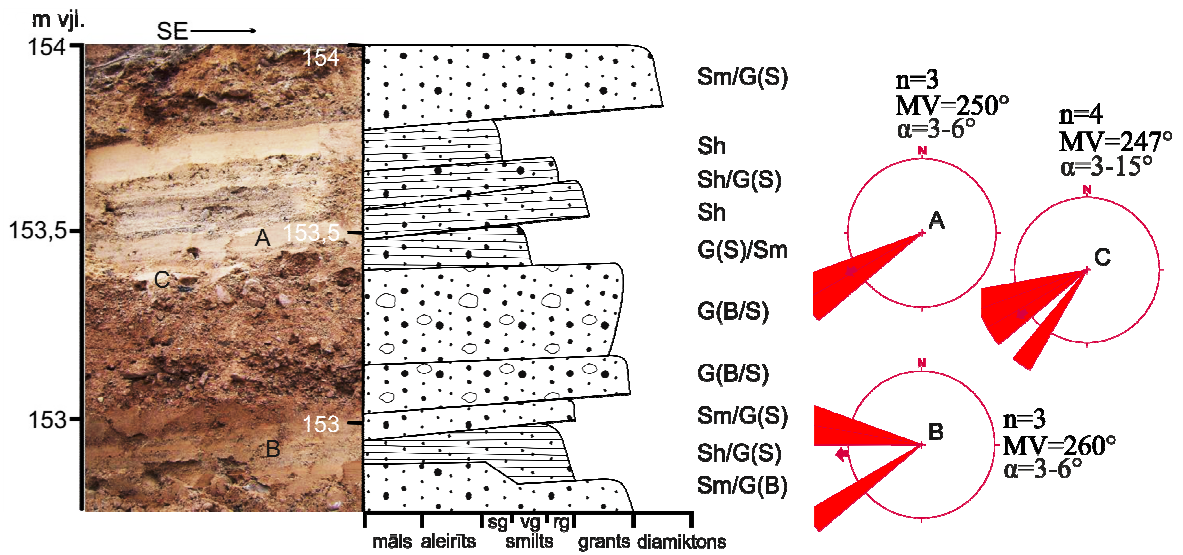
Figure 4.44. A. Topography of the study area near the village Tūcene. B. Location of measurement sites of the Bejas kame terrace near the village Tūcene and diagram of cross bedded series; in North pit: $n = 5$; $MV = 138^\circ$; $\alpha = 19-22^\circ$; in South pit: $n = 5$; $MV = 134^\circ$; $\alpha = 17-23^\circ$. Legend for diagrams see in Appendix No. 5.

Bejas kēmu terases iekšējās uzbūves pētījumi tika veikti divos Tūcenes karjera atsegumos un Ponkulenes karjerā. Tūcenes Ziemeļu karjers atrodas Vētraines-Bejas ceļa A pusē ap 150 m uz ZA no Tūcenes mājām (4.44. attēls). Karjera apkaimē kēmu terases virsa atrodas ap 150 m vjl. Karjerā atsegtā slāņa pamatu veido labi šķirotā grants ar retiem oļiem, to pārsedz grants ar vidējgraudainas un rupjgraudainas smilts piejaukumu. Nogulumu granulometriskais sastāvs griezumā kļūst smalkāks virzienā uz augšu. Atsegumā novērojams diagonālais slīpslāņojums. Veiktie slīpslāņoto sēriju mērījumi norāda, ka ledājūdeņu straumes tecējušas DR virzienā (4.44. attēls). Glaciofluviālo nogulumu biezums karjerā ir ap 7 m.

Tūcenes Dienvidu karjers atrodas Vētraines-Bejas ceļa A pusē ap 450 m uz D no Tūcenes mājām (4.44. attēls). Kēmu terases virsa šī karjera apkārtnē ir ap 150 m vjl. Hipsometriski augstākajā karjera daļā glaciofluviālo nogulumu slānis ir ap 8 m. Karjera zemākajā daļā izveidotajā atsegumā konstatēta slīpslāņota smalkgraudaina un vidējgraudaina smilts, un slīpslāņoto sēriju mērījumi liecina, ka ledājūdeņu straumes tecējušas DR virzienā, kas sakrīt ar kēmu terases garenass orientāciju un tās virsmas krituma virzienu (4.44. attēls).

Ponkulenes karjers atrodas Malienas-Annas ceļa Z pusē, ap 350 m uz DA no Ozoliņu mājām. Kēmu terases virsa atrodas 155 m vjl. Karjera DA sienas atsegtajā daļā vērojama lēzeni paralēli un plakanparalēli slāņota dažādgraudaina smilts, grants un oļainas grants slāņu mija (4.45. attēls). Karjera Z daļā nogulumu ir sliktāk šķiroti. Nogulumus

veido dažādgraudainas grantainas smilts ar retiem oļiem slāņu mija ar oļainas grants un dažādgraudainas smilts slāņiem. Veiktie slīpslāņoto sēriju un noslāņojuma kontaktu mērījumi norāda, ka krituma azimuti ir vērsti R un DR virzienā, kas sakrīt ar kēmu terases virsas krituma virzienu un garenass vērsumu (4.45. attēls).



4.45. attēls. Bejas kēmu terases iekšējās uzbūves īpatnības Ponkulenes karjera atsegumā un slīpslāņoto sēriju (A un B) un noslāņojuma virsmu (C) mērījumu rezultātu diagrammas. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

Figure 4.45. Internal structure of the Beja kame terrace in the Ponkulene outcrop and diagrams of cross bedded series (A and B) and measurement results of bedding planes (C). Lithofacial codes and legend for diagrams see in Appendix No. 5.

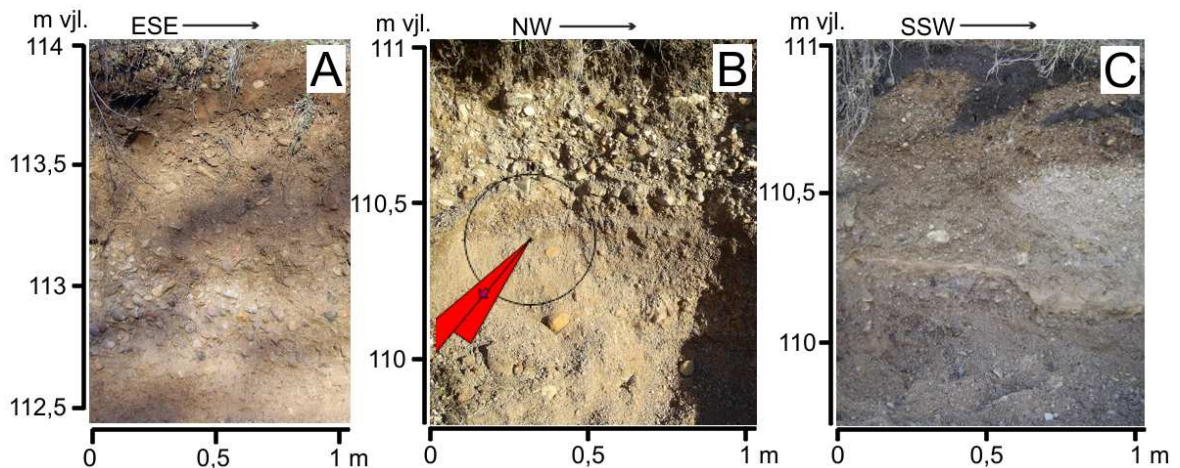
Kornetu-Peļļu kēmu terases uzbūve ir ļoti sarežģīta (Āboltiņš et al., 1975). To pamatā veido glaciofluviālie nogulumi, kuros bieži sastopami granulometriski smalkāka materiāla slāņi – smalkgraudaina aleirītiska smilts ar māla starpslāņiem, ka arī diamiktona ieslēgumi.

Glaciolimniskās kēmu terases, kas izvietotas uz plakanvirsas pauguru nogāzēm, veido līdzīga sastāva nogulumi, kādi veido plakanvirsas paugura plakuma daļu. Pamatā tas ir masīvs māls ar tipisku slokšņu māla tekstūru un aleirīts, kam nav izteikta slāņojuma. Glaciolimniskie nogulumi pārsedz glaciģēnos nogulumus un robeža starp šiem nogulumiem ir pakāpeniska, gandrīz nemanāma.

4.2.3. Latgales augstienes kēmu terašu iekšējā uzbūve

Latgales augstienē kēmu terašu iekšējās uzbūves pētījumi tika veikti Rogovkas-Strūžānu, Istras un Pļesņevas apkārtnē. Pavisam tika apsekoti deviņi smilts-grants ieguves karjeri, no kuriem nogulumu iekšējās uzbūves pētījumus bija iespējams veikt deviņos karjeros (skat. 1. un 4. pielikumu).

Rogovkas kēmu terases iekšējās uzbūves īpatnību pētīšanas gaitā tika apsekoti septiņi karjeri. Divi no karjeriem, kuros tika veikti detāli pētījumi, atrodas ceļa Rogovka-Mežvidi R pusē Ičas upes A krastā. Ičas austrumu karjers atrodas ceļa malā ap 500 m no Ičas tilta. Kēmu terases virsa atrodas ap 114 m vjl. Atsegtā glaciofluviālo nogulumu slāņa biezums ir 2,5-3 m. Nogulumu slāņojumā ir vērojams ritmiskums. Atseguma zemākajā daļā konstatēta grants ar vidējiem un sīkiem oļiem, virs tās – oļaina grants, bet augstāk – grants ar oļiem. Oļi pārsvarā ir no karbonātiem. Dominē plakani un vidēji noapaļoti oļi. Oļu īpatsvars nogulumu sastāvā ir ap 30% (4.46. A attēls).



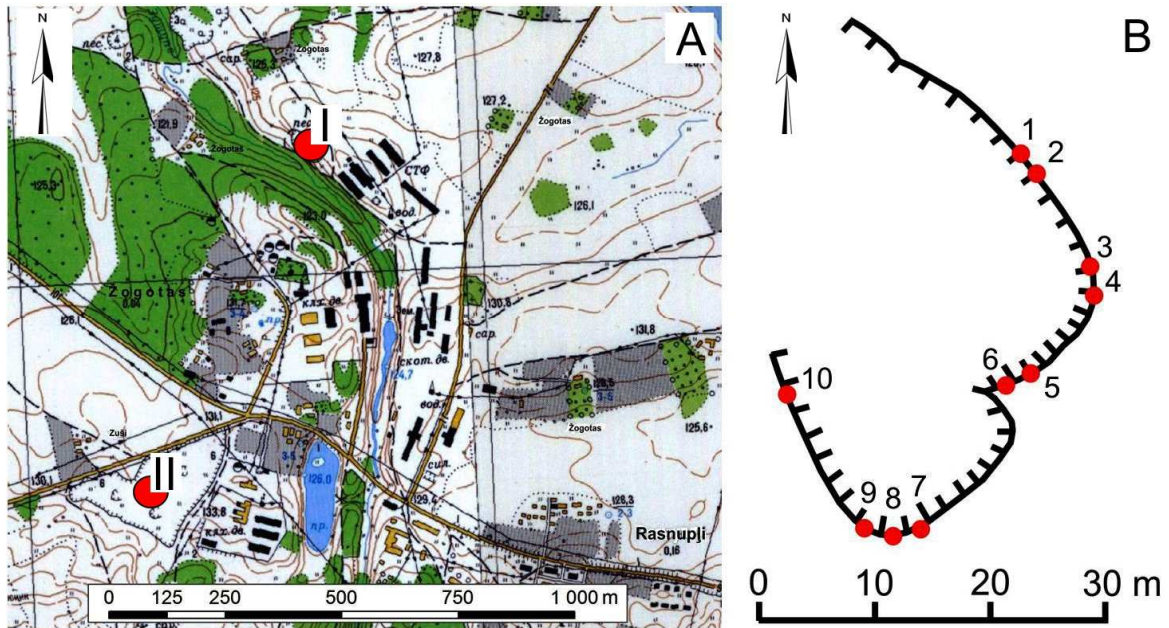
4.46. attēls. Rogovkas kēmu terases iekšējās uzbūves īpatnības. A. Glaciofluviālo nogulumu saguluma apstākļi Ičas austrumu karjera atsegumā. B. Glaciofluviālo nogulumu saguluma apstākļi un slāņu kontaktu mērījumu rezultātu diagramma ($n = 3$; $MV = 225^\circ$; $\alpha = 2-6^\circ$) Ičas rietumu karjera ZR sienas atsegumā. C. Glaciofluviālo nogulumu saguluma apstākļi Ičas rietumu karjera DR sienas atsegumā. Apzīmējumus diagrammai skat. 5. pielikumā.

Figure 4.46. Internal structure of the Rogovka kame terrace. A. Composition of glaciofluvial sequence of the Iča East outcrop. B. Composition of glaciofluvial sequence and diagram cross bedded series ($n = 3$; $MV = 225^\circ$; $\alpha = 2-6^\circ$) of the NW wall of the Iča West outcrop. C. Composition of glaciofluvial sequence of SW wall of the Iča West outcrop. Legend for diagram see in Appendix No. 5.

Ičas rietumu karjers atrodas ap 150 m uz DA no Ičas tilta. Kēmu terases virsa karjera apkārtņē paceļas ap 111 m vjl. Glaciofluviālo nogulumu slāņkopu veido plakani un vidēji noapaļoti, karbonātiskas izcelsmes oļi, oļaina grants, grants un vidējgraudaina smilts. Smilts un grants kontaktvirsmas kritums vērst DR virzienā (4.46. B attēls). Šī paša karjera DA sienas atsegumā novērojamas plakani paralēlas un slīpslāņotas oļainas grants sērijas. Materiāls griezuma vidusdaļā ir ļoti šķiroti. Virzienā uz augšu pieaug oļu īpatsvars (4.46. C attēls).

Sārņu karjers atrodas ap 1,5 km uz AZA no Rogovkas baznīcas, ceļa Rogovka-Mežvidi D pusē. Kēmu terases virsa šajā apvidū paceļas ap 126 m vjl. Lai noskaidrotu nogulumu sastāvu, tika veikts zondējums. Izurbtais materiāls raksturojams kā gaiši brūna glaciofluviālas izcelsmes dažādgraudaina smilts, grants un oļi. Otrs zondējums tika veikts sīkpaugura virsotnē (ap 131 m vjl.), 50 m uz Z no karjera. Tajā tika konstatēta blīva, sarkanīgi brūna morēna ar grants graudiņiem un olīšiem. No tā izriet, ka kēmu terases virsmu sarežģīt daļēji ar glaciofluviālajiem nogulumiem aprakts morēnas paugurs. Pēc analogijas spriežot, arī citi šajā apkārtņē izplatītie sīkpauguri ir daļēji aprakti ar kēmu terases nogulumiem, tās veidošanās laikā. Pētījumu laikā tika konstatēts, ka 0,9 km uz ZA no Rogovkas ar smilts-grants nogulumiem ir aprakts arī paugurs, ko veido dolomīta atrautenis un tā šķembas.

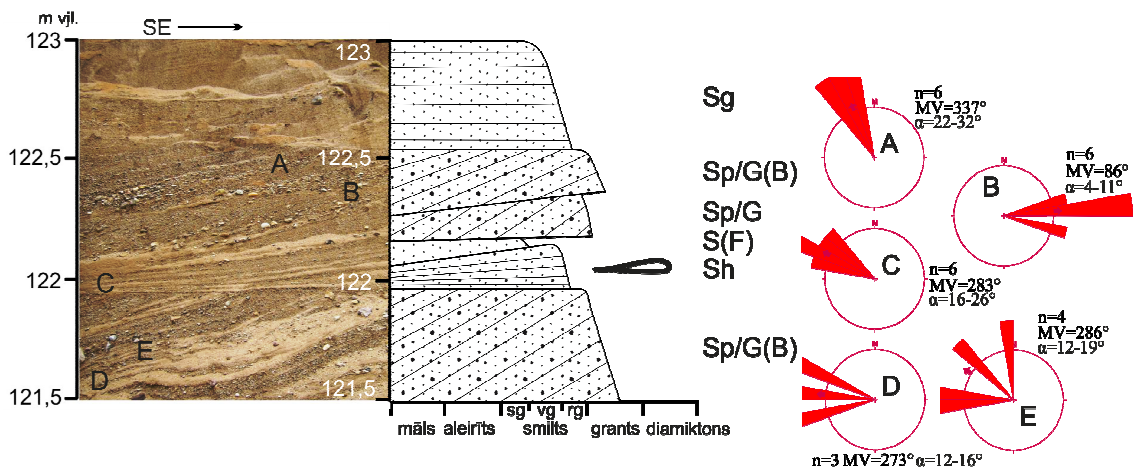
Rogovkas kēmu terases iekšējās uzbūves detalizēti pētījumi tika veikti Žogotu karjerā. Tas ierīkots ap 800 m uz Z no Žogotu ciemata (4.47. A attēls). Kēmu terases virsa atrodas ap 125 m vjl., bet karjerā atsegtā nogulumu slāņa biezums ir ap 5 m. Karjerā pētītās sienas kopējais garums ir 85 m (4.47. B attēls). Karjera pamatnē tika konstatēti brūnas mālaini smilšainas morēnas nogulumi.



4.47. attēls. Rogovkas kēmu terases pētījumu vietas Žogotu apkārtnē. A. Žogotu (I) un Sosines (II) karjera novietojums un apkārtnes topogrāfija. B. Iekšējās uzbūves pētījumu vietas Žogotu karjera atsegumos.

Figure 4.47. Study sites of the Rogovka kame terrace near the willage of Žogotas. A. Location of Žogotas (I) and Sosines (II) pits and topography of the study area. B. The sites of the studies of the internal structure in the Žogotas pit.

Kopumā Žogotu karjerā atsegtais slānis raksturojams kā glaciofluviālie nogulumu ar diagonālu slīpslāņojumu, augstāk plakani paralēlu slāņojumu un vietām muldveida slāņojumu, ko pārsvarā veido grants, vidējgraudainas un rupjgraudainas smilts slāņu mija (4.48. attēls, 4.49. attēls, 4.50. attēls). Granulometriski rupjākie nogulumu ir oļi, kuru īpatsvars lielāks ir karjera DA daļā. Pētījumu vietā Nr.3 nogulumos novērojamas nelielas nomatveida mikrodeformācijas (4.47. B attēls).

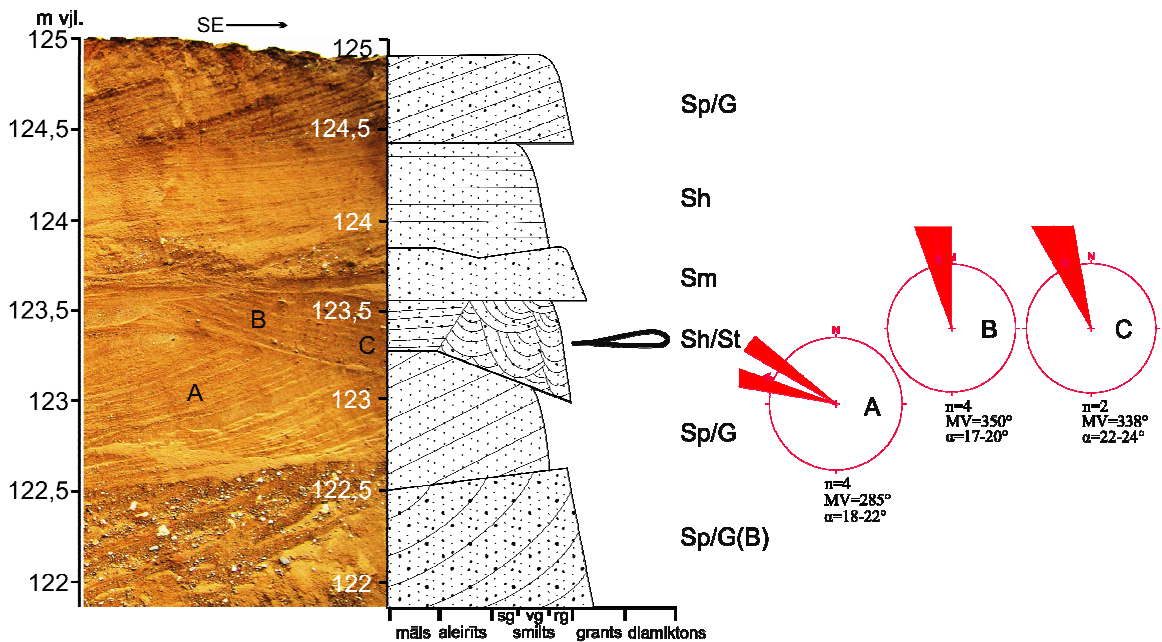


4.48. attēls. Rogovkas kēmu terases iekšējā uzbūve Žogotu karjera ZA sienā. Slīpslāņoto sēriju krituma azimutu diagramma pētījumu vietās Nr. 1 un Nr. 2. Pētījuma vietu atrašanās karjerā skat. 4.47. attēlā. A, B, C, D un E apzīmē slāņus, kuros izdarīti mērījumi. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

Figure 4.48. Internal structure of the Rogovka kame terrace in NE part of the Žogotas outcrop. Diagrams of cross bedded series of sites No.1 and Nr.2. For location of the study

sites see Figure 4.47. A, B, C, D and E denote measured beds. Lithofacial codes and legend for diagrams see in Appendix No. 5.

Žogotu karjera ziemeļaustrumu sienā atsegto slāņkopu (4.47. attēls, pētījumu vietas Nr.1 un Nr.2) veido glaciofluviālie nogulumi. Tiem raksturīga plakaniparalēla un diagonāli slīpslāņota tekstūra, ko veido dažāda rupjuma smilts un oļainas grants slāņu mija (4.48. attēls). Atsegumā novērojama atsevišķu nogulumu slāņu izķīlēšanās. Slīpslāņoto sēriju mērījumi dažādos nogulumu slāņos liecina, ka ledājūdeņu straumes tecējušas pārsvarā ZR un R virzienā (4.48. attēls).



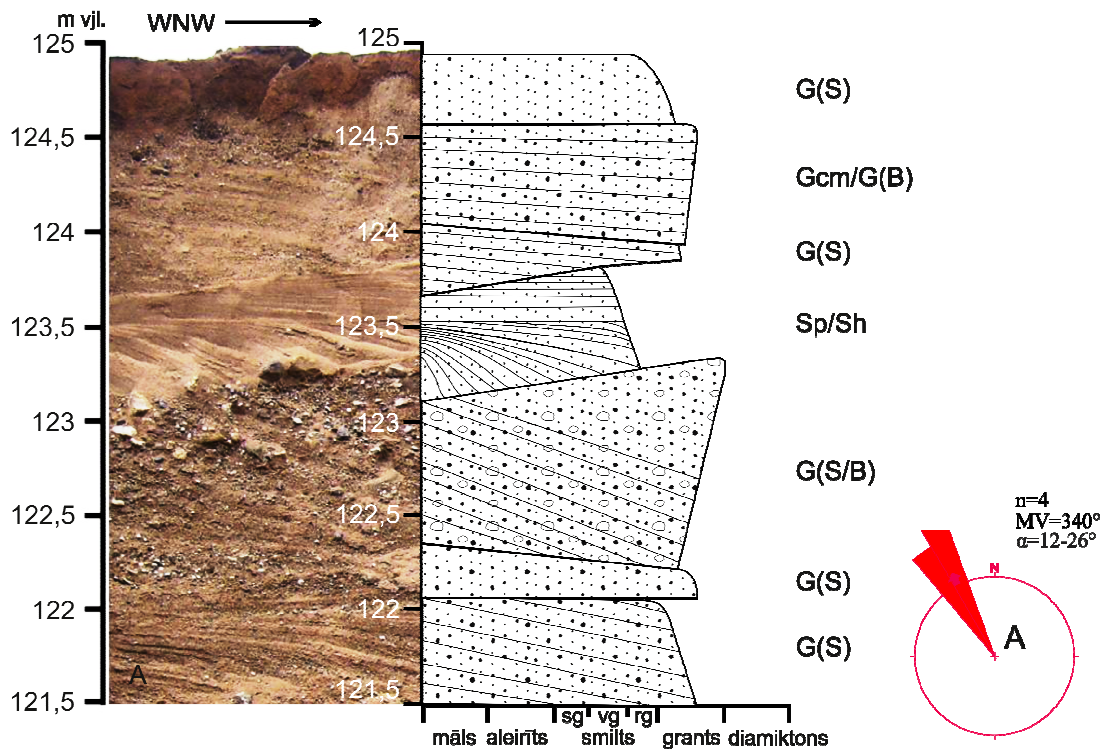
4.49. attēls. Rogovkas kēmu terases iekšējā uzbūve Žogotu karjera A sienā. Slīpslāņoto sēriju krituma azimutu diagramma pētījumu vietās Nr. 3 un Nr. 4. Pētījumu vietu atrašanās karjerā skat. 4.47. attēlā. A, B un C apzīmē slāņus, kuros izdarīti mērījumi. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

Figure 4.49. Internal structure of the Rogovka kame terrace in E face of the Žogotas pit. Diagrams of cross bedded series of sites No. 3 and No. 4. For location of the study sites see Figure 4.47. A, B and C denote measured beds. Lithofacial codes and legend for diagram see in Appendix No. 5.

Aptuveni 10 m uz dienvidaustrumiem (4.47. attēls, pētījumu vieta Nr.3 un Nr.4) glaciofluviālo nogulumu slāņu granulometriskais sastāvs ir līdzīgs iepriekš raksturotajam. Atsegtajā slānī novērojama paralēli un diagonāli slīpslāņota dažāda rupjuma smilts un oļainas grants slāņu mija. Atsegtā slāņa vidusdaļā konstatējams muldveida slāņojums. Novērojama arī atsevišķu nogulumu slāņu izķīlēšanās (4.49. attēls). Slīpslāņoto sēriju mērījumi atseguma vidusdaļā liecina, ka ledājūdeņu straumes tecējušas pārsvarā ZR un Z virzienā (4.49. attēls).

Žogotas karjera dienvidrietumu sienā (pētījumu vieta Nr.10, skat. 4.47. attēlā) glaciofluviālie nogulumi raksturojas ar rupjāku sastāvu. Atseguma apakšējā daļā tika konstatēta smilšainas un oļainas grants slāņu mija ar lēzeni izliektu slīpu slāņojumu. Novērojams oļu īpatsvara pieaugums virzienā uz augšu. Šos nogulumus pārklāj diagonāli, augstāk – paralēli, slāņotas dažāda rupjuma smilts slānis, kuru pārklāj paralēli slāņotas smilšainas un oļainas grants slānis. Granulometriski rupjāka materiāla īpatsvars pieaug

virzienā uz augšu. Veiktie slīpslāņoto sēriju mērījumi atseguma apakšējā daļā norāda, ka ledājūdeņu straumes tecējušas ZR virziena (4.50. attēls).



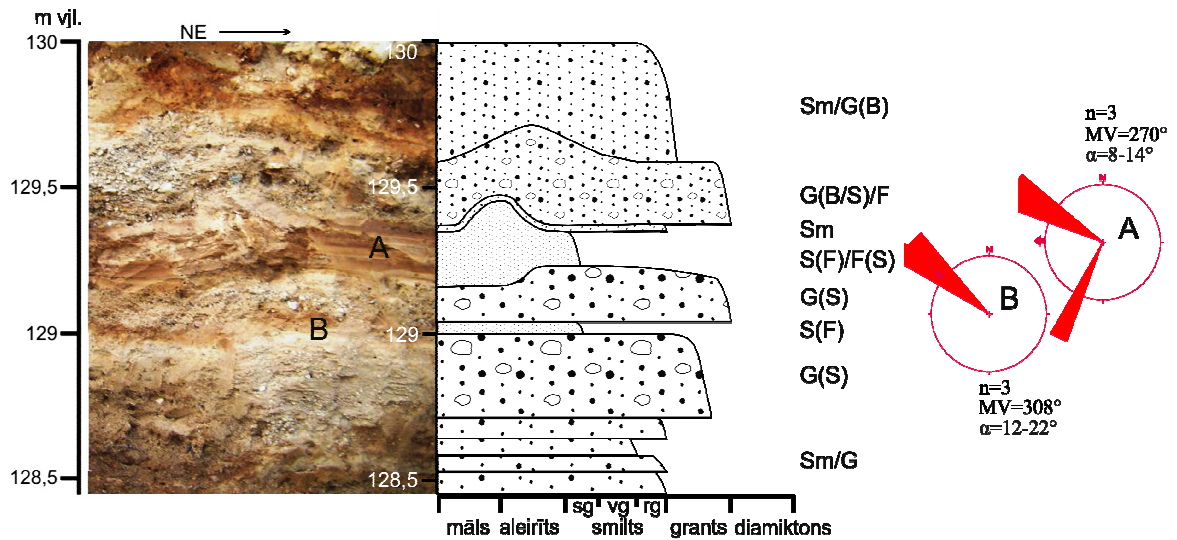
4.50. attēls. Rogovkas kēmu terases iekšējā uzbūve Žogotu karjera DR sienā. Slīpslāņoto sēriju krituma azimutu diagramma pētījumu vietā Nr.10. Pētījumu vietas atrašanās karjerā skat. 4.47. attēlā. A apzīmē slāni, kurā izdarīti mērījumi. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammai skat. 5. pielikumā.

Figure 4.50. Internal structure of the Rogovka kame terrace in SE face of the Žogotas pit. The diagram of cross bedded series of site nr.10. For location of the study site see Figure 4.47. A denote measured beds. Lithofacial codes and legend for diagram see in Appendix No. 5.

Sosines karjers atrodas Žogotu-Strūžānu ceļa D pusē iepretim Zušu mājām (4.47. A attēls). Karjerā smilts-grants materiāla ieguve ir pārtraukta, tomēr tajā bija iespējams konstatēt kēmu terases uzbūves dažas iezīmes. Kēmu terases virsa atrodas ap 130 m vjl. Karjera zemākajā līmenī tika konstatēts materiāls, kas pēc granulometriskā sastāva atbilst baseina nogulumiem – aleirītiska smilts ar izteiktām ritmiskām sedimentācijas pazīmēm. Karjera hipsometriski augstākos līmeņos izplatīta dažādgraudaina smilts, grants un oļi. Karjerā novērojama ievērojama laukakmeņu koncentrācija. Atsevišķu laukakmeņu garenass sasniedz 1 m.

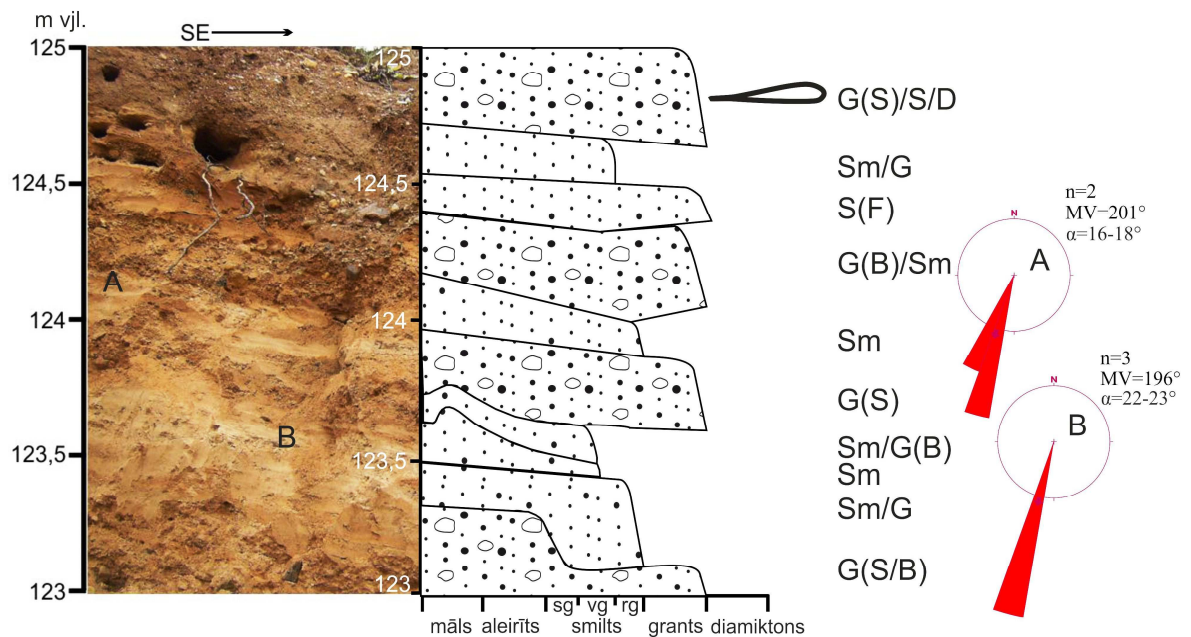
Kloneites karjers atrodas Rogovkas-Strūžānu ceļa D pusē ap 500 m uz Z no Kloneites mājām. Kēmu terases virsa atrodas ap 130 m vjl. Karjera atseguma hipsometriski zemāko daļu veido grantaina dažāda rupjuma smilts slāņu mija. Šo slāņu biezums nepārsniedz 5 cm. Virs šiem nogulumiem atrodas ap 35 cm biezs grants slānis. To pārsedz ap 2 cm biezs aleirītiskas smalkgraudainas smilts slānītis. Šos nogulumus pārklāj ap 30 cm biezs oļainas grants slānis ar smilti, kuru sedz aleirītiska smilts ar plānām aleirīta kārtiņām. Augstāk nogulumu kļūst granulometriski rupjāki. Rupjgraudainas smilts slāni klāj oļainas grants slānis ar aleirīta ieslēgumiem, bet augstāk seko dzelzs savienojumus saturoša smilts un ap 10-20 cm biezs grants slānis ar izklīdētiem oļiem. Slīpslāņoto sēriju mērījumi gan

olainās grants slānī, gan smalkgraudainas smilts slānī ir līdzīgi – krituma azimuts variē no 294° līdz 312° (4.51. attēls).



4.51. attēls. Rogovkas kēmu terases iekšējā uzbūve Kloneites karjerā un slīpslāņoto sēriju diagramma. A un B apzīmē slāņus, kuros izdarīti mērījumi. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

Figure 4.51. Internal structure of the Rogovka kame terrace in the Kloneites pit and diagrams of cross bedded series. A and B denote measured beds. Lithofacial codes and legend for diagrams see in Appendix No. 5.



4.52. attēls. Rogovkas kēmu terases iekšējā uzbūve Aizkalnes karjerā un slīpslāņoto sēriju krituma leņķu diagrammas. A un B apzīmē slāņus, kuros izdarīti mērījumi. Litofāciju kodus un apzīmējumus diagrammām skat. 5. pielikumā.

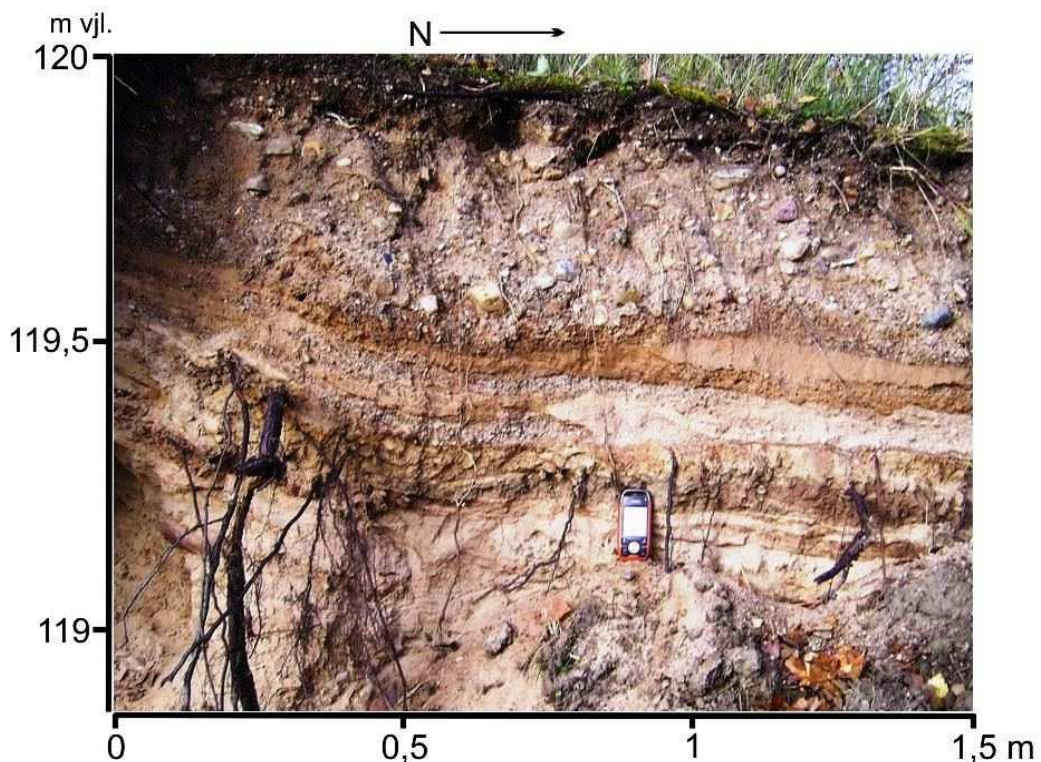
Figure 4.52. Internal structure of the Rogovka kame terrace in the Aizkalnes pit and diagrams of cross bedded series. A and B denote measured beds. Lithofacial codes and legend for diagrams see in Appendix No. 5.

Iekšējās uzbūves pētījumi Rogovkas kēmu terasē vēl tika veikti pie Aizkalnes mājām esošajos smilts-grants karjeros. Šo karjeru atsegumi atrodas Rogovkas-Strūžānu

ceļa D pusē. Jaunākais karjers, kurā smilts-grants ieguve uzsākta samēra nesen, atrodas ap 200 m uz ZR no Aizkalnes mājām. Kēmu terases virsa karjera teritorijā ir ap 125 m vjl. Nogulu materiāls raksturojas kā lēzeni un plakani paralēli slāņota dažāda rupjuma smilts, grants un oļainas grants slāņu mija. Ir raksturīgs dažāda granulometriskā sastāva glaciofluviālo nogulumu piemaisījums, diamiktona un smilšaina materiāla lēcveida ieslēgumi. Karjerā granulometriski rupjākās nogulumu frakcijas pārstāv vidēja lieluma akmeņi, kuru diametrs sasniedz 0,5 m. Atsegumā novērojamas nomatu tipa deformācijas. Šo deformāciju amplitūda pieaug virzienā uz augšu (4.52. attēls).

Vecākais karjers, kurā derīgā materiāla ieguve vairs nenotiek, atrodas ap 150 m uz Z no Aizkalnes mājām. Kēmu terases virsa karjera ZR daļā ir ap 130 m vjl. Salīdzinājumā ar hipsometriski zemāk esošo karjeru šī karjera ZR sienā atsegtajiem glaciofluviāliem nogulumiem ir rupjāks granulometriskais sastāvs. Tos pārsvarā veido oļainas grants slāņu mija ar dažādgraudainas smilts ieslēgumiem. Atseguma apakšējā daļā pārsvarā ir smalkgraudaina smilts. Savukārt atseguma augšējā daļā novērojami vidēji lieli akmeņi, kuru diametrs sasniedz 0,4 m.

Ielejveida pazeminājumu nogāzēm pieguļošo kēmu terašu iekšējās uzbūves īpatnības tika pētītas Latgales augstienes A daļā gar Istras D krastu un Asūnīcas Z krastu.

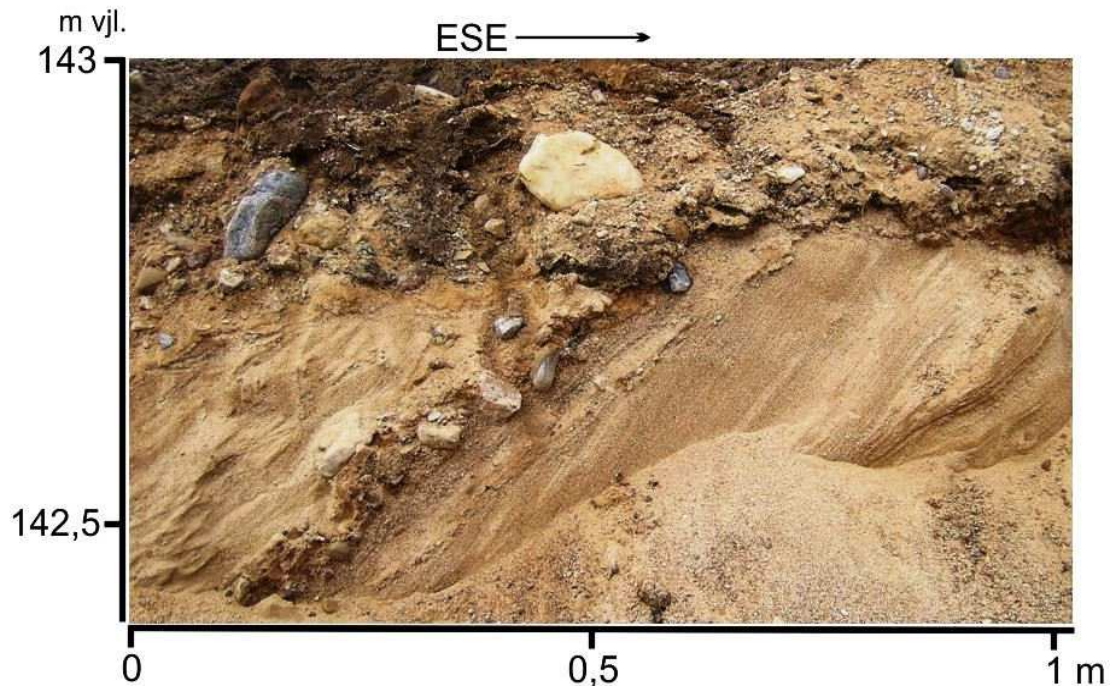


4.53. attēls. Istras kēmu terases iekšējā uzbūve atseguma R sienā.

Figure 4.53. Internal structure of the Istra kame terrace in the W face of the pit.

Istras kēmu terases iekšējās uzbūves pētījumi tika veikti karjerā, kas atrodas Istras D krastā, ap 1,7 km R no Zilupes dzelzceļa stacijas un ap 100 m uz DR no tilta pār Istru (4.53. attēls). Kēmu terases virsa atrodas ap 120 m vjl. Atseguma augstums ir 1,7 m, bet platums 4-5 m. Atsegto slāni veido neliela, ap 10-15 cm bieza, augsnes kārtā, zem kuras paguļ vāji šķiroti glaciofluviāls materiāls – dažādas graudainības smilts, grants, oļi un sīki akmeņi. Zem šiem nogulumiem atrodas pelēkzaļgani, smilšaini ar aleirītiska materiāla ieslēgumiem, morēnas nogulumi. Zemāk seko smalka smilts ar grants graudiņu piemaisījumu un morēnveidīgu nogulumu slāņu mija. Atseguma pamatni veido

smalkgraudaina un vidējgraudaina smilts slāņu mija ar retiem oļiem un vidējiem akmeņiem (4.53. attēls).



4.54. attēls. Asūnīcas kēmu terases iekšējā uzbūve Pļešņevas apkārtnē.

Figure 4.54. Internal structure of the Asūnīca kame terrace in the Pļešņeva pit.

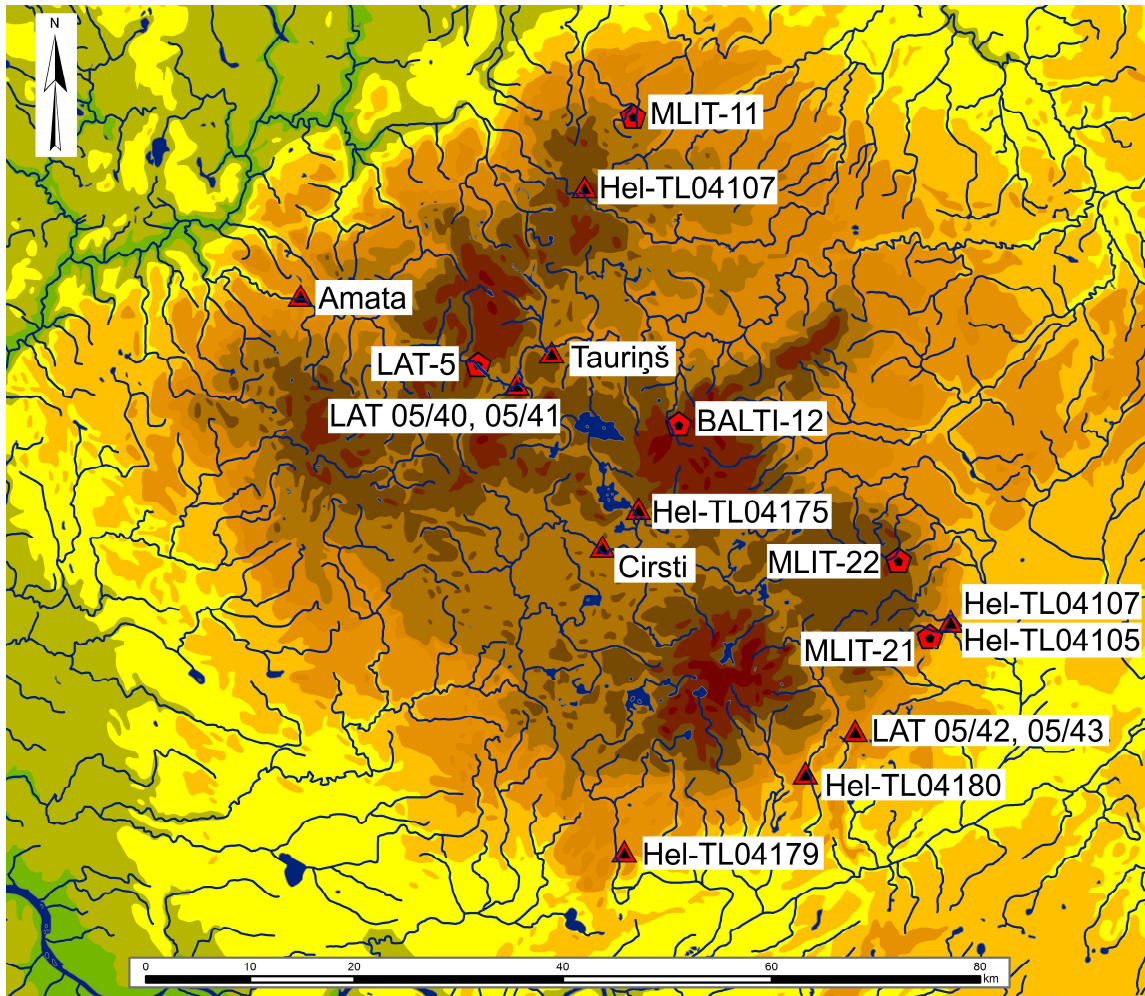
Savukārt Pļešņevas karjerā, kas atrodas Asūnīcas Z krastā ap 1,8 km uz DA no Pļešņevas smilts-grants ieguve ir pārtraukta, tāpēc detalizēti iekšējās uzbūves pētījumi netika veikti. Kēmu terases virsa šajā apvidū atrodas ap 140-145 m vjl. Glaciofluviālo nogulumu slāņa biezums atsegumā nepārsniedz 2,5 m. Atsevišķās karjera daļās, kur bija līdz 1,5 m² atsegumi, novērojama diagonāli slīpslāņotas dažādgraudainas smilts un smilšainas, retāk oļainas grants slāņu mija (4.54. attēls). Granulometriski rupjākās nogulumu frakcijas pārstāv reti lieli oļi un sīki laukakmeņi.

4.2.4. Kēmu terašu nogulumu datēšanas rezultāti

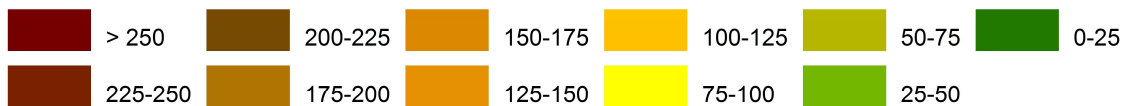
Ledāja reljefa formu veidošanās un pēdējā segledāja deglaciācijas laiktelpisko problēmu risināšanā pasaulē un Latvijā arvien lielāka uzmanība tiek pievērsta datēšanas metožu attīstībai un izmantošanai. Nogulumu datēšana ir ļoti nozīmīga kēmu terašu veidošanās laika noteikšanai gan tiešā veidā, veicot kēmu terases veidojošo nogulumu datēšanu, gan pastarpināti – nosakot ar kēmu terasēm saistīto ledāja reljefa formu veidošanās laiku, piemēram, ledāja malas veidojumu joslu rašanās laiku. To var uzzināt, noskaidrojot, kad lielie laukakmeņi izkusuši no ledāja, vai arī var veikt ledāja malas veidojumu joslu glaciomorfoloģisko datu korelāciju ar citiem datiem Latvijā vai kaimiņvalstīs. Sākotnēji kēmu terašu nogulumu paraugošana tika veikta, lai iegūtu pārlicību par iespēju datēt šos nogulumus, izmantojot OSL metodi. Paraugu ņemšanas vietas (4.55. attēls) tika izvēlētas tā, lai iegūtu teritoriāli salīdzināmas OSL datējumu sērijas par kēmu terašu veidošanās laiku, datēšanas rezultātu atbilstību vecumam, kas noteikts ar citām datēšanas vai ģeomorfoloģiski salīdzinošām metodēm un saskaņā ar mūsdienu priekšstatiem par Vēlā Vislas ledusvairoga deglaciācijas hronoloģiju.

Kēmu terašu veidošanās laika noteikšanai tika izmantoti gan paša autora, gan citu pētnieku (Raukas et al., 2010; Zelčs et al., 2011b) iegūtie OSL datējumu rezultāti (4.6.

tabula), kā arī V. R. Rinternehta un līdzautoru (Rinterknecht et al., 2006) noteiktie datējumi par laiku, kad lieli laukakmeņi izkusuši no ledāja (4.7. tabula).



Augstuma skala m vjl.



▲ OSL datējumu vietas

◆ ¹⁰Be datējumu vietas

4.55. attēls. OSL un ¹⁰Be datējumu vietas Vidzemes augstienē un Austrumlatvijas zemienes Aronas paugurlīdzenumā (digitālais reljefa modelis atvasināts izmantojot GIS Latvia 3.0 datubāzi).

Figure 4.55. in the Vidzeme Upland and the Ārona Hilly Plain of the Eastern Latvia Lowland. (Digital terrain model is derived from GIS Latvia 3.0 database).

Kopumā tika ievākti deviņi paraugi Vidzemes augstienes kēmu terasēs (4.6. tabula). Vidzemes augstiene paraugu ievākšanai tika izvēlēta, jo salīdzinājumā ar Alūksnes un Latgales augstienēm, tajā ir vairāk izteikta reljefa stāvainība (Āboltiņš, et al., 1975), kas savukārt dod labākas iespējas veikt laiktelpisko izmaiņu analīzi, jo atsevišķu kēmu terašu hipsometriskais novietojums ir ievērojami atšķirīgs. Iegūtie OSL datējumu rezultāti norāda nogulumu uzkrāšanās iespējamo laiku. Nogulumu vecums norādīts OSL gados. Tiek uzskatīts, ka OSL gadi atbilst kalendārajiem gadiem (Walker, 2005).

4.6.tabula. Kēmu terašu OSL datējumu vietas un rezultāti.*
Table 4.6. Location OSL dating sites and results.*

Datējuma indekss	Vieta	Koordinātas		Dziļums no zemes virsas, cm	Absolūtais augstums, m vjl.	Nogulumu vec., tūkst. OSL g.
		Z pl. (°)	A gar. (°)			
LAT 05/40	Lodesmuiza 01	57°08' 00.2"	25°38' 44.6"	200	188	9,85 ± 0,37
LAT 05/41	Lodesmuiza 02			600	184	14,55 ± 0,50
LAT 05/42	Smeceres sils 01	56°49' 37.5"	26°09' 54.2"	300	157	19,6 ± 1,0
LAT 05/43	Smeceres sils 02			500	155	26,8 ± 1,1
Hel-TL04104	Biksēre 01	56.918430	26.320816	340	124	18,3 ± 3,3
Hel-TL04105	Biksēre 02			200	126	16,9 ± 3,2
Hel-TL04107	Kārļu kalns	57.301183	25.761083	450	214	nav rezultāta
Hel-TL04175	Ineši	25.833294	57.023187	800	202	23,1 ± 5,7
Hel-TL04179	Veseta	56.732187	25.802627	420	138	70 ± 16
Hel-TL04180	Lejaskļaviņi	56.792349	26.082478	480	113	18 ± 10
-	Amata	57°12' 47"	25°18' 21"	550	145	---
-	Cirsti	56°59' 29"	25°46' 33"	550	184	---
-	Tauriņš	57°09' 35"	25°42' 08"	350	197	---

* Tabula sasādīta, izmantojot datus no Raukas et al., 2010.

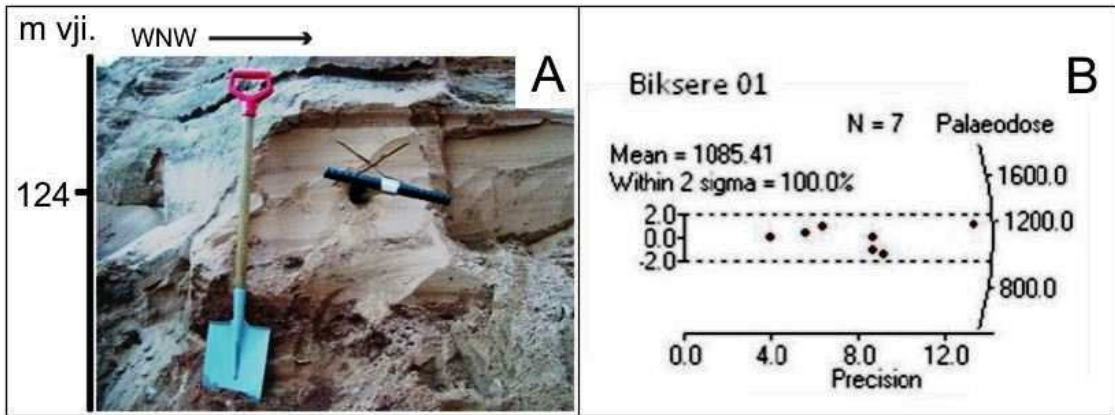
* Data derived from Raukas et al., 2010.

Lodesmuizas atsegums atrodas aptuveni 193 m vjl., un tā OSL datējumi liecina, ka Bānūžu-Lodes kēmu terases nogulumu, kuri atrodas aptuveni 5,5 m dziļumā no zemes virsas, ir uzkrājušies aptuveni pirms 14,55±0,55 tūkst. OSL gadu p.m. (Raukas et al., 2010). Tas korelējas ar vēlā pleniglaciāla beigu posmu un liecina par glaciofluviālo nogulumu uzkrāšanos agrā driasa vai bēlinga laikā. Savukārt, otra parauga datējums 2 m dziļumā no zemes virsas norāda, ka nogulumu ir 9,85±0,37 tūkst. gadu veci. Ņemot vērā to, ka preboreālajā laikā Latvijas teritorija jau sen bija atbrīvojusies no aktīvā ledāja un atsevišķās vietās bija iespējama tikai aprakto ledus blāķu kušana (Serebryany, 1978), šo datējumu nevar uzskatīt par korektu, jo iespējams, ka tā nelielais vecums nogulumu strauju uzkrāšanos vai to uzkrāšanos duļķainā ūdenī. Viena vai otra iemesla dēļ kvarca graudiņi nav saņēmuši pietiekamu Saules radiācijas devu pirms „aprakšanas”, un tāpēc datējums uzrāda ievērojami jaunāku vecumu.

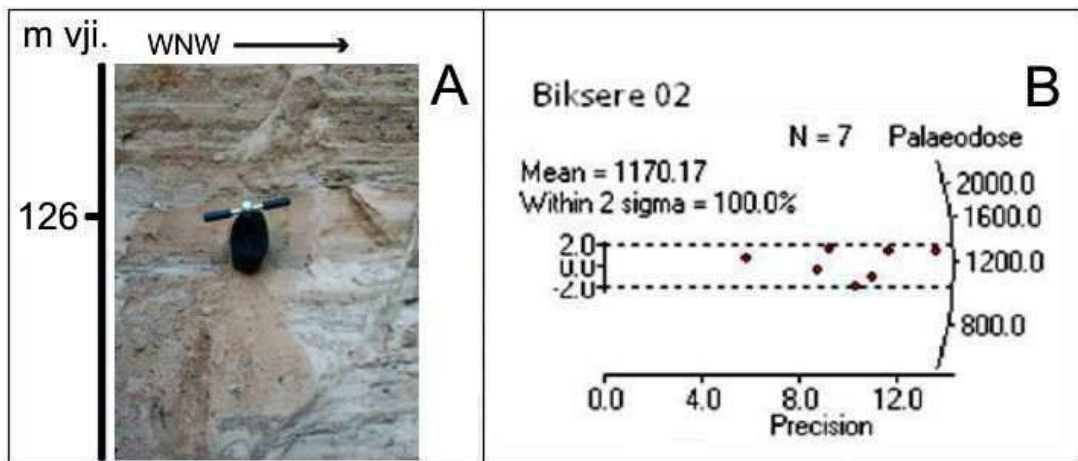
Smeceres sila atsegums atrodas ap 150 m vjl., kas atbilst vienam no Vidzemes augstienes Cesvaines-Vesetas kēmu terases hipsometriski augstākajiem līmeņiem. Datēšanai tika izmantota smalkgraudaina smilts 3,0 un 5,0 m dziļumā no zemes virsas (Raukas et al., 2010). OSL datējumu rezultāti (4.6. tabula) norāda, ka glaciofluviālie nogulumu ir uzkrājušies jau Vēlā Vislas ledusvairoga transgresijas posmā (vēlā pleniglaciāla sākumposmā). Šo nogulumu vecums mainās no 19,6±1,0 tūkst. gadu līdz 26,8±1,1 tūkst. gadu. Minētie datējumi, tāpat arī terasveida līmeņa virsējās daļas uzbūve Smeceres sila karjera apkārtnē, norāda uz šī terasveida līmeņa erozīvo raksturu. Sīkāk šo datējumu interpretācija ir izklāstīta 5. nodaļā.

Cesvaines-Vesetas kēmu terases Cesvaines-Madonas posma nogulumu datēšanai ar OSL metodi piemēroti izrādījās tikai smilts nogulumu paraugi no Biksēres Rūpnieku karjera atseguma. Kēmu terases virsa atrodas 128-131 m vjl., un, kā liecina iekšējās uzbūves pētījumi, tas atbilst Cesvaines-Vesetas kēmu terases nogulumu akumulācijas līmenim. Iegūtie OSL datējumi norāda, ka glaciofluviālie nogulumu 3,4 m dziļumā no kēmu terases virsas uzkrājušies aptuveni pirms 18,3 ± 3,3 tūkst. OSL gadu (4.56. attēls). Smilts parauga, kas ievākts 2 m dziļumā no kēmu terases virsas, datējums uzrāda, ka glaciofluviālo nogulumu vecums ir 16,9 ± 3,2 tūkst. OSL gadu (4.57. attēls). Kopumā abi

OSL datējumu rezultāti ir relatīvi korekti, jo to vecums atbilst superpozīcijas principam. Tomēr datējums no dziļākā slāņa uzrāda nedaudz palielinātu vecumu no paleoģeogrāfiskā viedokļa, taču kļūdas robežās iekļaujas Gulbenes deglaciācijas fāzes laikā (Āboltiņš, 2010; Zelčs et al., 2011b).



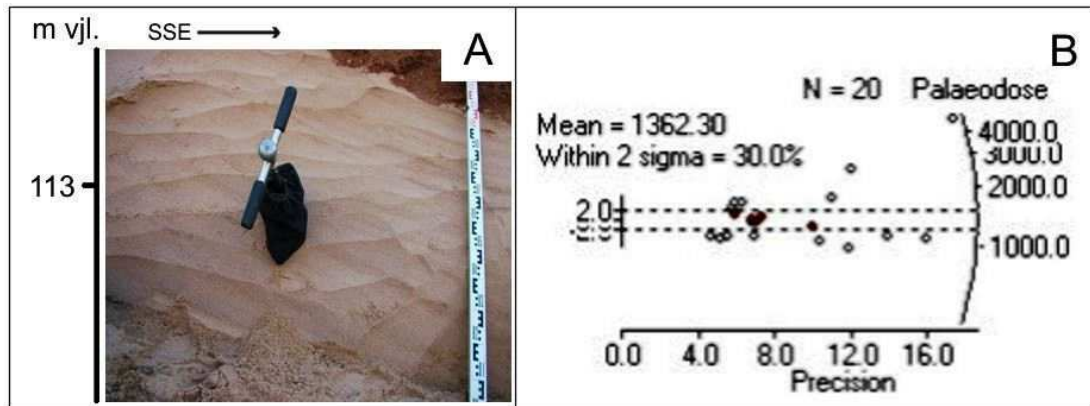
4.56. attēls. A. OSL paraugošanas vieta Bikšere-01 masīvas smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts slānī, 3,4 m dziļumā no zemes virsas. B. Bikšere-01 smilts parauga OSL mērījumu rezultātu diagramma.
 Figure 4.56. A. OSL sampling site Bikšere-01 in fine and medium grained massive sand layer at the Bikšeres-Rūpnieki sand-gravel pit outcrop. B. Results of the OSL measurements in the sand sample Bikšere-01.



4.57. attēls. A. OSL paraugošanas vieta Bikšere-02 masīvas smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts slānī, 2,0 m dziļumā no zemes virsas. B. Bikšere-02 smilts parauga OSL mērījumu rezultātu diagramma.
 Figure 4.57. A. OSL sampling site Bikšere-02 in fine and medium grained massive sand layer at the Bikšeres-Rūpnieki sand-gravel pit outcrop. B. Results of the OSL measurements in the sand sample Bikšere-02.

Kēmu terases virsa Lejaskļaviņu karjera apkārtnē tā hipsometriski augstākajā daļā atrodas ap 130 m vjl. Parauga ievākšanas vieta atrodas distālā virzienā no Madonas-Trepes vaļņa, kas fiksē Gulbenes oscilācijas fāzes maksimālo izplatību. Ģeomorfoloģiski tas izvietots Cesvaines-Vesetas kēmu terases Cesvaines-Madonas posma galā, kas noslēdzas ar kēmu terases deltu. OSL datēšanas procesā iegūtais rezultāts līdzīgi kā Bikšere-01 datējums, uzrāda nedaudz palielinātu nogulumu vecumu (4.58. attēls). Atlasīto kvarca graudiņu mērījumu rezultātu sadalījuma amplitūda ir diezgan plaša, jo 2σ robežās ietilpst

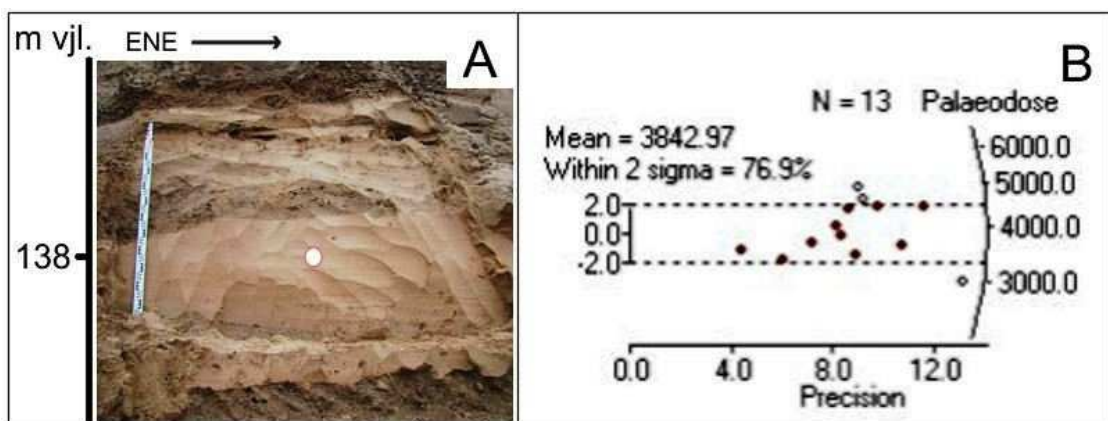
tikai 30% graudu. Iegūtie mērījumi ārpus 2σ grupējas divās grupās, uzrādot jaunāku un vecāku uzkrāšanās laiku. To varētu izskaidrot ar to, ka datēšanai izmantotais materiāls ir sajaukts, un pārstāv dažāda vecuma, vai arī vecākus, pārgulsnētus kvarca graudus. Tāpēc šis OSL datēšanas rezultāts ir uzskatāms kā aptuvenš. Ņemot vērā minētos apstākļus, varam uzskatīt, ka glaciofluviālie nogulumu šajā vietā ir uzkrājušies vēlāk nekā pirms 18 ± 10 tūkst. OSL gadu.



4.58. attēls. A. OSL paraugošanas vieta Lejaskļaviņu karjera atsegumā slīpslāņotas vidējgraudainas smilts slānī, 4,8 m dziļumā no zemes virsas. B. Lejaskļaviņu karjera smilts parauga OSL mērījumu rezultātu diagramma.

Figure 4.58. A. OSL sampling site Lejaskļaviņi in cross-bedded medium grained sand layer in the Lejaskļaviņi sand-gravel pit. B. Results of the OSL measurements in the sand sample Lejaskļaviņi.

OSL datēšanas rezultāti paraugam no Vesetas karjera atseguma, kas atrodas ap 138 m vjl., arī izrādījās pretrunā ar to novietojumu pleistocēna nogulumu griezumā, turklāt arī no paleoģeogrāfiskā viedokļa. Atsevišķiem kvarca graudiņu dozas mērījumiem ir pārāk liela novirze no iegūtā vidējā rādījuma un tie atrodas ārpus 2σ pieļaujamajām robežām. Lai pārbaudītu datējuma ticamību, tika veikti divi mērījumi, kas deva samērā plašu rezultātu amplitūdu, bet datējuma gala rezultāts tika iegūts, izmantojot abu mērījumu rādītājus un nosakot, vidējo rādījumu (4.59. attēls).

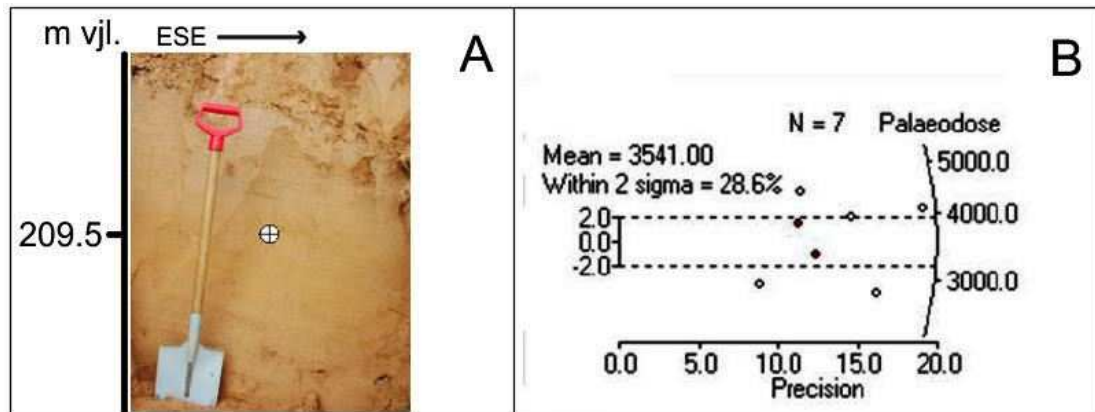


4.59. attēls. A. OSL paraugošanas vieta Vesetas karjera atsegumā, plakanparalēli slāņotas smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts slānī, 4,2 m dziļumā no zemes virsas. B. Vesetas smilts parauga OSL mērījumu rezultātu diagramma.

Figure 4.59. A. OSL sampling site Veseta in flat parallel bedded fine and medium grained sand layer in the Vesetas sand-gravel pit. B. Results of the OSL measurements in the sand sample Veseta.

Veiktās analīzes rezultātā 76,9% no datētajiem kvarca graudiņiem iekļāvās pieļaujamajā izkliedē, un tas deva iespēju noteikt iespējamo nogulumu sedimentācijas laiku kā 70 ± 16 tūkst. gadu, kas korelējas ar agrā pleniglaciāla sākuma posmu, kad ledājs, iespējams, pirmo reizi sasniedza Ziemeļlatvijas teritoriju (Dreimanis et al., 1999). Taču, kā uzsvērts iepriekš, Vesetas karjera atsegumā iegūtais OSL datējums ir pretrunā ar pleistocēna nogulumu griezumumu un šīs teritorijas attīstību Vēlā Vislas leduslaikmeta beigu posmā.

Gar glaciģēno pauguru nogāzēm izvietoto kēmu terašu nogulumu vecuma noteikšana ar OSL metodi tika veikta Kārļu kalna kēmu terasē un Inešu kēmu terasē. Diemžēl datēšanas rezultāti nedeва vēlamo rezultātu (4.60. un 4.61. attēli).

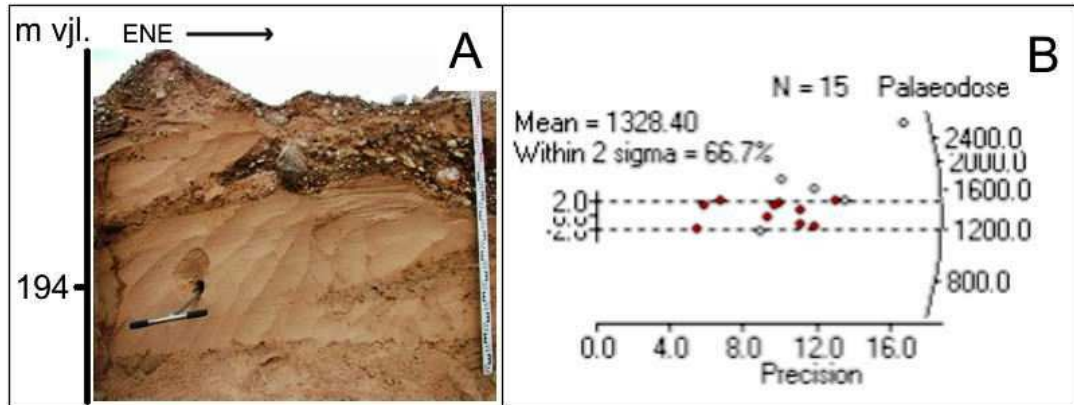


4.60. attēls. A. Kārļu OSL paraugošanas vieta karjera atsegumā slīpslāņotas smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts slānī, 4,5 m dziļumā no zemes virsas. B. Kārļu kalna kēmu terases smilts parauga OSL mērījumu rezultātu diagramma.
Figure 4.60. A. OSL sampling site Kārļu in cross-bedded fine and medium grained sand layer at the Kārļu hill sand-gravel pit. B. Results of the OSL measurements in the sand sample Karļu kalns.

Kārļu kalna kēmu terases atsegumā, kas atrodas 214 m vjl., smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts paraugs tika ievākts ap 4,5 m no kēmu terases virsas. OSL datēšanas procesā atklājās (4.60. attēls), ka atlasīto kvarca graudiņu datēšanas rezultātu izkliede bija pārāk liela, lai varētu veikt ticamu statistikas analīzi. Tikai divi mērījumi no septiņiem atradās ticamības līmenī, tāpēc nebija iespējams iegūt galīgo rezultātu. Iespējams, ka kvarca graudiņi nav saņēmuši pietiekamu saules radiācijas devu pirms „apprakšanas”, jo pastāv iespēja, ka ledājūdeņi bija duļķaini, jo saturēja lielu daudzumu suspendēto daļiņu, kuras aizkavēja kvarca graudu izgaismošanu, vai arī materiāls tika transportēts nelielā attālumā un ātri nogulsnēts.

Inešu kalna kēmu terases atsegumā, kas atrodas 202 m vjl., smalkgraudainas smilts paraugs datēšanai ar OSL metodi tika paņemts aptuveni 8 m dziļumā no kādreizējā kēmu terases virsas līmeņa. OSL datēšanas procesā iegūtie rezultāti liecina (4.61. attēls), ka ticamība 2σ robežās iegūtajiem mērījumiem ir 66,7%. Dozas mērījumu rezultāti uzrāda bimodālu sadalījumu, kas liecina par dažāda vecuma kvarca graudu klātbūtni. Tas ir iespējams, ja, piemēram, agrāk noguldīti graudi tiek pārgulsnēti un uzkrājas kopā ar jaunākiem kvarca graudiem. Iegūtais galējais OSL datējums ir ar ievērojamu pieļaujamo kļūdu 2σ robežās. Iespējams, ka datēšanai izmantotie nogulumu ir uzkrājušies agrāk, pēdējā Fenoskandijas ledusvairoga maksimālās transgresijas laikā pirms $23,1 \pm 5,7$ tūkst. OSL gadu, bet deglaciācijas laikā tie tikuši izskaloti un aiztransportēti nelielā attālumā, un ātri apbērti ar jaunākiem nogulumiem. Tomēr, ņemot vērā mērījumu izkliedi, šo datējumu var interpretēt dažādi. Par labu uzskatam, ka sākotnējā nogulsnēšanās bijusi ledāja

transgresijas laikā, netieši norāda parauga ievākšanas dziļums no kēmu terases virsas. Otrs variants – var uzskatīt, ka smilts materiāls ir ātri akumulēts un nav saņēmis pietiekamu gaismas dozu.



4.61. attēls. A. OSL paraugošanas vieta Inešu karjera atsegumā plakanparalēli slāņotas smalkgraudainas un vidējgraudainas smilts slānī, 8 m dziļumā no zemes virsas. B. Inešu kēmu terases smilts parauga OSL mērījumu rezultātu diagramma.

Figure 4.61. A. OSL sampling site Ineši in flat parallel bedded fine and medium grained sand layer in the Ineši sand-gravel pit. B. Results of the OSL measurements in the sand sample Ineši.

Smilts paraugi OSL datēšanai tika ņemti arī Amatas, Tauriņa un Cirstu karjera atsegumiem. Šie datēšanas rezultāti vēl joprojām nav saņemti no Helsinku Universitātes Dabas muzeja datēšanas laboratorijas. Ierobežotais finansējums, tā piešķiršanas noteikumi ESF projekta ietvaros un kaimiņvalstu datēšanas laboratoriju lielais noslogojums ir iemesls tam, ka kēmu terašu nogulumu vecums ar OSL metodi netika noteikts Alūksnes un Latgales augstienēs.

4.7. tabula. ¹⁰Be datējumu vietas un rezultāti (pēc Rinterknecht et al., 2006).

Table 4.6. Location ¹⁰Be dating sites and results (after Rinterknecht et al., 2006) .

Nr. p.k.	Parauga Nr.	Laukakmens nosaukums	Koordinātas		Absolūtais augstums, m vjl.	¹⁰ Be vecums
			Z pl. (°)	A gar. (°)		
1	BALTI-12	Cukuru akmens	57,0950	25,9008	218	30,1±1,8
2	LAT-5	Bānūžu Velnakmens	57,1508	25,5850	193	18,5±1,6
3	MLIT-11	Bemberu akmens	57,3611	25,8417	183	13,2±0,9
4	MLIT-22	Vaļģu akmens	56,5800	26,2417	210	13,5±1,2
5	MLIT-21	Īvānu Velnakmens	56,9061	26,2878	167	12,6±1,5

Kēmu terašu veidošanās laiktelpiskās secības noteikšanā ir iespējams izmantot arī datus, kas iegūti ar citām datēšanas metodēm deglaciācijas hronoloģijas izstrādāšanai. Vēlā Vislas apledošanas deglaciācijas gaitas hronoloģijas izzināšanai un uzlabošanai Fenoskandijas ledus vairoga DA nogāzē tika izmantota ¹⁰Be izotopa datēšanas metode, kas pamatojas uz kosmogēno nuklīdu uzkrāšanos kvarca kristāliskajā režģī, jo šis process sākās pēc tam, kad erātiskie laukakmeņi, kuri saturēja šos minerālus, izkusa no ledāja (Rinterknecht et al., 2006). Nedaudz vēlāk V. Zelčs un līdzautori (Zelčs et al., 2011b) veica ¹⁰Be pārrēķinu attiecībā uz Kaldabruņas, Gulbenes un Linkuvas ledāja malas veidojumu

joslām Latvijā. OSL un ^{10}Be datēšanas rezultātu salīdzināšana, izņemot Bānūžu Velnakmens datējumu, kopumā liecina, ka ar ^{10}Be metodi iegūto ledāja malas veidojumu vecuma datējums atšķiras aptuveni par 1,2–1,4 tūkstošiem gadu (tie ir jaunāki) salīdzinājumā kēmu terašu vecumu, kas noteikts ar OSL metodi. Par līdzīga rakstura atšķirībām OSL un AMS ^{14}C datējumiem no vienas puses, un ^{10}Be datēšanas rezultātiem, no otras puses, ziņo V. Kalms (Kalm, 2006), V. Zelčs ar līdzautoriem (Zelčs et al., 2011b), A. Raukas un V. Zelčs (Raukas, Zelčs, 2011) 8. Baltijas stratigrāfijas konferencē, un pētījumu rezultāti ir publicēti arī konferences tēzēs. A. Raukas un V. Zelčs (2011), kā arī A. Raukas ar līdzautoriem (Raukas et al., 2010) norāda, ka šo atšķirību pamatā ir metodiska rakstura kļūdas, kas piemīt ^{10}Be datēšanas metodei (laukakmens apaugums ar ķērpjiem un sūnām, tā virsas korāzija un sniega segas ekranizējošā loma). Pētījumam ir izmantoti tie ^{10}Be datējumi, kas veikti Vidzemes augstienes teritorijā (4.33. attēls, 4.7. tabula).

Minētā pētījuma ietvaros Vidzemes augstienē tika noteikts laiks, kad no ledāja izkusa Cukuru (BALTI-12), Bānūžu Velnakmens (LAT-5), Bemberu (MLIT-11), Vaļģu (MLIT-22) un Īvānu Velnakmens (MLIT-21) (4.33. attēls).

Bānūžu Velnakmens atrodas Tauresnes pagastā Bānūžu ezera Z krasta nogāzē ap 193 m vjl., kur kēmu terases virsā ir izkļiedēti vēl trīs vidēji lieli laukakmeņi. Veiktais datējums (LAT-5) uzrāda, ka Bānūžu Velnakmens ir izkūsis no ledāja pirms apmēram $18,5 \pm 1,6$ tūkst. gadu. Šis rezultāts stipri atšķiras no OSL datējumiem Lodesmuižas karjerā, kā arī neiekļaujas vispārējā Latvijas deglaciācijas hronoloģiskajā shēmā. Iespējams Bānūžu Velnakmens uz ledāja virsmas ir nonācis ievērojami agrāk. Ledāja perifēriālās segas apgabalā, kur malas zonā dominē ledus spiedes plūsma notiek augšupejoša ledāja kustība un zvīņveida uzbīdījumu veidošanās. Šie procesi kopā ar ablāciju sekmē ledāja bazālā materiāla un iekšledāja materiāla nonākšanu uz ledāja virsas.

Savukārt Bemberu laukakmens datējums (MLIT-11) norāda, ka šis laukakmens, kas atrodas Vidzemes augstienes Z daļā, iespējams, saistīts ar Linkuvas fāzes ledāja malas veidojumiem un ir izkūsis no ledāja pirms $13,2 \pm 0,9$ tūkst. gadu.

Vaļģu laukakmens atrodas Vidzemes augstienes Vestienas paugurainē, Vaļģu plakanvirsas paugura nogāzes augšdaļā ap 15 km uz rietumiem no Cesvaines. Kvarca graudu ^{10}Be datējums (MLIT-22) no tā virsas uzrāda vecumu $13,5 \pm 1,2$ tūkst. gadu. Iegūtais datējums laika ziņā ir jaunāks nekā iespējamais Gulbenes deglaciācijas fāzes vecums šajā teritorijā, kad gar pazeminājuma malu veidojās kēmu terase.

Cukuru laukakmens atrodas Vidzemes augstienes Piebalgas grēdas Brektu pirmmasīvpaugura Z nogāzes augšmalā. Tā kvarca graudu datējuma (BALTI-12) ^{10}Be vecums ir $30,1 \pm 1,8$ tūkst. gadu. Šis rezultāts atbilst Lejasciema interstadiāla noslēguma posmam vai Vēlā Vislas segledāja transgresijas etapa sākumam, kad ledājs, visticamāk, nebija sasniedzis Vidzemes augstieni (Zelčs, Markots, 2004). Iespējams, ka datējums paleogeogrāfiskiem mērķiem vispār nav izmantojams, jo laukakmens varētu būt vairākkārt asimilēts ledājā un pārdzīvojis daļēju virsmas abrāziju ledāja ietekmē (Rinterknecht et al., 2006).

Īvānu Velnakmens atrodas 167 m vjl. ap 2,4 km uz DR no Bikšēres ciemata. Šis hipsometriskais novietojums sakrīt ar kēmu terases erozijas un akumulācijas līmeņu maiņu. Datējuma (MLIT-21) rezultāts norāda, ka, iespējams, ledus šajā apkārtnē izkūsis vismaz pirms $12,6 \pm 1,5$ tūkst. g., taču šis datējums ir jaunāks nekā Gulbenes deglaciācijas fāzes vidējais vecums Latvijas teritorijā (Zelčs et al., 2011b).

Izmantojot ^{10}Be datēšanas rezultātus, ir jāņem vērā, ka ir iespējamas ievērojamas datēšanas kļūdas, ko nosaka ^{10}Be datējumu veikšanas metodika. Laukakmeņu ^{10}Be vecuma datējumu izmantošana ir pieļaujama, tikai lai noteiktu kēmu terašu veidošanās procesu relatīvās laiktelpiskās attiecības.

5. Diskusija un interpretācija

Veiktie pētījumi starplobu izometriskajās augstienēs liecina par kēmu terašu morfoloģisko daudzveidību to konfigurācijas plānskatījumā un virsmas saposmjuuma ziņā, kā arī iekšējās uzbūves atšķirībām starp dažāda tipa kēmu terasēm un vienas kēmu terases dažādiem līmeņiem. Kēmu terašu izvietojums un morfoloģisko tipu dažādība ir tieši saistīta ar citu ledāja reljefa mezofomu telpisko novietojumu un morfoloģiskām īpatnībām.

5.1. Citu ledāja reljefa formu morfoloģisko īpatnību saistība ar kēmu terasēm

Ilgu laiku uzskatīja, ka kēmu terases veidojas tikai gar ielejveida pazeminājumu nogāzēm (Flint, 1929, 1930, 1947, 1964; Mannerfelt, 1945, 1947). Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs ir samērā bieži sastopamas subglaciālās iegultnes, un tajās atrodas plaši upju augšteču pazeminājumi, gar kuru nogāzēm ir izplatītas kēmu terases. Gar upju augšteču pazeminājumu nogāzēm, kurās apledošanas laikā izvietojās ledāja mēles vai mikromēles (Āboltiņš et. al., 1975; 1976; Zelčs, Markots, 2004), bieži ir izveidojušās joslveida kēmu terases.

Šāda tipa kēmu terases sastopamas gar Bānūžu-Lodes, Kornetu-Peļļu subglaciālo iegultņu nogāzēm, kā arī gar Gaujas, Pīslas, Ogres, Amatas, Istras, Zilupes un Asūnīcas augšteču pazeminājumu nogāzēm. Kartogrāfiskā materiāla analīze pieļauj iespēju, ka šī tipa kēmu terases ir izplatītas arī gar Rēzeknes, Maltas un Dubnas pazeminājumu robežām, jo gar to nogāzēm ir izplatīti glaciofluviālas izcelsmes nogulumi (Juškevičs et. al., 1981). Savukārt Latgales augstienē gar lielāko subglaciālo iegultņu nogāzēm, pie Garā, Okras, Dubuļu un Geraņimovas-Ilzas ezeriem, kēmu terases netika konstatētas. Iespējams, ka šajā gadījumā ledājūdeņu notece veidojās pa aprimušā ledāja plaisu un tuneļu sistēmu. Līdz ar to ledājūdeņu nestais materiāls netika nogulsnēts uz ledāja kontakta nogāzes. Pētījumi kēmu terašu izplatības areālos liecina, ka to morfoloģiju ir ietekmējušas šo pazeminājumu nogāžu morfoloģiskās īpatnības – relatīvais augstums un garums. Tām ir izteikta joslveida konfigurācija. Bieži vien kēmu terases stiepjas gar abām pazeminājumu norobežojošajām nogāzēm (piemēram, Bānūžu-Lodes kēmu terase), bet lielākā skaitā un izteiktāki terasveida līmeņi ir izveidojušies uz dienvidu ekspozīcijas nogāzēm.

Tomēr plašākās kēmu terases veidojas gar starplobu izometrisko augstieņu marginālajām ledus kontakta nogāzēm. Tās raksturojas ar vairākiem terasveida līmeņiem un veido plašu joslveida veidojumu, kuru izplatību nosaka augstieņu kā makroformu nogāzes morfoloģiskās īpatnības. Salīdzinot Vidzemes, Latgales un Alūksnes augstieņu ledāja marginālās kontakta nogāzes kēmu terases, var konstatēt, ka liela nozīme ir nogāzes relatīvajam augstumam un, kā jau tas iepriekš uzsvērts, nogāzes ekspozīcijai un tās garumam. Gar Vidzemes augstienes DA nogāzi ir izveidojusies lielākā kēmu terase Latvijā. Tās garums pārsniedz 40 km. Šīs kēmu terases veidošanos lielā mērā ir ietekmējis nogāzes novietojums, Lubāna ledus loba ievērojamais ledus masas apjoms un ledus plūsmas raksturs, ko noteica zemledāja gultnes plašais silesveida pazeminājums (Zelčs, Markots, 2004). Šī ledus loba pretējā pusē gar Latgales augstienes ZR nogāzi stiepjas Rogovkas nedaudz mazākā kēmu terase. Maksimālā augstumu starpība starp šīs kēmu terases augstāko un zemāko līmeni ir 20-31 m. Savukārt Cesvaines-Vesetas kēmu terases līmeņu maksimālā augstumu starpība atsevišķos profilos pārsniedz pat 70 m. To varētu izskaidrot ar to, ka Latgales augstienes ledus kontakta nogāze salīdzinājumā ar Vidzemes augstienes ledāja marginālo nogāzi bija ievērojami īsāka un zemāka, bet nogāzes ekspozīcija nebija tik labvēlīga, lai veidotos liela apjoma ledājūdeņu straumes un attīstītos kēmu terases. Jāņem vērā arī, ka no Vidusgaujas zemiens un Vidzemes augstienes iekšējiem apvidiem šīs kēmu terases virzienā drenējās arī lokālie ledāja sprostezeri un

nelielie paliku baseini, par to liecina M. Nartiša un V. Zelča (Nartišs, Zelčs, 2007, 2011) pētījumi.

Alūksnes augstienē nozīmīgākās kēmu terases stiepjas gar augstienes rietumu un dienvidaustrumu marginālajām nogāzēm. Bejas kēmu terase pieguļ Alūksnes augstienes DA nogāzei, un maksimālā augstumu starpība starp terasveida līmeņiem sasniedz septiņus metrus. Savukārt Silaktu kēmu terases, kas stiepjas gar Alūksnes augstienes R nogāzi, nogāzes ekspozīcija ir nelabvēlīgāka, bet maksimālā augstumu starpība starp terasveida līmeņiem ir ap 20 m. Iespējams, ka šīs atšķirības sekmēja Alūksnes augstienes deglaciācijas īpatnības dažādās tās daļās. Ledāja atkāpšanās no Gulbenes fāzes galējiem malas veidojumiem notika salīdzinoši strauji (Zelčs, Markots, 2004; Āboltiņš, 2010). Rievoto morēnu lauki, kuru izplatība ir analizēta V. Zelča (1999) darbā, blakus pieguļošajā Adzeles pacēlumā liecina, ka šajā teritorijā dominēja frontālā ledāja atkāpšanās. Savukārt Vidusgaujas lobs gar Vidzemes augstieni aprīma, veidojot plašus stagnanta ledus laukus, un tas ir raksturīgs areālās deglaciācijas piemērs (Zelčs et al., 2011b).

Starplību izometrisko augstieņu teritorijās bieži vien tika konstatētas morfometrisko rādītāju ziņā salīdzinoši mazākas kēmu terases. Tās stiepjas gar dažādas izcelsmes pauguru nogāzēm. Uz pirmmasīvpaugura nogāzes kēmu terase ir konstatēta tikai Inešu apkaimē (4.9. attēls). Bieži vien kēmu terases ir saistītas ar plakanvirsas pauguru nogāzēm (skat. 4.1., 4.2. un 4.3. tabulu). A. Markots (Markots, 2011) norāda, ka raksturojot atsevišķus plakanvirsas paugurus, ieteicams atzīmēt terašu daudzumu, to izteiksmīguma pakāpi un terašu augstuma rādītājus. Plakanvirsas pauguru relatīvā augstuma un terases līmeņu skaita korelācijas rezultāti liecina, ka salveida starplību izometriskajās augstienēs terašu skaits palielinās gadījumos, kad pieaug plakanvirsas pauguru relatīvais augstums. Šo likumsakarību var uzskatīt par statistiski būtisku (korelācijas koeficients ir 0,411).

Aprēķinot šāda veida korelāciju atsevišķi pa augstienēm, iegūtie rezultāti norāda, ka Alūksnes augstienē konstatētā likumsakarība nav statistiski būtiska (korelācijas koeficients ir tikai 0,295). Piemēram, Saules kalnam, kurš atrodas Alūksnes augstienē, ir izteikti divi terasveida līmeņi. Šī paugura relatīvais augstums sasniedz 63 m. Savukārt Skujenes plakanvirsas pauguram, kurš atrodas Vidzemes augstienē, ir izsekojami pieci kēmu terases līmeņi, bet tā relatīvais augstums ir ievērojami mazāks (34 m). Tas liecina, ka Alūksnes augstienē, salīdzinājumā ar Vidzemes un Latgales augstieni, ledāja kušana bija vienmērīgāka un ledājūdeņu noteces apstākļi labāki, kā rezultātā gar plakanvirsas pauguru nogāzēm kēmu terašu līmeņu skaits ir mazāks, lai gan atsevišķu pauguru relatīvais augstums ir lielāks.

Morfoloģiskā ziņā kēmu terases, kas izplatītas gar pauguru nogāzēm, atgādina nelielus terasveida segmentus. Pētījuma laikā konstatēts, ka šīs terases morfoloģiski labāk ir izteiktas gar pauguru D un DA nogāzēm. Tas liecina, ka nogāzes ekspozīcija ir jāuzskata par būtisku faktoru kēmu terašu attīstībā. Šo kēmu terašu morfoloģiju ievērojami ietekmējuši arī glacioakvālie un fluvialās erozijas procesi. Gadījumos, ja kēmu terasi veidojušie nogulumi uzkrājušies glaciofluvialu procesu ietekmē, tad gala rezultātā veidojas vienkāršas kēmu terases ar vienu izteiktu terasveida līmeni (skat. 4.7. A attēlu). Savukārt, ja kēmu terase veidojusies glaciolimniskā vidē (4.7. B attēls), tad uz paugura nogāzes bieži vien iespējams izsekot vairākus terasveida līmeņus. Visticamāk, ka tas izskaidrojams ar atšķirīgu ledāja kušanas ātrumu stāvoša ūdens apstākļos un tekoša ūdens vidē, kur novērojama ledājkūšanas ūdeņu sajaukšanās, termālā un mehāniskā erozija.

5.2. Kēmu terašu morfoloģiskie tipi

Pētījumi par kēmu terašu izplatību un to morfoloģiskajām īpatnībām, t. sk. morfometriskajiem parametriem, liecina, ka pastāv acīmredzamas likumsakarības, pēc kurām ir iespējams veikt kēmu terašu tipizāciju.

Vispirms morfoloģisko pētījumu rezultāti parāda, ka lielākās un nozīmīgākās kēmu terases ir veidojušās gar starplobu izometrisko augstieņu marginālajām (laterālajām) ledus kontakta nogāzēm. Šāda tipa kēmu terases raksturīgas gar Vidzemes augstienes dienvidaustrumu nogāzi, Latgales augstienes ziemeļu nogāzi un Alūksnes augstienes rietumu un dienvidaustrumu nogāzi. Savukārt augstieņu iekšējos apvidos kēmu terases izmēru ziņā ir mazākas, kaut gan atsevišķas no tām ir izplatītas joslu veidā gar upju augšteču plašajiem pazeminājumiem un subglaciālo iegultņu nogāzēm. Šie atšķirīgie novietojuma apstākļi dod iespēju iedalīt kēmu terases pēc to novietojuma un sasaites ar citām ledāja reljefa formām. Pēc šīm īpašībām var izšķirt starplobu izometrisko augstieņu (1) laterālās ledus kontakta nogāžu kēmu terases, (2) ledus mēļu pazeminājumu (depresiju) kēmu terases un (3) ledāja mezoformu – plakanvirsas pauguru, pirmmasīvpauguru, morēnpauguru un tunelīeleju – nogāžu kēmu terases.

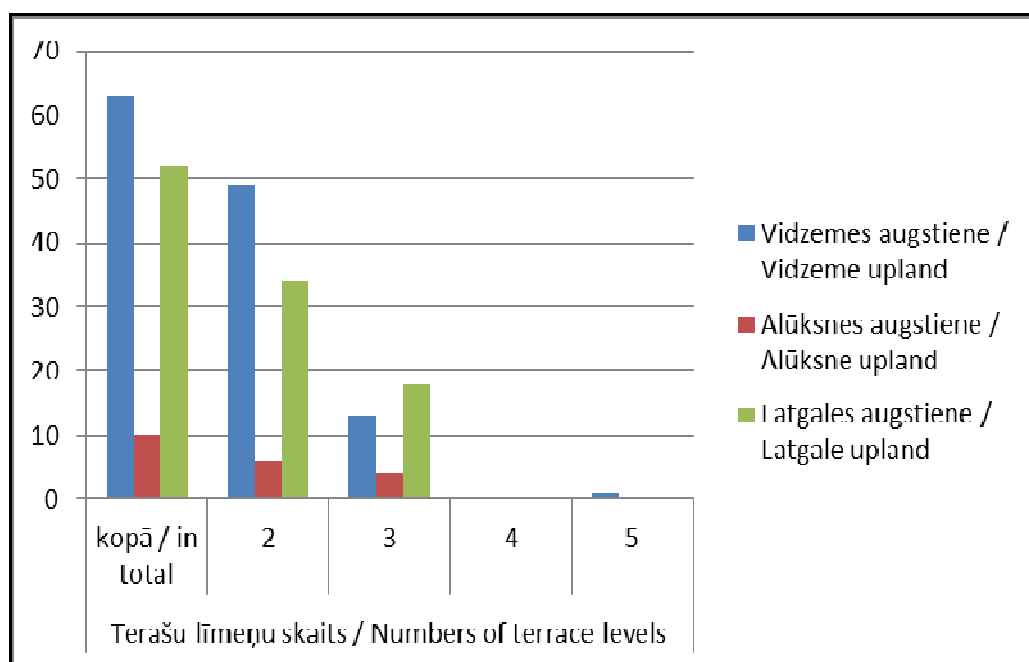
Kēmu terašu veidošanos tieši ietekmē ar tām kontaktējošo ledāja reljefa formu morfoloģiskās īpatnības. Klasiskā izpratnē kēmu terases ir joslveida terasveidīgi veidojumi gar ielejveida pazeminājumu nogāzēm (Flint, 1964). Šādas klasiska tipa kēmu terases konstatētas gar Bānūžu-Lodes subglaciālās iegultnes nogāzēm. Līdzīgas kēmu terases veidojas gar starplobu izometrisko augstieņu marginālajām (laterālajām) ledus kontakta nogāzēm. Attiecībā pret ledus loba ķermeni joslveida kēmu terases novietojums ir laterāls. Laterālās joslveida kēmu terases konstatētas gar Alūksnes augstienes rietumu un dienvidaustrumu nogāzēm Bejas un Silaktu apkārtnē, gar Vidzemes augstienes dienvidaustrumu nogāzi posmā starp Cesvaini un Vietalvu un gar Latgales augstienes ziemeļrietumu nogāzi posmā starp Rancāniem un Strūžāniem.

Savukārt gar dažādas izcelsmes pauguru nogāzēm kēmu terases ir ievērojami mazākas. Tās parasti izpaužas kā nelieli, līdz 1 km gari un 0,3 km plati, terasveida segmenti, kuru veidošanās apstākļi atbilst vispārpieņemtiem uzskatiem par kēmu terašu attīstību (Flint, 1947, 1964; Thornbury, 1954; Mannerfelt, 1945, 1949; Sisson, 1958, Huddart, Lister, 1981; de Jong, Rappol, 1983; Levson, Rutter, 1989). Šāda tipa segmentveida kēmu terases ir fiksētas gar Kārļu kalna, Inešu pirmmasīvpaugura, Skujenes plakanvirsas paugura un daudzu citu pauguru nogāzēm. Apzinot A. Markota (2011) sagatavoto plakanvirsas pauguru datubāzi, tika konstatēts, ka starplobu izometriskajās augstienēs ir vismaz 125 plakanvirsas pauguri, kam izsekojami divi un vairāki kēmu terašu līmeņi (5.1. attēls). Minētās kēmu terašu izplatības rakstura īpatnības dod iespēju tās klasificēt kā segmentveida kēmu terasēs.

Kēmu terašu morfoloģiskās profilēšanas dati norāda, ka kēmu terašu veidošanās laikā bijuši mainīgi paleoģeogrāfiskie apstākļi un ledāja deglaciācijas īpatnības ir ietekmējušas šo reljefa formu veidošanos. Par to liecina Silaktu un Bejas kēmu terašu atšķirības, kas aplūkotas 5.1. apakšnodaļā, kur norādītas ledāja deglaciācijas veida atšķirības Vidusgaujas un Lubāna lobos un to ietekme uz kēmu terašu veidošanos. Īpaši tas bija raksturīgs apstākļos, kad ledus sega bija bieza un tā intensīvi un lēcienveidīgi kusa. Tad gar ledāja kontakta nogāzi, kā to norāda arī G. Eberhards (1977), pakāpeniski veidojās vairāki kēmu terašu līmeņi.

Veicot formālu ģeomorfoloģisko profilēšanu gar Vidzemes augstienes dienvidrietumu nogāzi, var konstatēt pat deviņus terašu līmeņus. Tomēr augšējie līmeņi bieži vien ir saistīti ar ledājūdeņu erozīvo darbību, uz ko norāda lauka pētījumos iegūtie rezultāti par kēmu terašu augšējo līmeņu uzbūvi. Šāda tipa kēmu terase tika konstatēta

posmā starp Cesvaini un Madonu. Līdz ar to var uzskatīt, ka augšējo terasveida līmeņu veidošanās ir saistīta ar laterālo ledājkušanas ūdeņu noteces ieleju veidošanos. To savā laikā ir konstatējis R. Praiss (Price, 1973), veicot pētījumus Kanādā, kā arī P. Johansons (Johansson, 1995) Somijā. Laukakmeņu koncentrācija vai bruģis un OSL datējumu rezultāti viennozīmīgi norāda, ka šīs ledājūdeņu laterālās ielejas ir ļoti savdabīgi veidojumi. Šādas ielejas vienu nogāzi veido augstienes marginālā ledus kontakta nogāze, bet otru – ledāja mēles vai ledus loba sāni. Līdz ar ledāja kušanu, ielejas ledus krasts ir izzudis, un tādējādi mūsdienu reljefā neatspoguļojas viena no klasiskām ielejas pazīmēm – to norobežojošā nogāze. Transportētais materiāls tika noguldīts lejup pa strautu gar ledāja sāniem, veidojot sākumā ne visai garas kēmu terašu augstāko līmeņu joslas, kas noslēdzas ar glaciofluviālajām deltām, piemēram, Jaunkļaviņu apkārtnē, distālā virzienā no Madonas-Trepes vaļņa. Savukārt atšķirībā no Vidzemes augstienes dienvidaustrumu nogāzes, Alūksnes un Latgales augstienēs lielo terašu izplatības teritorijā netika konstatēti ledājūdeņu laterālās noteces erozijas līmeņi, kaut gan lineārās erozijas procesu pēdas tika fiksētas gan Bejas, gan arī Ponkulenes un Rogovkas kēmu terašu virsmā.



5.1. attēls. Terasēto plakanvirsas pauguru skaits un terašu līmeņu skaita sadalījums Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs. Informācija iegūta izmantojot datus no plakanvirsas pauguru datubāzes (Markots, 2011).

Figure 5.1. Number of the terraced levels and terraced plateau-like hills in the interlobate insular uplands of Latvia. Information derived from database of the plateau-like hills (Markots, 2011).

Plakanvirsas pauguru attīstības laikā, kad ablācijas rezultātā paplašinājās ledājūdeņu baseini, bet tajā pašā laikā pazeminājās to līmenis, uz šo pauguru nogāzēm pakāpeniski veidojās zemāki kēmu terašu līmeņi. Savukārt, apstākļos, kad ledāja kušana un ledājūdeņu notece un cita veida zudumi (iztvaikošana, sublimācija un infiltrācija) norisinājās relatīvi vienmērīgi, gar ledāja veidoto reljefa formu nogāzēm veidojās elementāra veida kēmu terases. Šīs terases ir nelieli segmenttipa veidojumi ar samērā līdzenu virsmu. Tām ir izteikts tikai viens terasveida līmenis. Tipiska šāda tipa terase ir konstatēta gar Kārļu kalna plakanvirsas paugura dienvidaustrumu nogāzi. Tādējādi, pēc kēmu terašu virsas morfoloģijas komplicētības pakāpes var izšķirt elementārās kēmu

terases, kurām raksturīgs viens terasveida līmenis un saliktas kēmu terases, kuru virsmā izdalās vairāki terasveida līmeņi.

Kēmu terašu izplatība un morfoloģiskie parametri liecina, ka liela nozīme kēmu terašu attīstībā ir bijusi tās nogāzes relatīvajam augstumam un ekspozīcijai, gar kuru izveidojusies kēmu terase. Lai arī nogāzes ekspozīcija nav kēmu terašu izplatību limitējošs faktors, tas tomēr būtiski ietekmējis kēmu terašu attīstības pakāpi. Vidzemes un arī Alūksnes augstieņu kēmu terases gar D un DA ekspozīcijas nogāzēm parasti ir plašākas, morfoloģiski izteiktākas, tām ir izteikti vairāki līmeņi ar raksturīgu glaciokarsta ieplaku un kēmu sīkpauguru determinēto virsmas topogrāfiju.

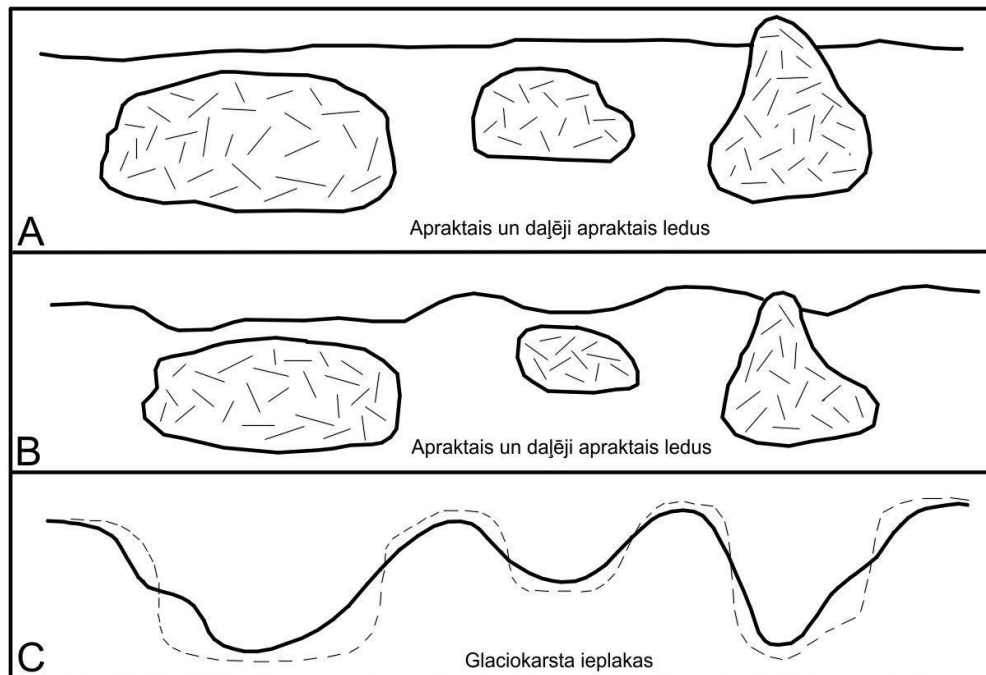
5.3. Kēmu terašu virsmas topogrāfija

Kēmu terases klasiskā izpratnē ir ledāja kušanas ūdeņu nogulumu veidotas lēzeni viļņotu līdzenumu vai sīkpauguraina reljefa joslas (Eberhards, 1977). No ģenētiskā viedokļa to virsmu bieži vien saposmo nelieli kēmu sīkpauguri, kas mijas ar glaciokarsta ieplakām (Price, 1973). Tomēr dotā pētījuma rezultāti ļauj papildināt G. Eberharda (1977) teikto un apgalvot, ka kēmu terases ir ledāja kušanas ūdeņu nogulumu veidotas nedaudz nolaidenu, plakanu vai lēzeni viļņotu līdzenumu vai sīkpauguraina reljefa joslas.

Kēmu terašu virsmas morfoloģijas pētījumu rezultāti ļauj apgalvot, ka pētījumu teritorijā kēmu terašu virsmas saposmojums daudzos gadījumos ir veidojies glaciokarsta procesu ietekmē (Dauškans, 2013a, 2013b), nevis ledājūdeņu nogulumu nevienmērīgas uzkrāšanās rezultātā, kā tas minēts dažu autoru (piemēram, John, 1972) darbos. Terašu virsmas saposmojuma pakāpe ir dažāda – sākot no dažām glaciokarsta ieplakām (katliem) ledāja mezoformu joslveida kēmu terasēs, līdz glaciokarsta ieplaku laukiem starplobu izometrisko augstieņu marginālo ledus kontakta nogāžu kēmu terasēs. Glaciokarsta formas pārsvarā koncentrējas terminālās (galējās) gala morēnas vai recesijas morēnas vaļņu tuvumā (Dauškans, 2011a). Sevišķi spilgti tas ir izteikts Veckalsnavas (Jāņukalna) kēmu terases posmā gar Vesetas ieleju (Straume, 1979; Dauškans, 2011a). Šajā teritorijā kēmu terasei ir izteikti vairāki terašu līmeņi, kuri hipsometriski pazeminās D virzienā (4.3. attēls). Visos terasveida līmeņos ir sastopamas glaciokarsta ieplakas, bet zemākajā līmenī tās koncentrētas divos nelielos iecirkņos. Iespējams, ka glaciokarsta izplatību šajā teritorijā veicināja īpaši ledāja deglaciācijas apstākļi, kad pēdējā leduslaikmeta beigu posmā, mainoties ledāja spriegumam, ledāja ķermenī izveidojās sarežģīta plaisu sistēma. Aprimušajam ledum kustot ledāja plaisas aizpildīja ledājūdeņu nestais materiāls, kas apraka kustošos ledus blāķus ievērojami plašā teritorijā. Iespējams, ka šajā gadījumā starpieplaku pacēlumi fiksē ledāja plaisu izvietojumu, bet ieplakas (katli) atbilst ledus blāķu novietojumam (4.3. un 5.2. attēls).

Gar Bānūžu-Lodes subglaciālās iegultnes DR nogāzi plašās kēmu terases virsmu saposmo nelieli, zemi kēmu tipa sīkpauguri. Starp tiem izveidojušies glaciokarsta ieplakām līdzīgi pazeminājumi. Visticamāk, ka šāda veida saposmojumu ir noteicis ledāja blāķu izvietojums šajā teritorijā. Vietās, kur ir sastopamas glaciokarsta ieplakas, ledus blāķi tika pilnībā vai daļēji aprakti ar ledājūdeņu straumju nesto materiālu. Savukārt vietās, kur glacioakvālie nogulumu uzkrājās aprimušā ledus plaisu sistēmā, veidojās nelieli kēmu pauguri. Plaisu aizpildījuma gadījumā šādiem pauguriem būtu jāveido vairāk vai mazāk izteiktas poligonālas sistēmas, kā tas novērots „Vietalvas katlos”. Kā to savā pētījumā secina M. Pisarska-Jarmozi un līdzautori (Pisarska-Jamrozy et al., 2010), pastāv varbūtība, ka vietām lieli ledus gabali nolūza vai noslīdēja no ledāja pamatķermeņa kopā ar plūsmas morēnas materiālu un daļēji nosprostoja ledājkušanas ūdeņu plūsmas. Tā rezultātā veidojās nelieli ledājkušanas ūdeņu baseini, kuros dažādas caurteces vai stagnanta ūdens apstākļos uzkrājās smalkāks materiāls – aleirītiskās un māla daļiņas un pat radās baseina nogulumiem raksturīgā ritmika (skat. 4.23., 4.33., 4.43. attēlu). Aprimušajam ledājam

kūstot, veidojās aprimušā ledus, t.sk. kēmu terases, nogāze. Glaciokarsta ieplaku veidošanās laikā, kūstot apraktajam vai daļēji apraktajam ledum, veidojās relatīvi stāvas nogāzes, kas nogāžu procesu un grunts noblīvēšanās ietekmē kļuva lēzenākas, līdz sasniedza ap 30° slīpumu (skat. 4.4. attēlu; 5.2. C attēlu). Daļēji apraktā un apraktā ledus gabalu kušanas ātrums noteica virsmas vertikālā saposmojuma amplitūdu ledus kontakta nogāzē. Savukārt pārsedzošo glacioakvālo nogulumu biezums ietekmēja apraktā ledus blāķu izkušanas ilgumu. Kā liecina G. D. Makenzija pētījumi (McKenzie, 1996), zem 4 m bieža grants slāņa aprakta ledus biezums samazinās vidēji par 24 cm ik gadu. Pēc L. Serebranija (Serebryany, 1978) domām, kēmu terases virsmas izmaiņas aprakta glečera ledus kušanas procesa ietekmē notika līdz pat boreālā laika beigām.



5.2. attēls. Glaciokarsta ieplaku veidošanās shēma. A. Aprakta un daļēji aprakta aprimušā ledus blāķi. B. Glaciokarsta ieplaku veidošanās sākuma stadijā nogulumu, kas klāj aprakto un daļēji aprakto ledu, iegrimst tam kūstot, veidojas zemes virsmas padziļinājumi. C. Glaciokarsta ieplakas pēc ledus izkušanas (pārtrauktā līnija) un pēc sākotnējā nogāzes profila pārveidošanās (nepārtrauktā līnija).

Figure 5.2. Formation of the kettle holes and kettle-kame topography. A. Buried and partly buried dead ice blocks. B. First step developing of kettle holes – subsidence of sediments after melting of dead ice blocks. C. Kettle holes after melting of ice blocks (dashed line) and after slope transformation (continued line).

Savdabīga situācija tika konstatēta Rogovkas apkārtnē, kur uz kēmu terases virsmas tika konstatēti nelieli morēnas sīkpauguri un paugurs, ko veido dolomīta atrautenis un tā šķembas. Tas liecina, ka kēmu terases veidošanās laikā ledāja kontakta nogāzes tuvumā esošie reljefa paaugstinājumi tika daļēji vai pilnīgi aprakti ar ledājūdeņu nesto un nogulsnēto materiālu. Mūsdienās tas atspoguļojas kā viļņotas, sīkpaugurainas joslas, kas atbilst klasiskajiem uzskatiem par kēmu terašu virsmas topogrāfiju (Flint, 1964; Eberhards, 1977).

Līdztekus minētajiem procesiem no ledāja brīvās teritorijas ietekmēja arī citi ģeoloģiskie procesi. Mazākā mērā nekā glaciokarsts kēmu terases virsmu ietekmēja vējš (John, 1972). Eolās darbības rezultātā tika pārvietotas granulometriski smalkākās smiltis frakcijas, kuras veidoja eolās reljefa formas un segsmiltis uz kēmu terašu virsmas vai uz

blakus esošajām reljefa formām. Eolo procesu pēdas uz kēmu terašu virsmas Latvijā ir morfoloģiski vāji izteiktas. Kā eolās mikroformas tās tika konstatētas Bānūžu-Ilzes subglaciālajā iegultnē un Cesvaines-Vesetas kēmu terases zemākajos līmeņos, kur kēmu terases virsējo daļu veido smalkgraudaini smilšainie nogulumi.

Klimatam kļūstot siltākam, ievērojami pieauga nokrišņu nozīme reljefa veidošanas procesos. Nokrišņi sekmēja gan soliflukcijas, gan erozijas pastiprināšanos un gravu attīstību, un šie procesi izmainīja gan kēmu terašu nogāzes (John, 1972), gan arī uz tām esošo glaciokarsta ieplaku nogāzes (Dauškans, Zelčs, 2009).

5.4. Kēmu terašu iekšējās uzbūves liecības

Kēmu terases galvenokārt veido glacioakvālie nogulumi, kuru granulometriskais sastāvs variē no māla frakcijām līdz pat ievērojama lieluma laukakmeņiem. Klasiskā izpratnē tomēr dominē uzskats, ka kēmu terases sastāv no glaciofluviālas izcelsmes nogulumiem, tas ir no dažāda rupjuma smilts, grants, bieži vien ar oļu piemaisījumu un nelieliem laukakmeņiem (Salisbury, 1894; Flint, 1929, 1930, 1947, 1964; Manerfelt, 1945, 1947; Ehlers, 1996). Pētījumi Lietuvā gan atklāj, ka kēmu terases var veidot arī glaciolimniskas izcelsmes nogulumi (Bitinas et al., 2004). Kēmu terašu iekšējās uzbūves detalizēti pētījumi liecina, ka bieži vien glaciofluviālo nogulumu slāņos ir sastopami morēnas (diamiktona) nogulumu ieslēgumi (skat. 4.33. un 4.36. attēlu). Z. Meirons (1975) arī uzsver Rogovkas apkārtnē pētītās kēmu terases sarežģīto uzbūvi, kur līdztekus glaciofluviālajiem nogulumiem ir sastopams ablācijas morēnas ieslēgums, kas liecina par nogulumu uzkrāšanos ledus kontaktvietas tuvumā. Arī M. Pisarska-Jarmozi un līdzautori (Pisarska-Jamrozy et al., 2010) uzsver kēmu terases veidojošo nogulumu ģenētisko dažādību – morēnas materiāla ieslēgumus glaciofluviālo un glaciolimnisko nogulumu slāņos. Kopumā nogulumu granulometriskā sastāva izmaiņas norāda uz mainīgo ledājkūšanas ūdeņu plūsmas intensitāti vai to stagnāciju.

Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs kēmu terases veido gan glaciofluviālie, gan glaciolimniskie nogulumi. Nogulumu granulometriskais sastāvs un tā atšķirīgais slāņu novietojums kēmu terasēs apliecina, ka šīs reljefa formas veidojušās dažādos, ļoti atšķirīgos un mainīgos apstākļos. Veicot glaciofluviālo nogulumu slīpslāņoto sēriju mērījumu rezultātu analīzi, ir iespējams noteikt ledājūdeņu plūsmas virzienus situācijām, kad kēmu terašu nogulumu saguluma apstākļi nav pārveidoti postsedimentācijas procesos. Bieži vien kēmu terasēs esošajos atsegumos ir novērojamas pazīmes, kas radušās, nogulumu materiālam pārvietojoties slīdēšanas, atūdeņošanās (blīvuma inversijas) un noblīvēšanās rezultātā. Savukārt nogulumu slāņu kontaktvietas sniedz informāciju par sedimentācijas pārtraukumiem, izskalojuma raksturu un slāņu virsas postsedimentācijas izmaiņām. Atsegumos novērotās slāņu kontaktvietas ar liesmasveida vai karogveida gan augšupejošām, gan lejupejošām intrūzijām un daikām liecina par nogulumu atūdeņošanos vai deformāciju, tiem pārvietojoties nelielā attālumā noslīdēšanas un nosēšanās rezultātā. Tāpat raksturīgās gultnes aizpildījuma struktūras un izskalojuma virsmas apliecina ledājūdeņu straumju turbulento raksturu un zarošanos.

Veicot nogulumu slāņu struktūru pētījumus, jāņem vērā, ka dažāda rakstura deformācijas izmaina sākotnējos nogulumu saguluma apstākļus. Tāpēc pilnībā nevar paļauties uz kēmu terases veidojošo nogulumu tekstūranalīzi, jo pastāv liela iespēja, ka šāda veida datu interpretācija ne vienmēr būs korekta. Nogulumu tekstūranalīzes rezultātus vēlams salīdzināt ar kēmu terašu virsmas krituma izmaiņām laterālā virzienā, glaciofluviālo deltu vai iznesu konusu izplatību vai arī pieledāja baseinu nogulumu izplatības nogabalu novietojumu.

Iegūtie slīpslāņoto sēriju mērījumu analīzes rezultāti pārsvarā sakrīt ar kēmu terašu virsmas krituma izmaiņām. Piemēram, Alūksnes augstienes dienvidaustrumu nogāzē

veiktie slīpslāņoto sēriju mērījumi (skat. 4.44. un 4.45. attēlu) uzskatāmi parādīja, ka ledājūdeņu straumju dominējošais virziens ir no ZA uz DR, un tas sakrīt ar ledāja kontakta nogāzes vērsumu. Līdz ar to ir pamats uzskatīt, ka glaciofluviālo nogulumu josla, kas stiepjas gar Alūksnes augstienes dienvidaustrumu nogāzi ir kēmu terase, nevis glaciofluviālais līdzenums, kā līdz šim tas tika uzskatīts (Vanaga, 1970; Juškevičs, Skrebels, 2002).

Kēmu terašu iekšējo struktūru var raksturot kā komplicētu gan granulometriskā, gan arī kārtojuma ziņā. Pat vienkārša tipa kēmu terasēs (piemēram, Kārļu kalna kēmu terase) nogulumu granulometriskais sastāvs un saguluma apstākļi ir samērā sarežģīti. Kēmu terašu nogulumu saguluma apstākļu analīzes rezultāti liecina, ka vairums no gadījumiem nogulumu uzkrāšanās ritmika nav izsekojama. Nogulumu granulometriskā dažādība izskaidrojama ar ledājkušanas ūdeņu straumju rakstura un intensitātes maiņu, kas, visticamāk, ir saistīts ar paleoklimatisko apstākļu izmaiņām kopumā un ledāja ablācijas procesu svārstveida raksturu diennakts un gada laikā. Jāņem vērā, ka ledājkušanas ūdeņu straumes ne tikai nogulsnē transportētās sanesas, bet arī intensīvi pārskalo iepriekš nogulsnētos nogulumus. Atsevišķos gadījumos slāņu mija ataino sezonālo, bet sīkākas kārtojuma vienības parāda, iespējams, diennakts nogulumu uzkrāšanās ritmiku. Piemēram, Biksēres Rūpnieku karjerā atsegtā slāņa augšdaļā (skat. 4.25. attēlu), slāņu mija atspoguļo sezonālo nogulumu uzkrāšanās ritmiku. Šajā gadījumā masīvas smilts slāņi mijas ar grants slāņiem. Slāņkopu secīgums un slāņu biezums liecina, ka sezonas laikā uzkrājies no 0,5 m līdz 1 m biezs nogulumu slānis. Ne vienmēr ir iespējams noteikt uzkrāto nogulumu biezumu sezonas laikā ledājūdeņu erozijas procesu dēļ, par kuriem liecina erozijas virsmas kontakti.

Salikto kēmu terašu uzbūve ir vēl komplicētāka. Nogulumu uzkrāšanās ir norisinājusies vairākos etapos. Cesvaines-Vesetas kēmu terases terasveida augstāko erozijas līmeņu attīstība ir saistīta ar laterālo ledājkušanas ūdeņu noteces ieleju veidošanos. Deglaciācijas laikā, ledājūdeņu straumju erozijas rezultātā smalkākās morēnas nogulumu frakcijas tika izskalotas, tāpēc uz vietas palika tikai rupjatlūzas, kas noteica laukakmeņu bruģa rašanos kādreizējo laterālo noteces ieleju relatīvi platajās gultnēs, kuras mūsdienās veido augstākos terasveida laukumus gar augstieņu aktīvā ledus kontakta nogāzēm (4.20. un 4.21. attēls). Ledājam kūstot, samazinoties tā biežumam un pakāpeniski tam atkāpjoties, veidojās zemākie terasveida līmeņi, kuri iezīmē ledājkušanas ūdeņu nestā materiāla akumulāciju, liecinot par ūdens plūsmas enerģijas secīgu samazināšanos nogulumu griezumā uz augšu. Tas uzskatāmi apskatāms Biksēres un Biksēres Rūpnieku karjeru atsegumos, kur dominē granulometriski smalkāki nogulumu (4.24. un 4.25. attēls).

Kēmu terašu iekšējā uzbūve parāda, ka gar subglaciālo iegultņu nogāzēm veidojās nelieli ledājūdeņu baseini, iespējams, pat baseinu virknes. Bānūžu-Lodes kēmu terases uzbūve liecina, ka šādi baseini eksistējuši kēmu terases veidošanās pirmsākumā (skat. 4.24. un 4.25. attēlu). To apstiprina kēmu terases pamatnē konstatētie glaciolimniskie nogulumu – smalkgraudaina un aleirītiska smilts, aleirīts, vietām pat slokšņu māls. Ledāja kušanas ūdeņu uzkrāšanās, to līmeņa kāpums un progresējoša ledāja kušana veicināja baseinu caurteces attīstību. Uz to norāda nogulumu rupjgraudainības pieaugums. Turpmākā kēmu terases attīstība norisinājās ievērojami straujāk. Iespējams, veidojās baseina ierobežojošās malas pārāvums vai ievērojami pastiprinājās ablācija, kā rezultātā baseina caurtece stipri palielinājās un tas noplūda. Šo procesu rezultātā uzkrājās vēl rupjāks sanesu materiāls – rupjgraudaina smilts un oļaina grants. Šajā kēmu terasē novērojams, ka granulometriski rupjākais materiāls ir nogulsņējis tuvāk iespējamai ledāja kontakta malai. Tas ir tāpēc, ka ūdens plūsmas spēks tuvāk ledāja kontakta malai ir bijis vislielākais. Lodesmuižas karjera atsegtajā slānī tika konstatēta arī pārskalota diamiktona josla, kas, visticamāk, radusies, virsledāja izkusuma morēnas materiālam noslīdot no ledāja virsas. Ledājūdeņu iedarbības

rezultātā diamiktons ir nedaudz pārskalots. Šīs kēmu terases augstākajos līmeņos ir novērojama rupjgraudaināka materiāla koncentrācija, kas, iespējams, ir saistīts ar šauras sazarotas ledājūdeņu intensīvas plūsmas veidošanos. Pēc M. Pisarskas-Jamrozi un līdzautoru (Pisarska-Jamrozy et al., 2010) domām, šādi procesi ir raksturīgi, kad veidojas kēmu terases augšējie nogulumu slāņi. Lielā mērā šādu notikumu norisi sekmēja klimatisko apstākļu mainība.

Savukārt glaciolimnisko kēmu terašu veidošanās ir saistīta ar iekšledāja ledājūdeņu baseinu attīstību. Skujenes plakanvirsas paugura virsotne veidojās, ledāja kušanas ūdeņiem uzkrājoties caurkusuma ledusezerā (Āboltiņš, Markots, 1995; 1998b). Ledājam kūstot un caurkusumam paplašinoties, mainījās baseina izmēri un konfigurācija. Šo procesu rezultātā baseina ūdens līmenis pakāpeniski pazeminājās un nogulumi sāka nogulsnēties gar platopaugura nogāzēm (Markots, 2011). Šādā veidā pakāpeniski veidojās vairāki glaciolimnisko kēmu terašu līmeņi, līdz ledājs izkusa pavisam vai arī izveidojās pārrāvums kādā no caurkusuma malām.

5.5. Kēmu terašu veidošanās laiktelpiskās īpatnības

Kēmu terašu morfoloģiskās un iekšējās struktūras pētījumi liecina, ka šīs ledāja reljefa formas veidojušās ievērojamā laika intervālā, bet tās veidojošie nogulumi ievērojami atšķiras pēc vecuma, un ir iespējams izdalīt vairākus kēmu terases attīstības etapus.

Kā norāda smilts nogulumu OSL datējumi Smeceres sila karjerā, zem laukakmeņu bruģa esošie glaciofluviālie nogulumi, kas veido Vidzemes augstienes malas zonas terasveida erozijas līmeņus, ir sākuši uzkrāties jau Vēlā Vislas ledusvairoga transgresijas laikā pirms pārsedzošās morēnas slāņkopas uzkrāšanās. Smeceres sila atsegumā glaciofluviālie nogulumi, kas atrodas 3-5 m dziļumā no zemes virsas un zem laukakmens bruģa (5.3. attēls), ir nogulsnējušies pirms $19,6 \pm 1,0$ līdz $26,8 \pm 1,1$ tūkst. OSL gadu (Raukas et al., 2010).

Iespējams, līdzīgā laikā uzkrājušies arī Inešu kēmu terasi veidojušie nogulumi, kas atrodas aptuveni 8 m dziļumā no zemes virsas, jo to vecums ir $23,1 \pm 5,7$ tūkst. OSL gadu (5.3. attēls). Smilts slāni, no kura tika ņemti paraugi datēšanai, vietām pārsedz granulometriski rupjāks materiāls – rupja oļaina grants un nelieli laukakmeņi, kas atgādina stipri pārskalotu morēnas materiālu.

Šajā laikā Vidzemes augstienes teritorijai bija raksturīgi pieledāja apstākļi. Ledāja transgresijas posmā ledājs Latvijas teritorijai uzvirzījās pakāpeniski, sākumā pa reljefa plašajiem pazeminājumiem, kā atsevišķas ledāja plūsmas, ledus lobi un ledus mēles. Tā rezultātā gar Vidzemes augstienes nogāzēm veidojās ledus kontakta mala un bija izveidojušies labvēlīgi apstākļi, lai uzkrātos glaciofluviālie nogulumi, kuros, pieaugot ledāja masai un biežumam, pakāpeniski pārklāja segledājs.

Kontinentālais segledājs transgresijas maksimālo fāzi sasniedza aptuveni pirms 21 tūkst. ^{14}C gadu (Rinterknecht et al., 2006), un tas atbilst aptuveni 24 tūkst. kalendāro gadu (Fairbanks et al., 2005). Aptuveni pirms 16,5-17 tūkst. ^{10}Be gadu (Rinterknecht et al., 2006) sākās ledāja izkušana Latvijas teritorijā (5.3. attēls). Starpību izometrisko augstieņu teritorijās izveidojās sarežģīta ledāja plaisu un caurkusumu sistēma, kurā satecēja ledājūdeņi. Tā radās iekšledāja baseini, kuros uzkrājās glaciolimniskie nogulumi. Attīstoties ledāja degradācijas procesiem augstieņu hipsometriski augstākās daļas (no 190 m līdz 220 m vjl.) atbrīvojās no ledus. Iespējams, ka šajā laikā gar augstieņu nogāzēm sāka veidoties laterālo ledājkušanas ūdeņu noteces ielejas, ko var uzskatīt par augstāko terasveida erozijas līmeņu attīstības sākumu.

Savukārt starpību izometrisko augstieņu nogāžu zemākie terasveida līmeņi gar Vidzemes augstienes DA un Latgales augstienes ZR nogāzi iespējams sāka veidoties pirms

Kaldabruņas stadijas. Par to liecina Bikšēres Rūpnieku atsegumā paņemto paraugu datēšanas rezultāti, kas norāda, ka glaciofluviālie nogulumu šajā apvidū uzkrājušies laika posmā starp $18,3 \pm 3,3$ tūkst. g.p.m. un $16,9 \pm 3,2$ tūkst. g.p.m. Šajā intervālā arī iekļaujas Lejaskļaviņu karjera smilts nogulumu datējums. Karjers saistīts ar kēmu terases zemākajiem līmeņiem. Lai arī šim rezultātam ir ievērojami liela pieļaujamā kļūda un Helsinku laboratorijas ziņojumā minēts, ka ticamība ir tikai 30%, to var izmantot salīdzināšanai ar citiem datējumu rezultātiem, lai iegūtu vispārīgu priekšstatu par laiktelpiskām izmaiņām šajā teritorijā (5.3. attēls).

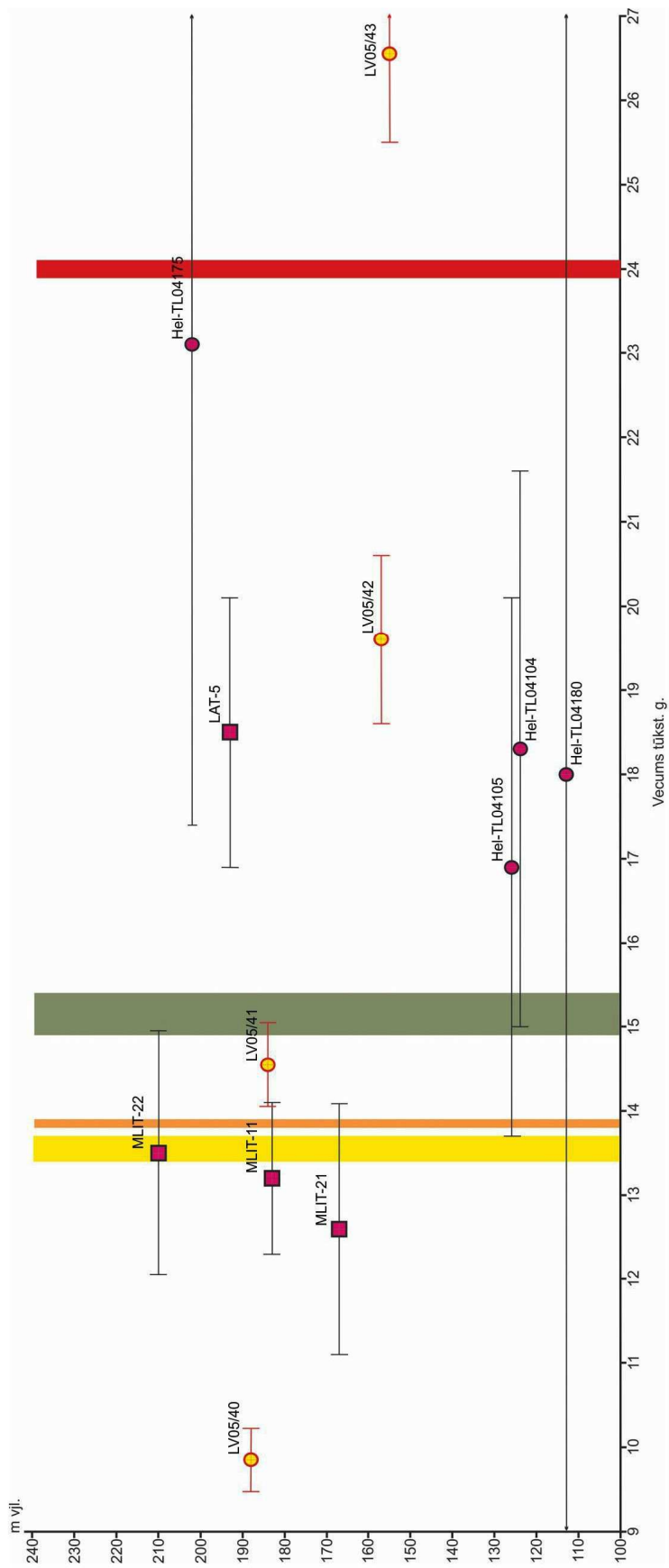
Augstieņu centrālajos rajonos aptuveni pirms 15,5-16,5 tūkst. ^{10}Be gadu pie reljefa mezoformu nogāzēm varēja sākt formēties kēmu terases, kas izvietojās hipsometriski augstākajos līmeņos. Ledāja kušanas ūdeņu straumes, kas veidojās, kūstot ledājam un noplūstot mazākiem ledājukušanas ūdeņu baseiniem, pārskaloja morēnas nogulumus, bet, straumju intensitātei samazinoties, sākās nogulumu uzkrāšanās. Iespējams, ka šajā laikā sāka veidoties glaciolimmiskās un glaciofluviālās kēmu terases pie plakanvirsas un morēnpauguru nogāzēm, kā arī glaciofluviālās kēmu terases pie ielejveida pazeminājumu nogāzēm Vidzemes, Alūksnes un Latgales augstieņu centrālajā daļā. To apstiprina veiktie datējumi Lodesmuižas karjerā. Tie liecina, ka nogulumu atseguma vidusdaļā (aptuveni 5,5 m dziļumā no kēmu terases virsas) ir uzkrājušies aptuveni pirms $14,55 \pm 0,55$ tūkst. gadu, un tas korelējas ar vēlā pleniglaciāla beigu posmu un liecina par glaciofluviālo nogulumu uzkrāšanos vēl pirms bēlinga laikposma (5.3. attēls).

Augstienes iekšienē veiktie datējumi ar ^{10}Be metodi norāda, ka šīs senākās akumulatīvās terases sākušas veidoties ne agrāk kā pirms 18 tūkst. gadu. To apliecina Bānuža Velnakmens datējuma rezultāti uz Bānuža-Lodes kēmu terases (Rinterknecht et al., 2006). Tomēr visticamāk, ka tas jau pirms terases veidošanās ir nonācis virs ledus, jo tā vecums atbilst Latvijas teritorijas deglaciācijas sākumposmam, kuras laikā Austrumlatvijas starplobu izometriskajās augstienēs samazinājās ledāja segas biezums, bet ledus masu konverģences zonās zemledāja apstākļos veidojās ledāja gultnes deformācijas, kas pēc glečera ledus nokušanas eksponējas mūsdienu virsmā kā pirmmasīvpauguri un plakanvirsas pauguri (Zelčs, Markots 2004).




Diemžēl ar ^{10}Be datēšanas metodi iegūtie dati (MLIT-11; MLIT-21; MLIT-22) par laiku, kad no ledāja izkusuši citi Vidzemes augstienes laukakmeņi, uzrāda atšķirīgus rezultātus, kas nav korekti no paleoģeogrāfiskā viedokļa. Izmantojot ^{10}Be datēšanas rezultātus, ir jāņem vērā, ka ^{10}Be datējumu veikšanas metodikas dēļ ir iespējamās kļūdas. Laukakmeņu ^{10}Be vecuma datējumu izmantošana pieļaujama, tikai lai noteiktu kēmu terašu veidošanās procesu relatīvās laiktelpiskās attiecības. Jāpievērš uzmanība tam, ka veicot laukakmeņu ^{10}Be datēšanu netiek vērā ņemts fakts, ka laukakmeņi vidējos platuma grādos var būt segti ar sniega segu un šajā laikā nesaņem Saules radiāciju, kā arī bieži vien to ekranizē sūnas un ķērpji vai arī blīvs koku un krūmu vainaga segums.





Aptuveni pirms 11,6-11,7 tūkst. gadu Latvijas teritorijā beidzās leduslaikmeta beigu posms un sākās holocēns (Danilāns, 1995a, 1995b; Segliņš, 2002; Zelčs, Markots, 2004; Fairbanks et al., 2005). Var uzskatīt, ka šajā laikā kēmu terases pamatā bija izveidojušās, kaut gan atsevišķās Latvijas teritorijas vietās turpinājās aprakto un daļēji aprakto ledus blāķu kušana, kas ilga līdz pat boreālā laika beigām, tas ir aptuveni pirms 8000 ^{14}C gadu (Serebryany, 1978). Šīs teritorijas bieži vien sakrita ar kēmu terašu izplatības areāliem. Šie procesi tiešā veidā ietekmēja kēmu terašu virsmas veidošanos. Kēmu terases sākotnējo virsmu arī ietekmēja upju tīkla veidošanās, postsedimentācijas, lineārās erozijas un nogāžu procesi.

Starplobu izometrisko augstieņu kēmu terasēm ir iespējams izdalīt trīs veidošanās scenārijus, kurus savukārt var sadalīt vairākos etapos (posmos).



Apzīmējumi / Legend

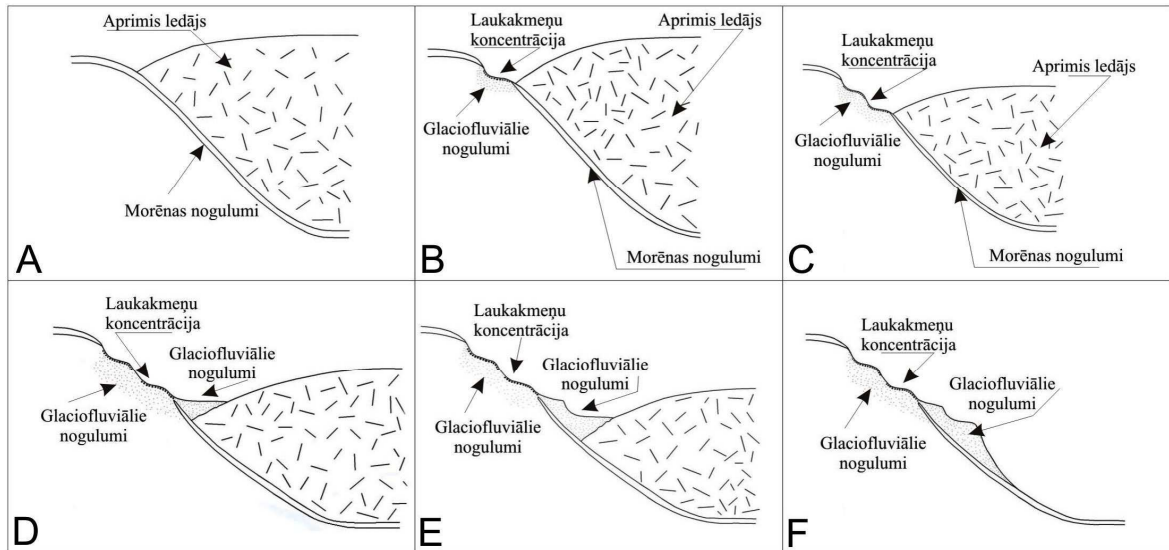
-  OSL datejumu rezultāti / OSL dating results
-  OSL datējumu rezultāti (Raukas et al., 2010) / OSL dating results (Raukas et al., 2010)
-  ¹⁰Be datējumu rezultāti (Rinterknecht et al., 2006) / ¹⁰Be dating results (Rinterknecht et al., 2006)

-  Maksimālās transgresijas fāze / Major Glacier expansion
-  Kaldabrunas fāzes malās veidojumu joslas ¹⁰Be vecums un 2σ standartnovirze / Kaldabruna oscillation
-  Gulbenes fāzes malās veidojumu joslas ¹⁰Be vecums un 2σ standartnovirze / Gulbene oscillation
-  Linkuvas fāzes malās veidojumu joslas ¹⁰Be vecums un 2σ standartnovirze / Linkuva oscillation

5.3. attēls. Kēmu terasēs un ledāja malās veidojumu joslu OSL un ¹⁰Be datējumu rezultāti (attēls sagatavots, izmantojot Rinterknecht et al., 2006; Raukas et al., 2010; Zelčs et al., 2011b datus).

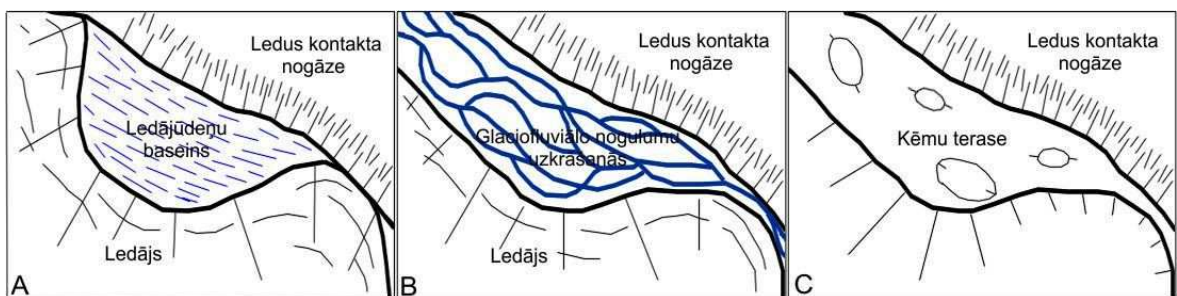
Figure 5.3. OSL and ¹⁰Be dating results on the kame terraces and ice marginal formations (after Rinterknecht et al., 2006; Raukas et al., 2010; Zelčs et al., 2011b).

Pirmais scenārijs. Deglaciācijas sākuma posmā augstāko terasveidu līmeņu veidošanās ir saistīta ar laterālo ledāju kušanas ūdeņu noteces ieleju veidošanos (5.4. attēls). Ledājam pakāpeniski kustot, izveidojas vairāki terasveida līmeņi. Otrais posms saistīts ar ledājūdeņu plūsmas pastiprinātu piesātināšanos ar sanesām, tā rezultātā sākas ledāju kušanas ūdeņu transportētā drupu materiāla akumulācija. Veidojas klasiski kēmu terašu akumulācijas līmeņi. Pēdējā attīstības etapā dažādu ģeoloģisko procesu rezultātā (glaciokarsts, nogāžu procesi utt.) izmainās sākotnējā kēmu terases virsma, kā arī nogāžu morfoloģija.



5.4. attēls. Kēmu terases veidošanās shematiskais modelis Vidzemes augstienes dienvidaustrumu nogāzē Madonas-Cesvaines apkārtnē. A. Ledāja kontakta nogāze. B, C. Hipsometriski augstāko terasveida līmeņu veidošanās ledājūdeņu erozijas rezultātā. D, E. Hipsometriski zemāko terasveida līmeņu veidošanās nogulumu akumulācijas rezultātā. F. Kēmu terase mūsdienu reljefā.

Figure 5.4. Model of formation kame terrace on SE slope of the Vidzeme upland, between Madona and Cesvaine. A. Ice-contact slope. B, C. Highest erosional levels formation by meltwater erosion. D, E. Lowest levels formation by accumulation of sediments. F. Kame terrace in modern surface.

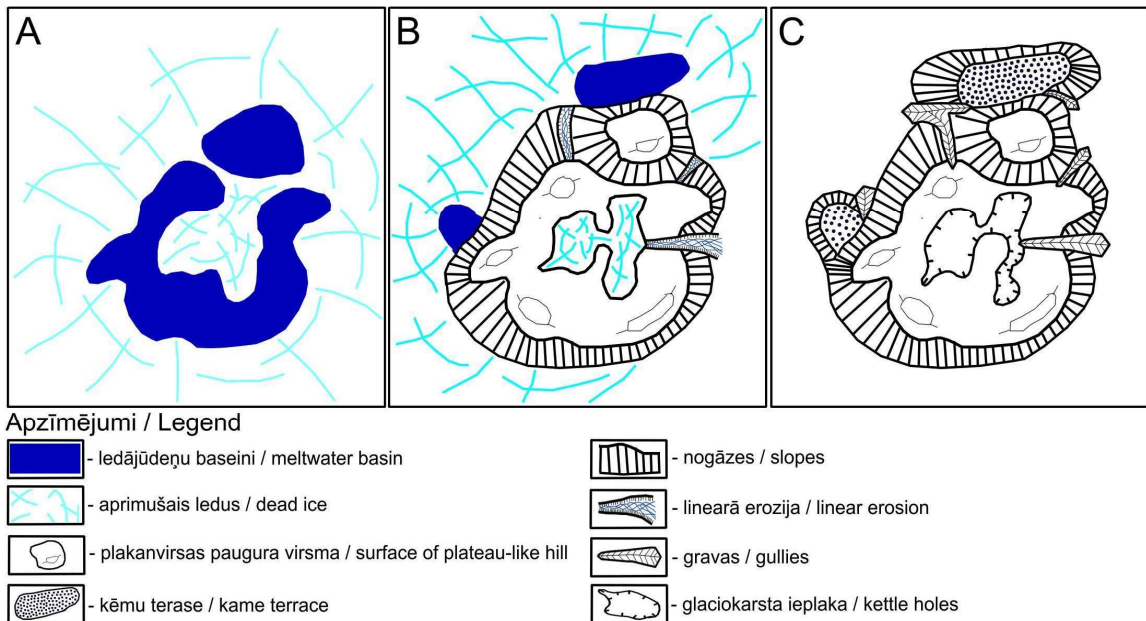


5.5. attēls. Bānūžu-Lodes kēmu terases veidošanās shematiskais modelis Vidzemes augstienes centrālajā daļā. A. Ledājūdeņu baseina attīstība un glaciolimnisko nogulumu uzkrāšanās. B. Glaciofluviālo nogulumu uzkrāšanās posms. C. Kēmu terase pēc apraktā ledus blāķu izkuššanas.

Figure 5.5. Model of formation of the Bānūžu-Lode kame terrace in the central part of the Vidzeme Upland, near the Lake Ilze. A. Development of the meltwater basin and accumulation of glaciolacustrine deposits. B. Drainage of the basin and braiding of

meltwater streams and accumulation of glaciofluvial deposits. C. Kame terrace surface after melting of the buried ice blocks.

Otrais scenārijs. Kēmu terases attīstība sākas ar ledājūdeņu baseina attīstību. Tajā uzkrājas baseina videi raksturīgi smalkgraudaini nogulumu (5.5. attēls). Otrais attīstības etaps saistīts ar ūdens režīma maiņu, jo, mainoties klimatiskajiem apstākļiem un pastiprinoties ablācijai, palielinās ledājkušanas ūdeņu apjoms, un tas sekmē glaciofluviālo nogulumu uzkrāšanos. Noslēdzošais posms ir identisks pirmā scenārija pēdējam attīstības etapam.



5.6. attēls. Glaciolimniskās kēmu terases veidošanās shematiskais modelis, Milkas plakanvirsas paugura piemērs Alūksnes augstienē. A. Plakanvirsas paugura augstākā plakuma veidošanās glaciolimniskos apstākļos. B. Glaciolimnisko kēmu terašu veidošanās uz plakanvirsas paugura nogāzēm. C. Plakanvirsas paugurs un terašu līmeņi pēc ledus izkušanas.

Figure 5.6. Model of formation glaciolacustrine kame terrace on the Milkas plateau-like hill, the Alūksne Upland. A. Formation of the highest part of plateau-like hill. B. Formation of levels of the glaciolacustrine kame terrace near plateau-like hill slopes. C. Plateau-like hill with terraced levels in nowadays.

Trešais scenārijs ir saistīts ar glaciolimnisko kēmu terašu veidošanos uz plakanvirsas pauguru nogāzēm (5.6. attēls). Pēc A. Markota (2011) domām, lielākajai daļai plakanvirsas pauguru var izdalīt vairāk vai mazāk izteiktas terases, kas veidojušās secīgas iekšledāja baseina paplašināšanās un tā līmeņa pazemināšanās gaitā. Šo procesu iespējams sadalīt trijos etapos. Sākumā ledāja caurkusumos stāvošā ūdenī uzkrājas smalkās sanes un veidojas plakanvirsas paugura hipsometriski augstākais līmenis – plakums. Otra posma laikā ledājs turpina kust un caurkusumu izmēri paplašinās, tā rezultātā paplašinās arī ledājkušanas ūdeņu baseina izmēri, bet pazeminās tā līmenis. Šādi pakāpeniski veidojas glaciolimnisko kēmu terašu līmeņi, līdz baseinu norobežojošās ledus malas sairst un ledājkušanas ūdeņi aizplūst prom. Kēmu terases attīstības trešajā etapā mainās kēmu terases sākotnējā virsma un nogāzes, un šos procesus nosaka lineārā erozija, it īpaši gravu veidošanās.

Secinājumi

Veiktā pētījuma rezultāti un to interpretācija ļauj izdarīt virkni secinājumu par kēmu terašu izplatību un tipizāciju, to saistību ar citām ledāja veidotām reljefa formām, to morfoloģiju, iekšējās uzbūves raksturu un veidošanās laiktelpiskajām īpatnībām Vidzemes, Alūksnes un Latgales starplobu izometriskajās augstienēs. Vispirms nepieciešams uzsvērt, ka pētījuma gaitā iegūtie rezultāti pierāda, ka kēmu terašu pētījumi, tāpat kā citas ģeomorfoloģiska un kvartārģeoloģiska rakstura studijas, var tikt sekmīgi realizēti, tikai veicot kompleksa rakstura pētījumus, kas ietver interesējošo reljefa formu un to iekšējās uzbūves pētījumus saistībā ar vidi, kurā tās ir radušās. Tikai šāda kompleksa ledāja veidojumu izpēte ir ļāvusi iegūt padziļinātu priekšstatu par ledāja reljefa veidotājprocesu raksturu, dinamiku un vides apstākļiem kēmu terašu veidošanās laikā. Kēmu terašu morfoģenētiskā dažādība un atšķirīga tipa terašu izvietojums ir stipri atkarīgs no citu ledāja veidoto reljefa formu telpiskā izvietojuma un morfoloģiskajām īpatnībām. Pētījuma rezultātā ir konstatētas nozīmīgas atšķirības kēmu terašu morfoloģijā un iekšējā uzbūvē. Tas ļāva veikt padziļinātu kēmu terašu klasifikāciju, kas kopumā, tāpat kā kēmu terašu morfoloģiskā dažādība un iekšējās uzbūves īpatnības, atspoguļo atšķirīga tipa terašu veidošanās specifiku.

Kaut arī dažādi vides apstākļi determinē noteikta tipa kēmu terašu veidošanos, šo apstākļu loma ir atšķirīga. Vispārējs nosacījums, lai veidotos kēmu terases, ir noteikti vides apstākļi (tie ietverti arī kēmu terašu klasiskajā definīcijā) – ledāja loba vai mēles malas zonā (laterālajā vai terminālajā) ir jābūt ledus kontakta nogāzei, ar kuru robežojas ledāja ķermenis, un šo divu relatīvi atšķirīgo veidojumu robežjoslā ir jāveidojas ledājūdeņu strauvēnēm vai baseinam. Ja radies ledājūdeņu baseins, ir jānotiek temporāli lēcienveidīgām ūdens līmeņa izmaiņām. Daži citi vides faktori, piemēram, nogāžu ekspozīcija, ir uzskatāmi kā lokāli priekšnosacījumi, kuri labvēlīgas sakritības (dienvidu ekspozīcijas) gadījumā sekmēs izteiktāku kēmu terašu morfoloģisko izpausmi gar starplobu augstieņu marginālajām ledus kontakta nogāzēm vai šo augstieņu iekšējos rajonos gar ledus mēļu pazeminājumiem un subglaciālajām iegultnēm.

Kopumā paleoģeogrāfisko apstākļu izmaiņām ir visai nozīmīga ietekme uz kēmu terašu veidošanās procesiem. Ir pamats domāt, ka klimata mainība un progresējošā temperatūru paaugstināšanās Ziemeļu puslodē, sākot ar agrā driasa vidusposmu tieši ietekmēja ablācijas procesu intensitātes izmaiņas, kuras atsaucās uz ledājūdeņu erozijas, sanesu materiāla transporta un nogulumu sedimentācijas rakstura izmaiņām.

Kēmu terašu augstāko līmeņu attīstība gar augstieņu marginālajām ledus kontakta nogāzēm ir saistīta ar laterālo ledājūdeņu noteces ieleju attīstību. Šie līmeņi ir erozīvas izcelsmes. Tomēr šā tipa terašu izplatības apvidos ledājūdeņu laterālās noteces erozijas līmeņi ir grūti izsekojami vai vispār nav konstatējami, izmantojot tikai ģeomorfoloģiskas metodes, jo, nokūstot ledājam, ir izzuduši arī laterālās noteces ieleju ledus krasti. Tāpēc visbiežāk šīs lineārās erozijas procesu pēdas var fiksēt, izmantojot tradicionālās ģeoloģiskās un ģeofizikālās metodes, kuras ļauj noskaidrot reljefa formu iekšējās uzbūves īpatnības. Savukārt zemākie kēmu terašu līmeņi, kuri uzbūves ziņā ir akumulatīvas reljefa formas (tādējādi, klasiskas kēmu terases), ir relatīvi viegli identificējami gan ar ģeomorfoloģiskās, gan arī ģeoloģiskās izpētes metodēm. Neskatoties uz to, kā rāda veiktais pētījums, gadījumos, kad formveidojošais materiāls ir glaciofluviālais vai glaciolimniskas izcelsmes, gan erozijas cokola, gan arī kēmu terašu akumulācijas ķermeņu uzbūve var būt ļoti līdzīga. Pētījuma rezultāti rosina izteikt pieļāvumu, ka kēmu terašu erozijas līmeņu uzbūvē glacioakvālo nogulumu griezumam ir transgresīvs raksturs, un tas izpaužas kā izteikta atlūzu izmēru palielināšanās griezumā no apakšas uz augšu. Kēmu terašu akumulācijas līmeņiem raksturīgs pretējs un ne tik labi izteikts process. Tomēr visdrošākos

pierādījumus šādu neskaidrību risināšanā sniedz nogulumu datēšanas, galvenokārt OSL, metožu izmantošana.

Latvijas starplobu izometriskajās augstienēs pārsvarā ir izplatītas glaciofluviālās kēmu terases. Daudzas kēmu terases raksturojas ar saliktu uzbūvi un tās ir veidotas gan no glaciofluviālajiem, gan arī glaciolimmiskajiem nogulumiem ar ablācijas morēnas ieslēgumiem. Glaciolimmiskās kēmu terases saistītas ar plakanvirsas pauguru attīstību, un pētījumā konstatētās kēmu terases Vidzemes, Alūksnes un Latgales augstienēs liecina, ka salīdzinājumā ar citiem kēmu terašu tipiem šie veidojumi ir izplatīti relatīvi daudz plašāk, kaut arī to aizņemtās platības ir salīdzinoši nelielas.

Kēmu terases veidojošo glaciofluviālo nogulumu datēšana ar OSL metodi tikai atsevišķos gadījumos bijusi sekmīga, jo ir pārāk daudz dažādu blakus faktoru, kas var ietekmēt glaciofluviālā materiāla piemērotību datēšanas prasībām. Neskatoties uz to, pētījumu rezultāti apstiprina darba hipotēzi, ka kēmu terašu veidošanās ir sarežģīts vairāku etapu process. Savukārt veiksmīgie OSL datējumi liecina, ka atsevišķu kēmu terašu pamatnē iegulošo nogulumu uzkrāšanās sākusies jau Vēlā Vislas ledāja transgresijas etapā, bet to virsmas saposmojuma veidošanās turpinājusies pat vēl agrajā holocēnā. Kēmu terašu veidošanās salveida akumulatīvi glaciostrukturālo augstieņu iekšējā zonā un gar Vidzemes augstieni Veckalsnavas posmā sākās Kaldabruņas ledāja fāzes deglaciācijas laikā, bet noslēdzās Gulbenes ledāja fāzes deglaciācijas laikā, kad formējās laterālās ielejas un kēmu terašu līdzenumi gar augstieņu marginālajām ledus kontakta nogāzēm. Tas nozīmē, ka kēmu terašu nogulumi uzkrājušies samērā ilgā laika posmā, tāpēc ievērojami atšķiras pēc vecuma.

Darba rezultāti arī apliecina, ka dotajā pētījumā izvirzītais mērķis ir sasniegts un galvenie izvirzītie uzdevumi ir izpildīti. Var uzskatīt, ka kēmu terašu izplatība ar tām raksturīgo virsmas saposmojumu, morfoloģiskajām un nogulumu saguluma īpatnībām sekmē ainavisko un bioloģisko daudzveidību un nosaka teritorijas zemes lietojuma īpatnības. Ievērojamie smilts un grants krājumi, kas pārsvarā veido šīs reljefa formas, ir nozīmīgs dabas resurss Latvijas Republikas tautsaimniecībā. Tāpēc būtu nepieciešams turpināt kēmu terašu kā specifisku ģeomorfoloģisku un ģeoloģisku objektu padziļinātu izpēti, kā arī risināt jautājumu par dažu to nozīmīgāko iecirkņu, piemēram, Vesetas katlu ar tipiskām glaciokarsta ieplakām, iekļaušanu nacionālas nozīmes īpaši aizsargājamo dabas teritoriju un objektu sarakstā.

Pateicības

Vislielāko pateicību par palīdzību lauka darbu veikšanā un sniegtajiem padomiem izsaku promocijas darba vadītājam profesoram, Dr.ģeol. Vitālijam Zelčam.

Liela pateicība par vērtīgiem ieteikumiem, palīdzību lauka darbos profesoram Valdim Segliņam, par palīdzību lauka pētījumos Mārim Nartišam un Artūram Putniņam, par ieteikto literatūru un iespēju izmantot plakanvirsas pauguru datubāzi Aivaram Markotam, par palīdzību un sniegtajiem padomiem litofāciju attēlu sagatavošanā Mārim Krievānam. Vēlos izteikt pateicību Rogovkas vidusskolas direktorei Anitai Žogotai par atbalstu lauka pētījumu laikā.

Vissirsnīgākais paldies sievietei Ilutai Dauškanei un darba kolēģiem, īpaši NBS Instruktoru skolas vadībai, bijušajam komandierim, majoram Sandrim Gaugeram un komandierim pulkvežleitnantam Reinim Baško par sapratni, atbalstu un palīdzību.

Pētījums veikts ar LU pētniecības projekta Nr.2007/ZP-87 „Skandināvijas ledusvairoga dienvidu malas iekšējās zonas vēlā posma deglaciācijas notikumu hronoloģijas pilnveidošana”, Eiropas Sociālā fonda projekta „Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē” un projekta „Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē – 2” atbalstu.

Literatūra

- Aitken, M. J., 1985.** Thermoluminescence dating, *Studies on Archaeological Science*, Academic Press Inc. (London) Ltd.
- Ankjaegaard, C., Murray, A., 2007.** Total beta and gamma dose rates in trapped charge dating based on beta counting, *Radiation Measurements* 42, pp. 352-59.
- Āboltiņš, O. P., 1972.** K voprosu o formirovaniji ostrovovidnih vozvishennosti. *Grām. Ljednjikovij morfogenhez*. Zinātne, Rīga, s. 51-61. (in Russian).
- Āboltiņš, O. P., 1975.** Glaciodynamiceskiye osobennosti formirovanhija vozvishennosti Latviji. *Grām. Voprosi chetvertichnoy geologii*, s. 8. Zvaigzne, Rīga, s. 5-23. (in Russian).
- Āboltiņš, O. P., 1986.** Analiz trehosnikh lhinheinix strukturnikh elementov moren i interpretācija ego rezulhtatov. *Grām. Morfogenez relhjeja i paleogeografiji Latviji*. Latviyskiy Gosudarstveniy Universitet, Riga, s. 19-32. (in Russian).
- Āboltiņš, O. P., 1989.** Glhaciostruktura i lhednikovij mofogenhez. Riga: Zinatne, 284 p. (in Russian).
- Āboltiņš, O. P., 1994a.** Alūksnes augstiene. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 1. sēj.*, Latvijas enciklopēdija, Rīga, 47.-48. lpp.
- Āboltiņš, O. P., 1994b.** Augšdaugavas pazeminājums. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 1. sēj.*, Latvijas enciklopēdija, Rīga, 86.-87. lpp.
- Āboltiņš, O. P., 1995a.** Vidzeme Highland. In: Schirmer W. (ed.) *Quaternary field trips in Central Europe*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, pp. 159-160.
- Āboltiņš, O. P., 1995b.** Latgales augstiene. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 3. sēj.*, Latvijas enciklopēdija, Rīga, 87.-89. lpp.
- Āboltiņš, O. P., 1998a.** Glacial geology of the Vidzeme upland. *Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia, Excursion Guide*. University of Latvia, Rīga, pp. 49-51.
- Āboltiņš, O. P., 1998b.** Vidzemes augstiene. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 6. sēj.*, Preses nams, Rīga, 73.-76. lpp.
- Āboltiņš, O. P., 2010.** No leduslaikmeta līdz globālajai sasilšanai. Dabas vides pagātne un tagadne Latvijā. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 128 lp.
- Āboltiņš, O. P., Dreimanis, A., 1995.** Glacigenic deposits in Latvia. In Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P. (eds.), *Glacial Deposits in North-East Europe*. Rotterdam/Brookfield, Balkema, pp. 115-124.
- Āboltiņš, O. P., Markots, A., 1995.** Skujene plateau like hills area. In Schirmer, W. (ed.), *INQUA 1995. Quaternary field trips in Central Europe, 1. C-3 Baltic Traverse*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, pp. 161-162.
- Āboltiņš, O. P., Markots, A., 1998a.** Subglacial valley-like landforms and kame terrace at Lodesmuiža. *Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia, Excursion Guide*. University of Latvia, Rīga, pp. 62-64.
- Āboltiņš, O. P., Markots, A., 1998b.** Morphology and internal structure of plateau-like hills at Skujene. *Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia, Excursion Guide*. University of Latvia, Rīga, pp. 57-61.

- Āboltiņš, O. P., Strautnieks, I., 2002.** Aprimušā ledus veidojumi Augšamatas un Pīslas pazeminājumos Vidzemes augstienē. *Krāj.: Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 60. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 128.-130. lpp.
- Āboltiņš, O. P., Zelčs, V., 1988.** Litomorphogenesis of inner zone of ancient glacial region (investigations in Latvia). In: Purin, V. R., Zvejnieks, R. (ed.), *Ģeogrāfiskās domas attīstība Padomju Latvijā*, Rīga, Latvijas Valsts Universitāte, 103-126. (Russian with Latvian and English summary).
- Āboltiņš, O. P., Aseyev, A., Vonsavičus, V., Isačenkov, I., Mozhajev, B., Raukas A., 1988.** Ostrovnije vozvishennosti kak osonim obrazom organhizovannije geologicheskiye objekti. AN ESSR, Tallin, s 56. (in Russian).
- Āboltiņš, O. P., Aseyev, A., Vonsavičus, V., Isačenkov, I., Mozhajev, B., Raukas A., 1989.** Formirovanije osvojenije lednikovih akumulativnih ostrovnih vozvisennosti. Izvestija AN ESSR, Tallin, s. 32-45. (in Russian).
- Āboltiņš, O. P., Markots, A., Strautnieks, I., 1995.** Smetes hills primary massif. In Schirmer, W. (ed.), *INQUA 1995. Quaternary field trips in Central Europe, I. C-3 Baltic Traverse.* Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, pp. 161.
- Āboltiņš, O. P., Straume, J., Juškevičs, V., 1975.** Relief peculiarities and main stages of morphogenesis of the Central Vidzeme elevation. In: Danilans, I. (ed.) *Problems of Quaternary Geology*, 8, 31-47. Riga: Zinatne (in Russian with English summary).
- Āboltiņš, O. P., Straume, J., Juškevičs, V., 1976.** Reljef i osnovnije etapi morfogenheza Aluksnenskoj vozvishennosti. *Grām. Voprosi četvertichnoy geologii*, s. 9. Zinatne, Riga, s. 74-89. (in Russian).
- Āboltiņš, O. P., Veinbergs, I., Danilāns, I., Stelle, V., Straume, J., Eberhards, G., Juškevičs, V., Jaunputniņš, A., 1972.** Main features of glacial morphogenesis and peculiarities of deglaciation of the last glaciation in the territory of Latvia. Danilāns, I. & Āboltiņš, O. (ed.) *Putyevoditel polevogo simpoziuma III Vsesoyuznogo mezhvedomstvennogo soveschaniya po izucheniju krayevykh obrazovaniy materikovigo oledeneniya*, pp. 3-16. Rīga: Zinatne (in Russian).
- Bakanova, I., Malahovski, D., 1972.** Osobenostji degradaciji posljednovo oledenija na mezjdurecje Lovati, Veljikoi i Pljusi i hekotorije voprosi obrazovaniya materikovih oledenij. Nauka, Maskava, s 233-238. (in Russian).
- Basalikas, A., 1965.** Certain problems in glaciomorphology (in light of new data from a geomorphological study of Lithuania). In "Marginal Formations of Continental Glaciation," Vilnius, Mintis Press, pp. 14-17. (in Russian).
- Bennett, M. R., Glasser, N. F., 2010.** Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms. Second edition. John Wiley & Sons Ltd., p. 385.
- Bitinas, A., Karmaziene, D., Jusiene, A., 2004.** Glaciolacustrine kame terraces as an indicator of conditions of deglaciation in Lithuania during the Last Glaciation. *Sedimentary Geology*, v. 165, 3-4, pp. 285-294.
- Brown, T. C., 1931.** Kame and kame terraces of central Massachusetts. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 42(2), pp. 467-479.
- Chebotareva, N., 1965.** Valdajskoje oledenijje na teritoriji SSSR i jevo degradacija. Obshij haraktjer peljefa teritoriji. In: Gerasimov, I. P. (ed.), *Poslednij Evropejskij lednikovij pokrov.* Nauka, Maskava., s. 7-8. (in Russian).

Chebotareva, N., 1969. Obshije zakonomernostji degradaciji valdajskovo oledenijja. In: Gerasimov, I. P. (ed.), *Poslednij lednjikovij pokrov na severno-zapadje Evropeiskoi chastji SSSR*. Nauka, Maskava, s. 276-299.

Danilāns, I., 1961. Kvartāra periods un tā nogulumi Latvijā. LVI, Rīga, 108 lp.

Danilāns, I., 1972. An influence of subglacial surface on processes deglaciation and glacial morphogenesis. In: Goretskiy, G.I., Pogulayev, D.I., Shick, S.M. (eds), *Krayevye obrazovaniya materikovikh oledeneniya*, 19-22. Moscow, Nauka (in Russian).

Danilāns, I., 1973. Chetvertichnye otlozheniya v Latvii. Rīga: Zinātne, s. 312 (in Russian).

Danilāns, I., 1995a. Kvartārs. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 3. sēj.*, Latvijas enciklopēdija, Rīga, 55.-57. lpp.

Danilāns, I. 1995b. Leduslaikmeta beigu posma stratigrāfiskais iedalījums un šī laikposma paleoģeogrāfiskās īpatnības Latvijā. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 3. sēj.*, Latvijas enciklopēdija, Rīga, 103. lpp.

Dauškans, M., 2011a. Kēmu terašu morfoloģija un uzbūve īpatnības Vidzemes augstienē. *Grām. Latvijas Universitātes raksti 767. sējums. Zemes un vides zinātnes.*, LU, Rīga., 17.-34. lpp.

Dauškans, M., 2011b. Classification and Internal Structure of Kames Terraces. *2nd Students International Geological Conference. April 28 – May 01, 2011. University of Latvia. Ratnieki, Latvia. Abstracts.* – Riga: LU Akadēmiskais Apgāds, 2011, p 33.

Dauškans, M., 2013a. Kēmu terases Austrumlatvijas augstienēs. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 126 lpp.

Dauškans, M., 2013b. Kēmu terašu morfoloģija un uzbūve īpatnības Alūksnes un Latgales augstienēs. Krāj: Zelčs, V. (galv. red.), *Latvijas Universitātes raksti, xxx. sējums. Zemes un vides zinātnes.*, Latvijas Universitāte, Rīga, 15 lpp. (iesniegts publicēšanai).

Dauškans, M., Zelčs, V., 2007. Kēmu terašu morfoloģija un klasifikācija. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 65. zinātniskā konferences referātu tēzes.* Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 130.-132. lpp.

Dauškans, M., Zelčs, V., 2008. Kēmu terases un to veidošanās paleoģeogrāfisko apstākļu laiktelpiskā analīze Vidzemes augstienē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 66. zinātniskā konferences referātu tēzes.* Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 184.-186. lpp.

Dauškans, M., Zelčs, V., 2009. Kēmu terases un to veidošanās paleoģeogrāfiskie apstākļi Vidzemes augstienē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 67. zinātniskā konferences referātu tēzes.* Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 172.-174. lpp.

Dauškans, M., Zelčs, V., 2012a. Problem of identification of kame terraces in the interlobate insular uplands of eastern Latvia. In: Zhirov, A. I., Kuznecov V. J., Subeto D. A. and Tide I. (eds.), *Proceeding of the Joint International Conference “Geomorphology and Paleogeography of Polar Regions”, Leopodina Symposium and INQUA Peribaltic Working Group Workshop, Saint-Petersburgh, SPbSU, 9-17 September, 2012.* Saint-Petersburgh “Renova”, pp. 416-417.

Dauškans, M., Zelčs, V., 2012b. Kēmu terašu identificēšana un to izplatība Latgales un Alūksnes augstienēs (in Latvian). Krāj: *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 70. zinātniskā konferences referātu tēzes.* Rīga, Latvijas Universitāte, 155.-157. lpp.

- Dauškans, M., Nartišs, M., Segliņš, V., Zelčs, V., 2006.** Kēmu terašu tipi un uzbūves īpatnības Vidzemes augstienē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 64. zinātniskā konferences referātu tēzes.* Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 153. lpp.
- Dauškans, M., Zelčs, V., Nartišs, M., 2011a.** Kame terraces of the interlobate insular uplands: the case study in the Vidzeme Upland, Latvia. In: Johansson, P., Lunka, J. P., Sarala, P. (eds.), *Late Pleistocene Glacigenic Deposits from the Central Part of the Scandinavian Ice Sheet to Younger Dryas End Moraine Zone. Excursion guide and abstracts. INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion. Northern Finland, 12-17 June 2011.*, Geological Survey of Finland. Rovaniemi, pp. 86-87.
- Dauškans, M., Zelčs, V., Nartišs, M., 2011b.** Kēmu terašu veidošanās laiktelpiskie aspekti (in Latvian). *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 69. zinātniskā konferences referātu tēzes.* Rīga, Latvijas Universitāte, 288.-289. lpp.
- Dauškans, M., Zelčs, V., Nartišs, M., Putniņš, A., 2010.** Paleostraumju virzieni un raksturs kēmu terašu veidošanās laikā Vidzemes augstienē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 68. zinātniskā konferences referātu tēzes.* Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 283.-286. lpp.
- de Jong, M. G. G., Rappol M., 1983.** Ice-marginal debris flow deposits in western Allgau, southern est Germany. *Boreas* 12, 57-70.
- Dreimanis, A., 1989.** Tills: Their Genetic Terminology and Classification. In: Goldthwait, R. P., Matsch, C. L. (Eds.) *Genetic classification of Glacigenic Deposits.* A. A. Balkeama, Rotterdam, 17-83.
- Dreimanis, A., Zelčs, V., 1995.** Pleistocene stratigraphy of Latvia. In: Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P. (eds), *Glacial deposits in North-East Europe.* A.A. Balkema, Rotterdam / Brookfield, pp. 105-115.
- Dreimanis, A., Danilāns, I., Zelčs, V., 1999.** A comparison of the Last Ice Age events in Latvia with S.Ontario, Canada, and their correlations with oxygen-isotope stratigraphy. In: Kirsimae, K., Ainsaar, L. (eds), *Field Symposium INQUA Commission on Glaciation and Peribaltic Work Group o Pleistocene stratigraphy and glacial geology – Southern Estonia, May 18-23, 1999. Abstract volume.* Tartu, pp. 7-9.
- Dzelzītis, J., Soms, J., Zelčs, V., 2002.** Dažas glaciālo struktūrelementu telpiskās orientācijas īpatnības subglaciālo vagu krastos Dzērbenes un Lodesmuižas apkārtnē. *Krāj.: Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 60. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 140.-142. lpp.
- Eberhards, G., 1977.** Glaciālā ģeomorfoloģija. Rīga, P.Stučkas LVU, 123 lp.
- Ehlers, J., 1996.** *Quaternary and Glacial Geology.* John Willey & Sons Ltd., Chichester, 578 pp.
- Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D., 1983.** Lithofacies, types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictive sequences. *Sedimentology*, 30, 393-410.
- Fairbanks, R. G., Mortlock, R. A., Chin, T. C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T. P., Fairbanks, T. W., Bloom, A. L., Grootes, P. M., Nadeau, M. J. 2005.** Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Elsevier, Quaternary Science Reviews* 24, 1781-1796 pp.
- Flint, R. F., 1929.** The stagnation and dissipation of the last ice sheet. *Geogr. Rev.*, 19, 256-89.

- Flint, R. F., 1930.** Glacial geology of Connecticut. Connecticut State Geology and Natural History Survey, Bulletin 47, 294 pp.
- Flint, R. F., 1947.** Glacial Geology and Pleistocene Epoch. New York, John Wiley & Sons, 589 pp.
- Flint, R. F., 1964.** Glacial and Pleistocene Geology. New York, John Wiley & Sons, INC., 892 pp.
- Gary, M., McAfee, R.Jr., Wolf, C.L. (eds.) 1972.** Glossary of geology. American Geology Institute, Washington D.C., 805 pp.
- Gray, J. M., 1975.** The Loch Lomond Readvance and contemporaneous sea-levels in Loch Etive and neighbouring areas of western Scotland. *Proceedings of the Geologists' Association*, 86, 227-38.
- Gudelis, V., 1963.** K voprosu terminologii i klassifikatsii kraevykh lednokovykh obrazovaniy (On the terminology and classification of ice-marginal formations). In: Goretzki, G.I., Ivanova, I. K., Orviku, K., (eds.), *Krayevye formy reliefa materikovogo oledeneniya na Russkoj ravnine* (Marginal landforms of continental glaciations in Russian Plain). Trudy Kommissii po izucheniju chetvertichnogo perioda (Proceedings of the Commission of Quaternary Research), Moskva, AN SSSR, XXI: 84-91 (in Russian).
- Hawlwey, J. W., Parsons, R. B., 1980.** Glossary of Selected Geomorphic and Geologic Terms. Mimeo. USDA Soil Conservation Service. West National Technical Centre, Portland, OR.
- Heikkila, M., Fontana, S.L., Seppa, H., 2009.** Rapid Lateglacial tree population dynamics and ecosystem changes in the eastern Baltic region. *Journal of Quaternary Science*, 24(7), 802-815.
- Huddart, D., Lister, H., 1981.** The Origin of Ice Marginal Terraces and Contact Ridges of East Kangerdluarssuk Glacier, SW Greenland. *Geografiska Annaler* 63A, 31-39.
- Jahn, A., 1969.** Terasy kemowe w Sudetach (Kame terraces in the Sudetes). *Folia Quaternaria* 30, 17-22.
- Jamieson, T. F., 1874.** On the last stage of the Glacial Period in North Britain. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, v. 30, p. 317-338.
- Johanson, P., 1995.** The deglaciation in the eastern part of the Weichselian ice divide in Finnish Lapland. *Geological Survey of Finland Bulletin* 383, 72 pp.
- John, B. S., 1972.** A Late Weichselian Kame Terrace at Mullock Bridge, Pembrokeshire. *Proceedings of the Geologists Association*, Published by Elsevier Ltd., London, p. 213-229.
- Juškevičs, V., 2000.** Kvartāra nogulumi. Sēj.: Āboltiņš, O., Kuršs, V. (red.), Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1:200000. 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži. Paskaidrojuma teksts un kartes. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 10.-30. lpp.
- Juškevičs, V., 2008.** Latvijas starpledus laikmeta nogulumu stratotipu novērtējums. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 66. zinātniskā konferences referātu tēzes*. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 195.-196. lpp.
- Juškevičs, V., Skrebels, J., 2002.** Kvartāra nogulumi. Sēj.: Āboltiņš, O., Brangulis, A.J. (red.), Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1:200000. 44.-45.-54. lapa – Alūksne, Viļaka, Valka. Paskaidrojuma teksts un kartes. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 9.-27. lpp.

Juškevičs, V., Meirons, Z., Straume, J., Birgers, A., Arhārova, T., 1981. Latvijas kvartāra nogulumu karte. Latvijas PSR Ģeoloģijas pārvalde, Rīga, 2 lpp.

Kalm, V., 2006. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciations. *Quaternary Science Reviews* 25: 960-975, DOI 10.1016/j.quascirev.2005.08.005

Karmaziene, D., 2012. Kame terraces as an indicator of conditions of deglaciation in Lithuania during the last glaciation. In: Zhirov, A. I., Kuznecov V. J., Subeto D. A. and Tide I. (eds.), *Proceeding of the Joint International Conference "Geomorphology and Paleogeography of Polar Regions", Leopodina Symposium and INQUA Peribaltic Working Group Workshop, Saint-Petersburgh, SPbSU, 9-17 September, 2012.* Saint-Petersburgh "Renova", pp. 433.

Karušs, J., Segliņš, V., 2012. Kēmu terases smilts iegulu pētījumi ar ģeoradaru Taurenes apkaimē, Vidzemes augstienē. *Grām. Latvijas Universitātes raksti 789. sējums. Zemes un vides zinātnes.*, LU, Rīga, 19.-29. lpp.

Kovalevskiy, M. I., 1959. O relyefe poverkhnosti korennykh porod Latviyskoy SSR. *Izvestija Akademii Nauk Latviyskoy SSR. Seriya geologicheskaya*, 11, 123-127.

Kovalevskiy, M. I., 1961. Sootnosheniye relyefa I geologicheskoy struktury territorii Latviyskoy SSR. In: Nikolajev, N. I. (ed.), *Neotektonika SSSR.* Riga, Latvijas Zinātņu akadēmijas izdevniecība, 101-110.

Kudaba, C., 1969. Ice-marginal formations of the Baltic Ridge and diagnostic of ice argin dynamics. In *Materikovye oledeneniya i lednikoviy morfogenez*, Mintis, Vilnius, s. 155-226. (in Russian).

Levson, V. M., Rutter, N. W., 1989. Late Quaternary Stratigraphy, sedimentology, and history of the Jasper townsite area, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 1325-1342.

Lian, O.B., Huntley, D.J., 2001. Luminescence dating, in W. Last, J. Smol (eds), *Tracking Environmental Change using Lake Sediments. Volume 1. Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques*, 261-282 (Dordrecht: Kluwer).

Lider, M., 1986. Sedimentologija. Procesi i produkti. Moskva, Mir, 439 pp. (in Russian).

LR likums, 1996. Par zemes dzīlēm. Latvijas vēstnesis, 21.05.1996. Nr. 87 (572).

LR likums, 2007. Par Eiropas ainavu konvenciju. Latvijas vēstnesis, 18.04.2007. Nr. 63 (3639).

Mannerfelt, C. M., 1945. Nagra glacialmorfologiska formelement. *Geografiska Annaler* 27, 1-239.

Mannerfelt, C. M., 1949. Marginal drainage channels as indicators of the gradients of Quaternary ice caps. *Geografiska Annaler* 31, 194-199.

Markots, A., 1994a. Burzavas pauguraine. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 1. sēj.* Latvijas Enciklopēdija, Rīga, 177.-178. lpp.

Markots, A., 1994b. Dagdas pauguraine. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 1. sēj.* Latvijas Enciklopēdija, Rīga, 207.-208. lpp.

Markots, A., 1995a. Feimaņu pauguraine. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 2. sēj.* Latvijas Enciklopēdij, Rīga, 70.-71. lpp.

- Markots, A., 1995b.** Maltas pazeminājums. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 3. sēj.* Latvijas Enciklopēdij, Rīga, 182.-183. lpp.
- Markots, A., 1997a.** Rāznavas pauguraine. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 4. sēj.* Preses nams, Rīga, 226.-228. lpp.
- Markots, A., 1997b.** Rēzeknes pazeminājums. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 4. sēj.* Preses nams, Rīga, 241.-242. lpp.
- Markots, A., 2011.** Plakanvirsas pauguru morfoloģija, uzbūve un veidošanās apstākļi salveida akumulatīvi glaciostrukturālajās augstienēs. Disertācija. Rīga. LU., 127 lpp.
- Markots, A., Āboltniņš, O. P., 1999.** Vidzemes augstienes zvoncu morfoloģiskie tipi. *Zeme Daba Cilvēks LU 57.konference, LU, Rīga, 95.-99. lpp.*
- McKenzie, G. D., 1969.** Observations on a collapsing kame terrace in Glacier Bay National Monument, S. E. Alaska. *J. Glaciol., 8, 413-25*
- Meirons, Z., 1975.** Reljef Latgalhskoj vozvishennosti i sopredelnhnih rayonov Vostocno-Latvijskoj nhizmennosti. *Krāj.: Danilāns, I. (ed.), Problems of Quarternary geology, v. 8. Zinatne, Rīga, 48.-82. lpp. (in Russian)*
- Meirons, Z., 2004.** Kvartāra nogulumi. Sēj.: Āboltniņš, O., Brangulis, A. J. (red.), Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1:200000. 25. lapa – Indra, 35. lapa – Rēzekne. Paskaidrojuma teksts un kartes. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 9.-26. lpp.
- Meirons, Z., Straume, J., 1979.** Cenozoic group. In: Misāns, J., Brangulis, A., Danilāns, I., Kuršs, V. (eds.), *Geologicheskoe stroyenie i poleznye iskopayemye Latvii.* Rīga: Zinātne, 176-268 (in Russian).
- Meirons, Z., Straume, J., Juškevičs, V., 1974.** Kharakteristika podcervertičnoj overhnosti Latviji i nekotorije voprosi formirovaņija pogrebennih dolin. *Krāj.: Danilāns, I. (ed.), Problems of Quarternary geology, v. 7. Zinatne, Rīga, 9.-21. lpp. (in Russian).*
- Meirons, Z., Straume, J., Juškevičs, V., 1976.** Osnovnije raznovidnosti marginalnhnih obrazovanhij i odstupanhije poslhednhego lhednhika na territoriji Latviji. *Krāj.: Danilāns, I. (ed.), Problems of Quarternary geology, v. 9. Zvaigzne, Rīga, 50.-74. lpp. (in Russian).*
- Miall, A.D., 1978.** Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology.* Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5, 597-604.
- Možajevs, B., 1973.** Noveishaja tektonjika severo-zapada Ruskoj ravnjini. Nedra, Ļeņingrada, 231 pp. (in Russian).
- Murray, A., Wintle, A., 2000.** Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements 32, pp. 57-73.*
- Nartišs, M., Zelčs, V., 2007.** Development history of the glacial lakes in Northern Vidzeme, Latvia. In: Guobyte R., Stančikaite M. (eds.), *The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene glaciations to the evolution of the Baltic Sea, Proceedings of the INQUA Peribaltic Group Field Symposium, May 27 – June 02, 2007, Plateliai, Lithuania.* Lithuanian Geological Survey, Vilnius, p. 59-60.
- 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.

Pisarska-Jamrozy, M., Machowiak, K., Krzyszkowski, D., 2010. Sedimentation style of a Pleistocene kame terrace from the Western Sudety Mountains, S Poland. *Geologists*, 16 (2), p. 101-110.

Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-time variations, *Radiation Measurements*, 23, 497-500.

Price, R. J., 1973. *Glacial and Fluvio-glacial Landforms*. Edited by Clayton, K. M. Oliver & Body. Edinburgh. 242 p.

Ramans, Ģ., 1935. Latvijas teritorijas ģeogrāfiskie reģioni. Ģeogrāfiski Raksti 5. Rīga, Latvijas Ģeogrāfijas biedrība, 178.-240. lpp.

Raukas, A., 2004. Application of OSL and ¹⁰Be techniques for the establishment of deglaciation chronology in Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sc., Geology*, 53 (4), 267-287.

Raukas, A., Zelčs, V., 2011. Deglaciation chronology in Latvia and Estonia. *In: Lukševičs, E., Stinkulis, Ģ. and Vasiļkova, J. (eds). The Eighth Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts.* University of Latvia, Riga. p. 55.

Raukas, A., Stankowski, W., Zelčs, V., Šinkunas, P., 2011. Chronology of the last deglaciation in the south-eastern Baltic Region on the basis of recent OSL dates. *Geochronometria*, 36, 1-8, doi 10.2478/v10003-010-0011-7.

Rinterknecht, V. R., Clark, P. U., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Bitinas, A., Brook, E. J., 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, 10 March 2006, 1449 – 1452.

Russell, I. C., 1893. Malaspina Glacier. *Journ. Geology*, v. 1, p. 219-245.

Salisbury, R. D., 1893. Surface geology-report of progress, 1892. New Jersey Geol. Survey, Ann. Rept. For the year 1892 (1893), pt. 1, p. 33-328.

Salisbury, R. D., 1902. The glacial geology of New Jersey. New Jersey, Geological Survey. Final Report v. 5, 802 p.

Segliņš, V., 2002. Leduslaikmeta beigu posma nogulumi Latvijā un to stratigrāfiskais iedalījums. Latvijas Universitāte, Rīga, 120 lp.

Serebryany, L. R., 1978. Dinamika pokrovnogo olhedenhenhija i glhacioevstazija v pozdnechetvertichnoje vremja. Nauka, Moskva, 271 s, (in Russian).

Shepps, V. C., 1983. Kame. *In: Fairbridge R. W. (ed.), The Encyclopedia of Geomorphology.* Reinhold book corporation, New York, p. 578-579.

Sissons, J. B., 1958. Supposed ice-dammed lakes in Britain, with particular reference to the Eddleston Valley, southern Scotland. *Geografiska Annaler* 40, 159-187.

Sleinis, I., 1936. Latvijas reljefs. *Grām. Malta, N., Galeniēks, P. (red.), Latvijas zeme, daba un tauta, 1. sēj.* Valters un Rapa, Rīga, 129.-158. lpp.

Straume, J., 1979. Geomorphology. *In: Misans, J., Brangulis, A., Danilans, I., Kuršs, V. (eds), Geologisches stroyenie i poleznye iskopayemye Latvii,* p. 302-345. Riga: Zinatne (in Russian).

- Thornbury, W. D., 1937.** Glacial geology of southern and south central Indiana. Indiana Division Geology, 138 pp.
- Thornbury, W. D., 1954.** Principles of Geomorphology. New York, John Wiley and Sons, Inc., 618 pp.
- Vanaga, A., 1970.** O morfologiji i nekotrikh osobennostyakh razvitiya reljefa Aluksnenskoj vozvishennosti. Krāj.: Danilāns, I. (red.). *Voprosi četvertichnoj geologiji*, 5. Zinātne, Rīga, s. 77-94. (in Russian).
- Veinbergs, I., Krūkle, M., 1965.** O genhezise holmistih i grjadovih form lhednikovogo reljefa severnoy chasti Latgalhskoj vozvishennosti. Krāj.: Basalikas, A. (ed.), *Krayevye obrazovaniya materikovikh oledeneniya*. Mintis, Viļņa, s. 73-88. (in Russian).
- Walker, M., 2005.** Quaternary Dating Methods. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 286 pp.
- Wysota, W., 2002.** Stratigrafia i šrodnowiska sedimentacji zlowacenia wisly w południowej części dolnego Powiśla. Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Toruń, 144 pp.
- Zāns, V., 1936.** Leduslaikmets un pēcleduslaikmets *Latvijā*. *Grām. Malta, N., Galenieks, P. (red.), Latvijas, zeme, daba un tauta, 1.sēj.* Valters un Rapa, Rīga, 49.-127. lpp.
- Zelčs, V., 1993.** Glaciotectionic landforms of divergent type glaciodepressional lowland. Compendium of papers. Habilitation and Promotion Council of Geological Sciences. University of Latvia, Riga, 105 pp.
- Zelčs, V., 1994.** Daugulis. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 1. sēj.* Latvijas Enciklopēdija, Rīga, 222. lpp.
- Zelčs, V., 1999.** Rievotās morenas Latvijā. Ktaj.: Kļaviņš, M. (red.), *Zeme. Daba. Cilvēks. LU 57. Konference.* Rīga, Latvijas universitāte, 149.-162. lpp.
- Zelčs, V., 2008.** Morēnas nogulumu segas glaciotektoniskā fragmentācija. *Krāj.: Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 66. zinātniskā konference. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 16.-17. lpp.
- Zelčs, V., Markots A., 1999.** Ģeoloģiskās informācijas izmantošana teritorijas attīstības plānošanā. Rīga, VĢD, 122 lp.
- Zelčs, V., Markots, A., 2004.** Deglaciation history of Latvia. In: Ehlers J., Gibbard P. L. (eds.) *Extent and Chronology of Glaciations, v.1 (Europe).* Elsevier, p. 225-244.
- Zelčs, V., Šteins, V., 1989.** Latvijas daba un fizioģeogrāfiskie rajoni. *Zinātne un Tehnika*, Rīga, Nr. 7.
- Zelčs, V., Markots, A., Nartišs, M., Saks, T., 2011a.** Chapter 18: Pleistocene Glaciations in Latvia. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes P.D. (eds.), *Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look. Developments in Quaternary Sciences*, 15, Elsevier, pp. 221-229.
- Zelčs, V., Rinterknecht, V.R., Clark, P.V., Ransbeck, G.M., Yiou, F., Brook. E.J., 2011b.** Pēdējā apledošanas deglaciācijas ¹⁰Be hronoloģija Latvijā. *Krāj.: Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Latvijas Universitātes 69. zinātniskās konferences referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, 399.-400. lpp.
- Zolotarev, V., 2007.** Georadar Zond-12e User's manual. Riga, Radar Systems Inc.

NEPUBLICĒTĀ LITERATŪRA

Ginters, G., Ulgis, M., Aleksāns, O., 1981. Карта изопакит четвертичных отложений. Rīga, Pielikums 9, lapa 1., Ģeoloģijas pārvalde, Inventāra Nr. 9811.

Oinonen, M., Eskola, K. O., 2010. Research report, *Luminescence dating of Latvian samples*, Ref: Purchase identification No. LU 2008/I-269, part 2 (7 samples), Helsinki, p. 5.

Vlads, A., 2011. Glaciokarsta ieplaku morfoloģija un uzbūves īpatnības Vietalvas apkārtnē. Bakalaura darbs. Rīga. LU., 47 lpp.

KARTOGRĀFISKAIS MATERIĀLS

PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1:50 000 (1942. g. koord. sistēma, horizontāļu šķēluma augstums 10 m; 1983. g. izdevums)

PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1:25 000 (1963. g. koord. sistēma, horizontāļu šķēluma augstums 5 m; 1969. – 1979. g. izdevums pēc 1951. g. rekognoscijas datiem)

PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1:10 000 (1963. g. koord. sistēma, horizontāļu šķēluma augstums 2 m; 1976. g. izdevums pēc 1971. g. rekognoscijas datiem)

PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1:10 000 (1942. g. koord. sistēma, horizontāļu šķēluma augstums 2 m; 1976. g. izdevums pēc 1971. g. rekognoscijas datiem)

LU ĢZZF karšu pārlūks

TOPO 10K PSRS. *Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 42. un 63. gada koordinātu sistēmas topogrāfisko karšu mozaīka mērogā 1:50 000.* LU ĢZZF WMS. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>

TOPO 25K PSRS. *Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 42. un 63. gada koordinātu sistēmas topogrāfisko karšu mozaīkas mērogā 1:50 000.* LU ĢZZF WMS. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>

TOPO 50K PSRS. *Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 42. gada koordinātu sistēmas topogrāfisko karšu mozaīka mērogā 1:50 000.* LU ĢZZF WMS. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>

ORTOFOTO 3. LĢIA Latvijas 3. etapa ortofoto karšu mozaīka. LU ĢZZF WMS. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>

INTERNETA MATERIĀLI

Ģeoradars ZOND-12e (komplektācija un darbības principi), <http://www.radsys.lv/>, skatīts 20.10.2012.

PIELIKUMI

Kēmu terašu pētījumu vietas un veiktie pētījumi

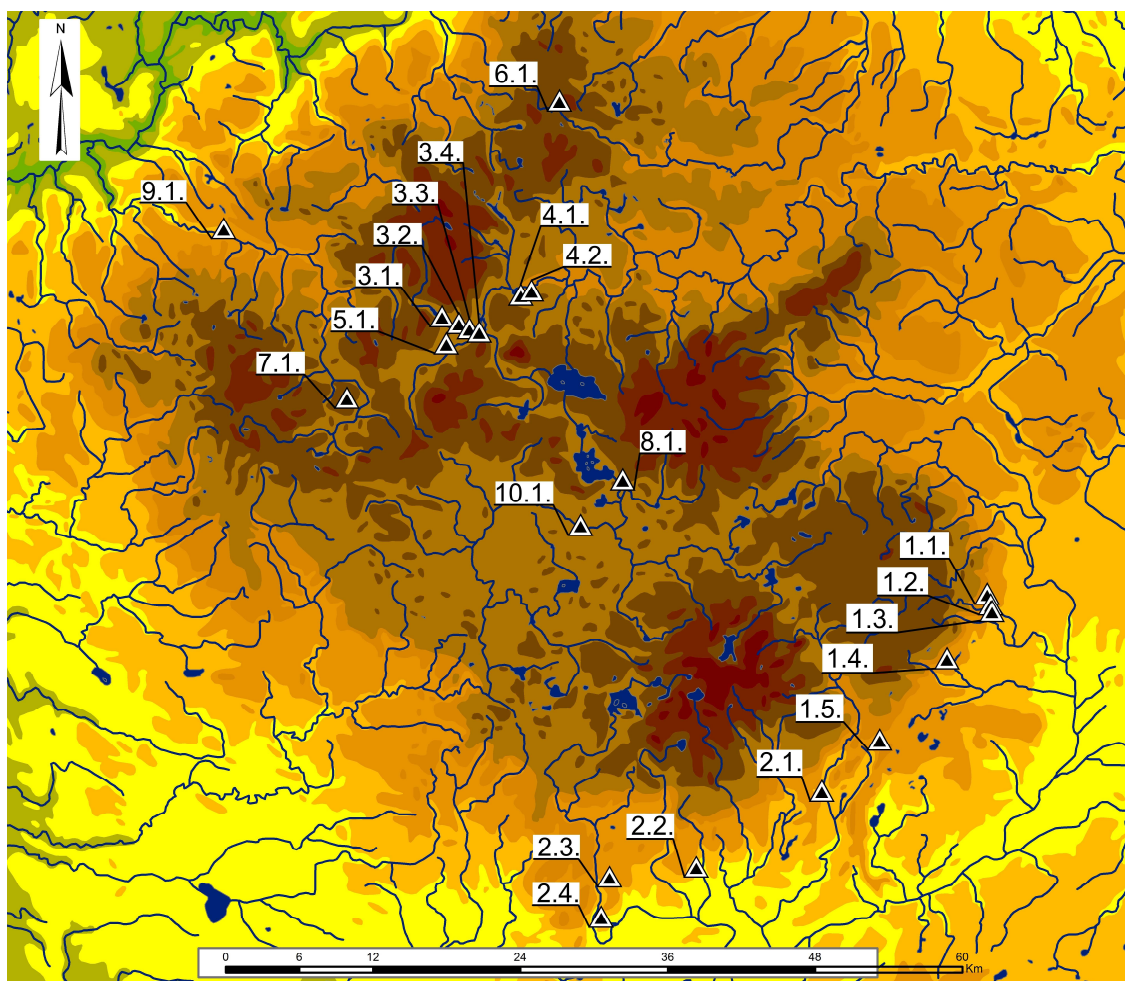
Nr. p. k.	Pētījumu vieta	Koordinātas	Absolūtais augstums m vjl.	Veiktie pētījumi
<i>Vidzemes augstiene</i>				
1.	Cesvaines-Vesetas kēmu terase (Cesvaines-Madonas posms)			
1.1.	Biksēres Ziemeļu karjers	26°18'54,93"E 56°55'51,99"N	149-154	ka, mo(l), iu(l)
1.2.	Biksēres karjers	26°19'09,18"E 56°55'23,52"N	128-134	ka, mo(l), iu(l)
1.3.	Biksēres Rūpnieku karjers	26°19'15,25"E 56°55'05,91"N	126-130	ka, mo(l), iu(l), OSL
1.4.	Sarkaņu karjers	26°15'31,65"E 56°53'02,53"N	145-160	ka, mo(l), iu(l)
1.5.	Smeceris sila karjers	26°09'56,17"E 56°49'39,87"N	154-160	ka, mo(l), iu(l)
2.	Cesvaines-Vesetas kēmu terase (Veckalsnavas posms)			
2.1.	Lejaskļaviņu karjers	26°05'06,82"E 56°47'31,13"N	125-131	ka, mo(l), iu(l), OSL
2.2.	Jāņukalna karjers	25°55'00,02"E 56°44'17,88"N	130-135	ka, mo(l), iu(l)
2.3.	Vietalvas karjers	25°47'42,83"E 56°43'56,15"N	139-158	ka, mo(l), iu(l), OSL
2.4.	„Vietalvas katli”	25°47'14,66"E 56°42'08,53"N	106-128	ka, mo(l), iu(l)
3.	Bānūžu-Lodes kēmu terase			
3.1.	Bānūžu karjers	25°35'44,72"E 57°08'42,89"N	197-200	ka, mo(l), iu(l)
3.2.	Ilzes ezera ZA krasts (netālu no Lodesskolas)	25°37'01,31"E 57°08'24,91"N	200	ka, mo(l), iu(l)
3.3.	Ilzes ezera ZA krasts (izcirtums)	25°37'50,20"E 57°08'11,81"N	196	ka, mo(l), iu(l)
3.4.	Lodesmuižas karjers	25°38'44,43"E 57°08'01,26"N	187-190	ka, mo(l), iu(l)
4.	Tauriņa kēmu terase			
4.1.	Nadziņu karjers	25°42'07,29"E 57°09'35,24"N	186	ka, mo(l), iu(l), OSL
4.2.	Lipšu karjers	25°43'00,44"E 57°09'45,89"N	182	ka, mo(l), iu(l)
5.	Pīslas kēmu terase			
5.1.	Jaunzemju karjers	25°36'00,62"E 57°07'31,99"N	193-198	ka, mo(l), iu(l)
6.	Kārļu kalna kēmu terase			
6.1.	Kārļu kalna karjers	25°45'39,59"E 57°18'03,90"N	208-214	ka, mo(l), iu(l), OSL
7.	Skujenes kēmu terase			
7.1.	Skujenes plakanpaugurs	25°28'04,27"E 57°05'15,54"N	193-225	ka, mo(l)

1. pielikuma turpinājums
Annex 1. continuation

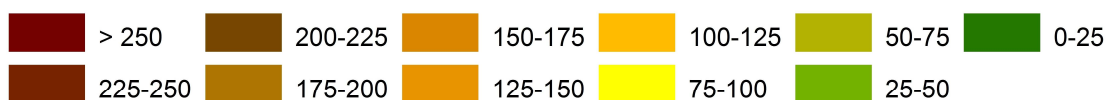
Nr. p. k.	Pētījumu vieta	Koordinātas	Absolūtais augstums m vjl.	Veiktie pētījumi
8.	Inešu kēmu terase			
8.1.	Inešu karjers	25°49'58,12"E 57°01'23,49"N	205	ka, mo(l), iu(l), OSL
9.	Amatas kēmu terase			
9.1.	Amatas karjers	25°18'19,20"E 57°12'45,89"N	156	ka, mo(l), iu(l), OSL
10.	Cirstu kēmu terase			
10.1.	Cirstu karjers	25°46'29,17"E 56°59'28,79"N	190-195	ka, mo(l), iu(l), OSL
<i>Alūksnes augstiene</i>				
11.	Silaktu kēmu terase			
11.1.	Zagādu karjers	26°47'22,74"E 57°23'12,95"N	135-140	ka, mo(l), iu(l)
11.2.	Silaktu apkārtnē	26°50'06,31"E 57°25'46,30"N	155	ka, mo(l)
12.	Bejas kēmu terase			
12.1.	Tūcenes Ziemeļu karjers	27°15'18,66"E 57°25'30,91"N	150	ka, mo(l), iu(l)
12.2.	Tūcenes Dienvidu karjers	27°15'01,95"E 57°25'13,35"N	150	ka, mo(l), iu(l)
12.3.	Ponkulenes karjers	27°06'55,17"E 57°21'32,71"N	152-154	ka, mo(l), iu(l)
13.	Terasētie plakanvirsas pauguri			
13.1.	Talešu plakanvirsas paugurs	27°57'09,73"E 57°31'05,34"N	205-220	ka
14.	Kornetu-Peļļu kēmu terase			
14.1.	Kornetu-Peļļu ezeru apkārtnē	26°56'41,38"E 57°35'27,13"N	160-200	ka, mo(l)
<i>Latgales augstiene</i>				
15.	Rogovkas kēmu terase			
15.1.	Ičas austrumu karjers	27°29'30,71"E 56°43'16,26"N	112-114	ka, mo(l), iu(l)
15.2.	Ičas rietumu karjers	27°29'12,36"E 56°43'20,80"N	110-111	ka, mo(l), iu(l)
15.3.	Sārņu karjers	27°26'20,60"E 56°42'43,05"N	126	ka, mo(l), iu(l)
15.4.	Žogotu karjers	27°22'04,13"E 56°43'23,42"N	120-125	ka, mo(l), iu(l)
15.5.	Sosines karjers	27°21'41,23"E 56°43'00,24"N	120-130	ka, mo(l), iu(l)
15.6.	Kloneites karjers	27°19'11,39"E 56°42'56,64"N	128-130	ka, mo(l), iu(l)
15.7.	Aizkalnes jaunais karjers	27°17'31,32"E 56°42'35,49"N	123-125	ka, mo(l), iu(l)

1. pielikuma turpinājums
Annex 1. continuation

Nr. p. k.	Pētījumu vieta	Koordinātas	Absolūtais augstums m vjl.	Veiktie pētījumi
15.8.	Aizkalnes vecais karjers	27°17'38,45"E 56°42'34,84"N	125-130	ka, mo(l), iu(l)
16.	Istras kēmu terase			
16.1.	Istras karjers	28°05'15,16"E 56°23'50,78"N	119-120	ka, mo(l), iu(l)
17.	Zilupes kēmu terase			
17.1.	Zilupes ielejveida pazeminājums	28°10'06,95"E 56°15'20,60"N	120-135	ka, mo(l)
18.	Asūnīcas kēmu terase			
18.1.	Pļesņevas karjers I	27°44'46,59"E 55°58'37,59"N	142	ka, mo(l), iu(l)
18.2.	Pļesņevas karjers II	27°44'23,54"E 55°58'50,61"N	142	ka, mo(l), iu(l)
19.	Terasētie plakanvirsas pauguri			
19.1.	Milkas plakanvirsas paugurs	27°23'33,64"E 56°12'48,83"N	175-198	ka
Saīsinājumi:	ka – kartogrāfiskā materiāla analīze; mo(l) – morfoloģijas pētījumi (lauka darbi); iu(l) – iekšējās uzbūves pētījumi (lauka darbi); OSL – OSL paraugu ievākšana			



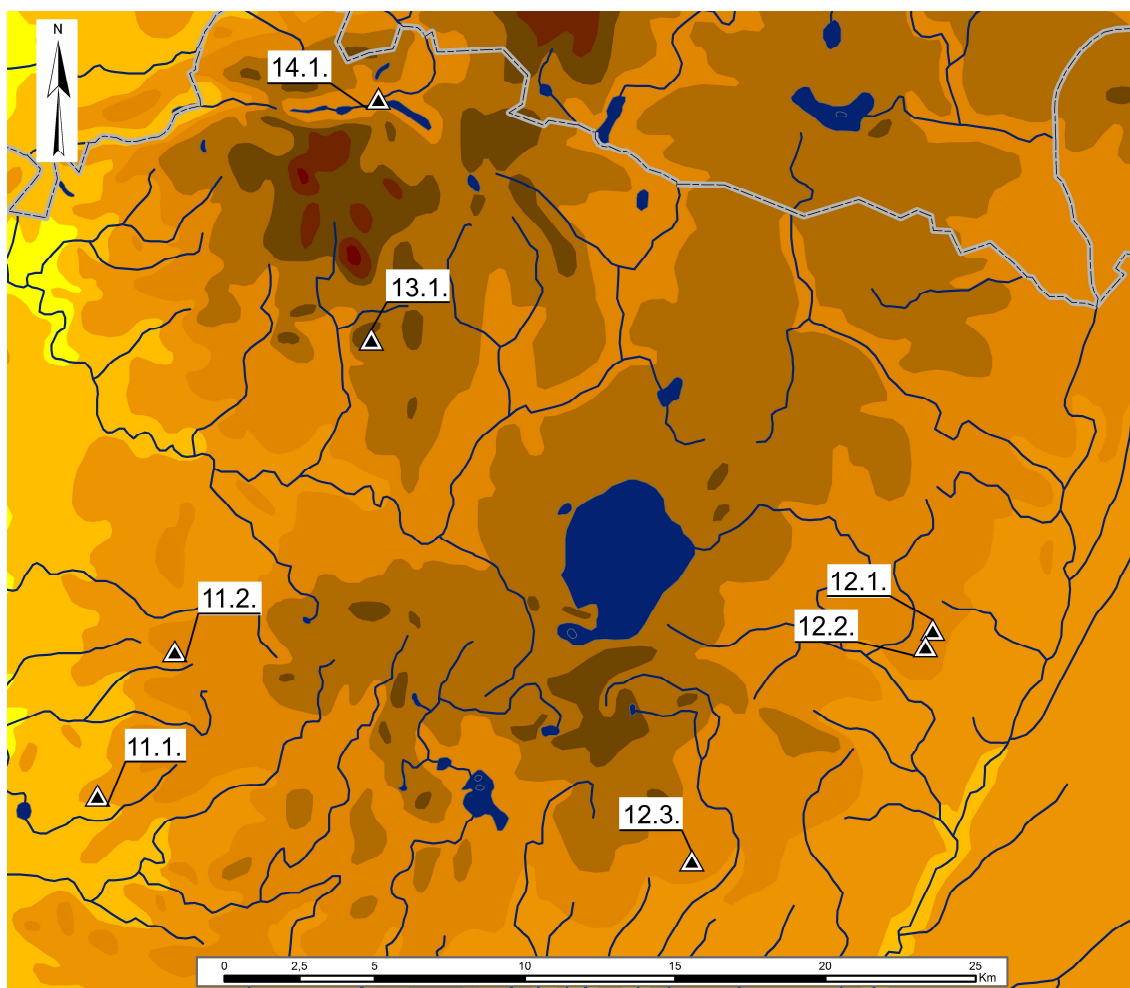
Augstuma skala m vjl.



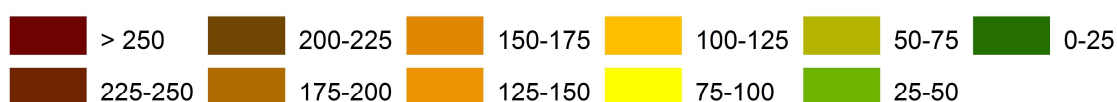
▲ Lauka pētījumu vietas

Pētījumu vietas Vidzemes augstienē (sagatavota, izmantojot GIS Latvija 3.0 datubāzi). 1.1. Biksēres Ziemeļu karjers; 1.2. Biksēres karjers; 1.3. Biksēres Rūpnieku karjers; 1.4. Sarkaņu karjers; 1.5. Smeceres sila karjers; 2.1. Lejaskļaviņu karjers; 2.2. Jāņukalna karjers; 2.3. Vietalvas karjers; 2.4. „Vietalvas katli”; 3.1. Bānūžu karjers; 3.2. Ilzes ezera ZA krasts (netālu no Lodesskolas); 3.3. Ilzes ezera ZA karasts (izcirtums); 3.4. Lodesmuižas karjers; 4.1. Nadziņu karjers; 4.2. Lipšu karjers; 5.1. Jaunzemju karjers; 6.1. Kārļu kalna karjers; 7.1. Skujenes plakanvirsas paugurs; 8.1. Inešu karjers; 9.1. Amatas karjers; 10.1. Cirstu karjers.

Geographical location of the study sites in the Vidzeme upland (compiled by author, basic geographical information derived from data base GIS Latvia 3.0).



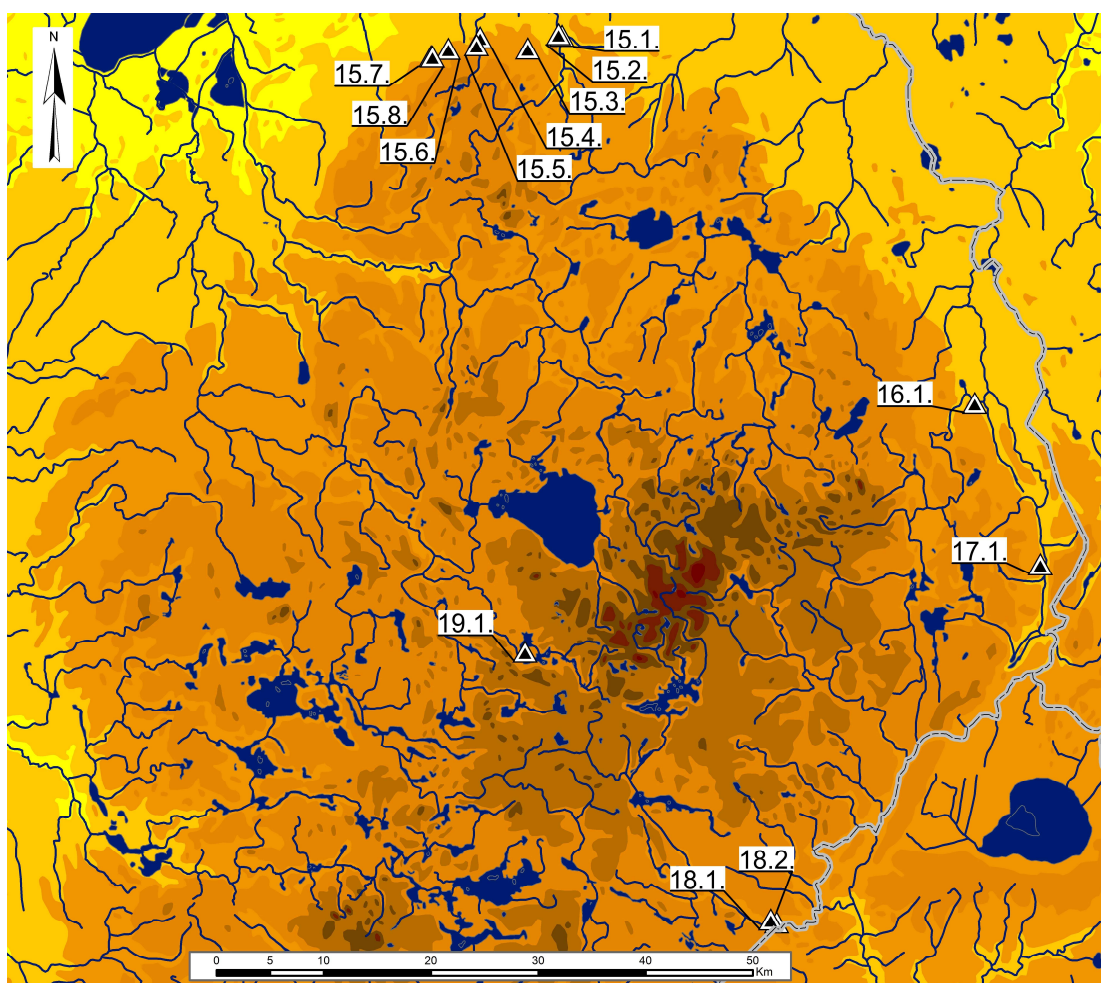
Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



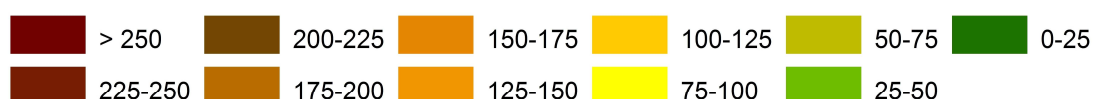
▲ Lauka pētījumu vietas

Pētījumu vietas Alūksnes augstienē (sagatavota, izmantojot GIS Latvija 3.0 datubāzi). 11.1. Zagādu karjers; 11.2. Silaktu apkārtnē; 12.1. Tūcenes Ziemeļu karjers; 12.2. Tūcenes Dienvidu karjers; 12.3. Ponkulenes karjers; 13.1. Talešu plakanvirsas paugurs; 14.1. Kornetu-Peļļu ezeru apkārtnē.

Geographical location of the study sites of Alūksne upland (compiled by author, basic geographical information derived from data base GIS Latvia 3.0).



Augstuma skala m vjl. / Elevation, m asl.



▲ Lauka pētījumu vietas

Pētījumu vietas Latgales augstienē (sagatavota, izmantojot GIS Latvija 3.0 datubāzi). 15.1. Ičas austrumu karjers; 15.2. Ičas rietumu karjers; 15.3. Sārņu karjers; 15.4. Žogotu karjers; 15.5. Sosines karjers; 15.6. Kloneites karjers; 15.7. Aizkalnes jaunais karjers; 15.8. Aizkalnes vecais karjers; 16.1. Istras karjers; 17.1. Zilupes ielejveida pazeminājums; 18.1. Pļesņevas karjers I; 18.2. Pļesņevas karjers II; 19.1. Milkas plakanviršanas paugurs.

Geographical location of the study sites of Latgales upland (compiled by author, basic geographical information derived from data base GIS Latvia 3.0).

Litofāciju kodi / Lithofacial codes *

Litofācijas kods	Litofācijas tipa apraksts: graudu izmērs, sedimentācijas struktūra
D (S/F)	Diamiktons (daudzfrakciju nogulumi, vāji šķiroti), vidēji graudains (smilšains, smilšaini-aleirītisks, smilšaini-mālains), smalki graudains (aleirītisks, aleirītiski-mālains, mālaini-smilšains, mālaini-aleirītisks, mālains)
Dmm	Diamiktons ar difūzi graudainu skeletu, masīvs
Dms	Diamiktons ar difūzi graudainu skeletu, stratificēts
Dm-(s)	Diamiktons ar difūzi graudainu skeletu un sīkizmēra deformācijas struktūrām
G (B/S/D)	Grants (2-100 mm), akmeņaina, smilšaina, diamiktonveidīga ar kompakti graudainu skeletu, masīva
Gcm	
S (F)	Smilts (0,1-2,0 mm), smilts aleirītiska/mālaina
Sm	Smilts masīva
Sg	Smilts stratificēta, frakcionēta
Sh	Smilts plakanparalēli slāņota
Sp	Smilts lēzeni slīpslāņota (diagonāli slīpslāņota)
St	Smilts muldveidīgi slāņota
Sr	Smilts ripsnoti slīpslāņota
Src (A)	Smilts ar A tipa kāpjoši ripsnotu slīpslāņojumu
Src (B)	Smilts ar B tipa kāpjoši ripsnotu slīpslāņojumu
Ss	Smilts ar vājiem erozijas iegrauzumiem un vāji izveidotu diagonālu slīpslāņojumu
Sd	Smilts ar deformētu struktūru
F (S/D)	Aleirīts, māls (<0,1 mm), aleirīts/māls smilšains, aleirīts/māls diamiktonveidīgs
Fm	Aleirīts, māls masīvs
Fg	Aleirīts, māls stratificēts, frakcionēts
Fh	Aleirīts, māls horizontāli (plakanparalēli) slāņots
Fw	Aleirīts, māls viļņoti slāņots
Fr	Aleirīts smilšains, aleirīts ar smalku ripsnājumu
Frc	Aleirīts smilšains, aleirīts ar smalku kāpjošu ripsnājumu
Frc (A)	Aleirīts smilšains, aleirīts ar A tipa smalku kāpjošu ripsnājumu
Fv	Aleirīts, māls ar slokšņu struktūru
Fd	Aleirīts, māls ar deformētu struktūru
F- - (d)	Aleirīts, māls ar pilienakmeņiem (dropstones)

* pēc Miall (1978); Eyles et al., (1983); Wysota (2002) / modified from Miall (1978); Eyles et al., (1983); Wysota (2002).

Sektordiagrammu apzīmējumi / Legend for diagrams

n	Mērījumu skaits
MV	Krituma azimuta rezultējošais virziens
α	Krituma leņķu diapazons



ISSN
ISBN